

第41回地盤震動シンポジウム(2013)

2011年東北地方太平洋沖地震から分かった
新たな知見と予測地震動への反映

—巨大地震に備えるための地盤震動研究(その3)—

2013.11.26

一般社団法人 日本建築学会
構造委員会 振動運営委員会
地盤震動小委員会

第41回地盤震動シンポジウム(2013)

2011年東北地方太平洋沖地震から分かった 新たな知見と予測地震動への反映

—巨大地震に備えるための地盤震動研究(その3)—

2013.11.26

一般社団法人 日本建築学会
構造委員会 振動運営委員会
地盤震動小委員会

ご案内

本書の著作権・出版権は（一社）日本建築学会にあります。本書より著書・論文等への引用・転載にあたっては必ず本会の許諾を得てください。
コピーも私的利用の範囲を超えることは法律で禁じられています。

一般社団法人 日本建築学会

The 41st Symposium of Earthquake Ground Motion (2013)

New Knowledge shown by the 2011 Tohoku Earthquake and the Reflection in Earthquake Ground Motion Prediction

— Ground Motion Studies to Prepare for the Next Mega Earthquake (Part 3) —

November 2013

Tokyo

The Research Subcommittees on the Earthquake Ground Motion

The Architectural Institute of Japan

第41回地盤震動シンポジウム(2013)

2011年東北地方太平洋沖地震から分かった新たな知見と予測地震動への反映 —巨大地震に備えるための地盤震動研究(その3)—

目 次

1. 主旨説明	久田嘉章	1
2. 過去の海溝型巨大地震による強震動・被害と予測地震動への反映		
2-1 2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)の強震動の検証と広域長周期地震動 シミュレーション	川辺秀憲・釜江克宏・上林宏敏	3
2-2 強震動パルスの生成に着目した海溝型巨大地震の震源モデル	野津 厚	11
2-3 3次元地下構造を考慮した1946年南海地震の震源モデルとそれを用いた 強震動評価	香川敬生・Petukhin Anatoly・纏纏一起・三宅弘恵・室谷智子	21
2-4 埋立地の液状化被害分布に与えた表層地盤構造の影響	関口 徹・中井正一	25
3. 特別講演		
3-1 液状化時の地盤の振動特性と長継続時間地震動に対する液状化予測	吉田 望	35
3-2 2011年東北地方太平洋沖地震における石油タンクのスロッキングと やや長周期地震動に関する幾つかのこと	座間信作	47
4. 来るべき巨大地震に備えて		
4-1 新たな南海トラフ沿いの巨大地震の震源像と長周期地震動	森川信之・前田宜浩・青井 真・藤原広行	57
4-2 上町断層帯と大阪平野南部の地下構造に関する新たな知見とそれに基づ く地震動予測	関口春子・上町断層帯重点調査観測研究グループ	65
4-3 巨大地震による入力地震動と建物応答レベル	斎藤大樹	71
5. 資料		
第40回地盤震動シンポジウム(2012)報告	元木健太郎	77

The 41st Symposium of Earthquake Ground Motion (2013)

New Knowledge shown by the 2011 Tohoku Earthquake and
the Reflection in Earthquake Ground Motion Prediction

— Ground Motion Studies to Prepare for the Next Mega Earthquake (Part 3) —

TABLE OF CONTENTS

1. Introduction	(Yoshiaki Hisada)	1
2. The Strong Ground Motions and the Damages under the Past Subduction-Zone Earthquakes and the Reflection in Earthquake Ground Motion Prediction		
2-1 Validation of the Strong Ground Motion and Wide Area Simulation of the Long Period Ground Motion for the 2011 Tohoku Earthquake (Hidenori Kawabe, Katsuhiro Kamae and Hirotoshi Uebayashi)	3	3
2-2 Strong Motion Pulses observed during the 2011 Tohoku Earthquake and Their Modeling (Atsushi Nozu)	11	11
2-3 Study on Source Rupture Scenario of the 1946 Nankai Earthquake considering 3-D Velocity Structure Model and Strong Ground Motion Estimation based on the Scenario (Takao Kagawa, Anatoly Petukhin, Kazuki Koketsu, Hiroe Miyake and Satoko Murotani)	21	21
2-4 Effects of Surface Soil Structure on Distribution of Liquefaction-Induced Damage in Reclaimed Lands (Toru Sekiguchi and Shoichi Nakai)	25	25
3. Special Lectures		
3-1 Ground Motion Characteristics in Liquefied Ground and Prediction of Liquefaction under Long Duration Earthquake (Nozomu Yoshida)	35	35
3-2 Liquid Sloshing of Oil Storage Tanks and Long-Period Strong Ground Motions in the 2011 Tohoku Earthquake (Shinsaku Zama)	47	47
4. Themes to Prepare for the Next Mega Earthquake		
4-1 New Source Models of Nankai Trough Mega-Earthquake and Long-Period Ground Motions caused by Them (Nobuyuki Morikawa, Takahiro Maeda, Shin Aoi and Hiroyuki Fujiwara)	57	57
4-2 Findings about Uemachi Fault System Properties and Sedimentary Structure of the Osaka Plain used for Updated Ground Motion Prediction (Haruko Sekiguchi and Comprehensive Research Group on the Uemachi Fault Zone)	65	65
4-3 Input Earthquake Ground Motion and Building Response under Great Earthquake (Taiki Saito)	71	71
5. Appendix		
The Report of the 40th Symposium of Earthquake Ground Motion (Kentaro Motoki)	77	77

1. 主旨説明

第41回地盤震動シンポジウム（2013）の開催にあたって

主旨説明

The 41th Symposium of Earthquake Ground Motion (2013)

Introduction

久田嘉章^{*1}

Yoshiaki HISADA

The purpose of this symposium is to understand the latest results on the source, path, and local site effects on the earthquake ground motions during the 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.0), and to estimate the ground motions and the building damage due to hypothetical large earthquakes, such as the earthquakes along the Nankai trough and the Uemachi fault. In addition, we will discuss about our directions on the ground motion researches and practices to mitigate building damage.

1. はじめに

地盤震動小委員会は、1972年の発足以来、シンポジウムや地域交流会の開催、出版物の発刊などの地盤震動に関する様々な活動を行っている^{1), 2)}。特に当小委員会と主要行事である地盤震動シンポジウムでは、これまで地盤震動に関する研究分野のみならず、震源や伝播経路など、サイト波やマイクロゾーニングの策定など建築分野で有用と考えられるタイムリーなテーマに関する情報を広く発信し続けている。当小委員会のホームページでは、これまでの地盤震動シンポジウムにおける資料集や関連情報など様々な情報を公開している¹⁾。

2011年3月に発生した東北地方太平洋沖地震は、想定地震の考え方、地盤震動、建物への入力地震動や耐震対策などで検討すべき数多くの課題を提起した。当小委員会では本地震から得られた教訓を整理し、今後の巨大地震への対応策を検討するため、「巨大地震に備えるための地盤震動研究」と題して、2011年より3年連続シンポジウムを実施している。初年度は、「2011年東北地方太平洋沖地震で何が起きたか」と題して、この地震や建物被害の全体像を理解することを目的とした。2012度は、その後に明らかにされた震源モデル、表層地盤における地震動増幅、距離減衰、長周期地震動ならびに建物の応答などの知見を紹介した。シリーズの最終年度となる今年の主題は、「2011年東北地方太平洋沖地震から分かった新たな知見と予測地震動への反映」である。はじめに東北地方太平洋沖地震等の地震動の再現などによる、地盤震動に関する最新の知見を取りまとめている。次いで南海トラフや上町断層など来るべき巨大地震に対する

強震動予測や建物への影響を検討し、最後に地盤震動研究の向かうべき方向性を議論する予定である。

2. 話題提供と論点

今年度のシンポジウムは、3部構成となっている。

まず第1部では「過去の海溝型巨大地震による強震動・被害と予測地震動への反映」と題して、東北地方太平洋沖地震や昭和南海地震で観測された長周期地震動や強震動パルスを再現し、その特徴や成因を議論している。また埋立地盤である千葉県美浜区で発生した液状化に関する詳細な調査結果の報告があり、表層地盤特性の把握の重要性が示されている。

第2部は地盤震動研究における大先輩による2題の「特別講演」である。今年は液状化と、石油タンクの長周期地震動による石油タンクの耐震対策の第一人者である東北学院大の吉田先生、及び、横浜国立大の座間先生をお招きし、東日本大震災で得られた最新の知見を紹介して頂く予定である。

第3部は「来るべき巨大地震に備えて」と題して、南海トラフの超巨大地震と上町断層帯の大地震による強震動予測結果の報告がある。両地震とも様々な条件で震源のパラメータスタディが行われ、最大級想定の場合には建築基準法の安全限界レベルを大きく凌駕する予測結果が紹介される。最後に超高層RCマンションを対象としたE-ディフェンスによる耐力性能実験や、上記の最大級想定の地震動による応答解析結果が報告される。場合により現状の安全限界の基準となる1/100の相間変形角をはるかに越え、1/30程度まで達する事例が示される。

*1 工学院大学・建築学部・まちづくり学科

Kogakuin University, School of Architecture,
Department of Urban Design and Planning

3. 総合討論と今後に向けて

シンポジウムの最後には「来るべき巨大地震の予測地震動と利活用について」と題した総合討論が行われる。東北地方太平洋沖地震等による地震動と地盤・建物被害に関する最新の研究成果を踏まえて、今後想定される巨大地震による予測地震動の入力地震動としての活用と地震被害の軽減に寄与する地盤震動研究の方向性や成果の活用法などについて広く議論したいと考えている。

例えば東北地方太平洋沖地震の教訓から、震源モデルの設定に際し、従来の固有地震モデルから震源域の多様性を考慮する必要が生じている。多様性には南海トラフのM9地震のように前例のない最大級の地震も含まれ、本シンポジウムでも紹介されているように、強震動予測レシピを適用すると、現行の耐震設計の安全限界(倒壊)レベルを凌駕する想定地震動が生じる場合がある。このような地震動は耐震設計や地震防災対策上、どのように扱うべきか、コンセンサスを得るために議論が必要だと思う。例えば、レベル1地震動を再現期間が数十年程度のまねに発生する地震動、レベル2を数百年程度の極めてまれに発生する地震動、さらには、レベル3を活断層やミレニアム地震などで少なくとも数千年以上の再現期間で科学的に発生する可能性のある地震動とすると、科学的な根拠に乏しく、発生確率を評価できない最大級の地震による最悪条件による地震動は、設計用あるいは検証用の地震動としての適用は非常に困難であると思う³⁾。

また強震動予測手法に関して、M7クラスの地震には実績ある強震動予測レシピも、M8以上の巨大地震への適用には大きな限界がある。最も大きな問題点の一つは、すべり関数と破壊伝播のモデル化である。例えば、図1は、周期20秒以上の長周期ではあるが、東北地方太平洋沖地震で同定されたすべり関数の例である⁴⁾。注目すべきは、70秒以上という非常に長い継続時間である。一方、図2は相模トラフ沿いの超巨大地震(Mw 8.6)を対象として、強震動予測レシピに従い、中村・宮武関数すべり

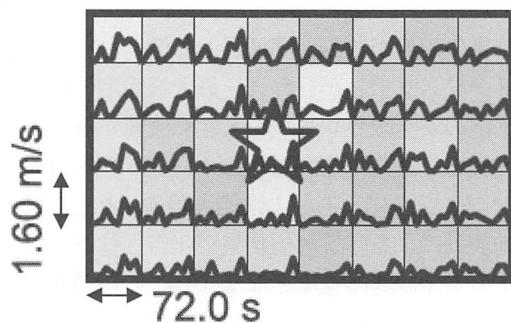


図1 東北地方太平洋沖地震の震源域近傍の領域(96 x 50 km²)における、小断層のすべり関数の例(Yoshidaほか⁴⁾)

関数をモデル化した例である³⁾。この例では、継続時間は8秒程度と非常に短く、すべり速度の立ち上がりは約0.1秒で11m/sの最大速度に達している。この関数と単純な破壊伝播モデルを用いた場合、破壊伝播が進行する観測点では、パルス状の地震動が、ほぼ同時刻にコヒーレントに重なり合うため、巨大な振幅を持つ地震動(指向性パルスなど)となることは明らかである。今後、設計用地震動など工学的適用を前提として巨大地震をモデル化するには、より長く複雑なすべり関数と、現実的な不規則な破壊過程の導入が不可避であると思う。

最後に、レベル2を超える地震動への対策も議論が必要である。建物の大変形時の構造的な評価手法とともに、できる限り層崩壊や部分崩壊を生じない様々な工夫が求められる。例えば例えば損傷制御設計やキャパシティデザインなど、重要度の低い部材から順次バランスよく損傷させる設計法や、損傷の確認と部材交換が容易に行え、速やかな復旧を可能とする工法などである。

現在の地盤震動小委員会の活動期間は2年間であり、次年度が最終年度である。このシンポジウムでの成果を大いに活用させて頂くため、理学者・工学者・実務者など様々な視点から会場から忌憚ない意見を頂きたいと考えている。

参考文献・資料

- 1) 地盤震動小委員会、<http://news-sv.aij.or.jp/kouzou/s4/index.htm>
- 2) 日本建築学会・地盤震動小委員会、最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法、2009.3
- 3) 久田嘉章、来るべき大地震とは何か、一建物はどう対応すべきか?ー、日本建築学会大会、振動運営委員会 PD「免震・制振技術の現状と来るべき大地震への備え」、2013.9
- 4) Yoshida, K.ほか: Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake inferred from waveform inversion with long-period strong-motion records, Earth Planets Space, 63, pp.577- 582, 2011

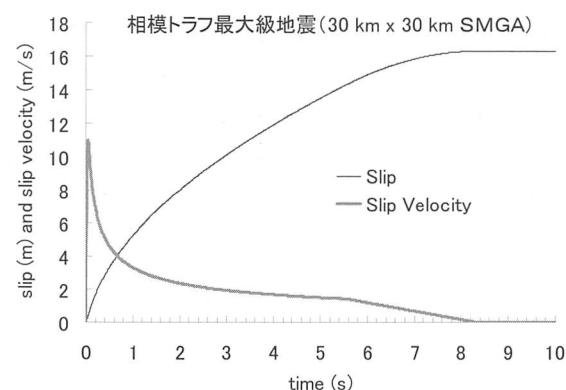


図2 強震動予測手法レシピによる相模トラフのSMGA(強震動生成域)におけるすべり関数の例³⁾

2. 過去の海溝型巨大地震による強震動・被害と 予測地震動への反映

2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) の強震動の検証と広域長周期地震動シミュレーション

VALIDATION OF THE STRONG GROUND MOTION AND WIDE AREA SIMULATION OF THE LONG PERIOD GROUND MOTION FOR THE 2011 TOHOKU EARTHQUAKE

川辺秀憲^{*1}、釜江克宏^{*1}、上林宏敏^{*1}

Hiidenori KAWABE, Katsuhiko KAMAE, Hirotoshi UEBAYASHI

The 2011 Tohoku earthquake of 11 March 2011 occurred in the subduction zone plate boundary between the Pacific and North American plates along the Japan Trench. This earthquake caused the Great East Japan Earthquake Disaster. In this paper, we review the strong ground motion characteristics and try to simulate the long period ground motions of this earthquake. We performed a long-period ground motion simulation using the 3D finite-difference method. Our simulation target area was the region from Miyagi Prefecture to the Osaka basin. The effective period of this simulation is from 4 to 10 sec. The resulting S wave amplitude and arrival time of synthetic waveforms are in good agreement with the observed ones. However, the later phase amplitudes of synthetic waveforms are smaller than the observed ones.

1. はじめに

2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分に東北地方の宮城県沖で Mw9.0 の巨大な海溝型地震である 2011 年東北地方太平洋沖地震が発生し、東北地方から関東地方の広い範囲で多くの被害が発生した。その被害の多くは巨大な津波によるものであったが、地震動（強震動）による被害も数多く発生した。

一方、今回の東北地方太平洋沖地震では、地震の規模を考えると超高層ビルに影響を及ぼす周期帯の長周期地震動は比較的小さかった。しかし、関東平野を中心に超高層ビルにおいて天井の落下、内装材、エレベータなどの被害が発生し^{1), 2), 3)}など、震源から 700km 以上離れた大阪平野においても超高層ビルの応答が非常に大きくなつており⁴⁾、今後の巨大地震の長周期地震動に対する対策を検討するうえでも、今回の地震の長周期地震動の增幅や減衰等の伝播特性を把握しておく必要がある。

本稿では、まず東北地方太平洋沖地震の強震観測記録を検証する。次に、周期 4~10 秒の長周期地震動を対象とした地震動シミュレーションを行い、現在提案されている震源及び地下構造モデルを用いることにより、どの程度、東北地方太平洋沖地震の地震動を再現できるかを検証する。

なお、本稿では特にことわりがない限り構造物に影響の大きい周期 0.1~10 秒の振幅の大きい地震動を強震動、地震動シミュレーションの対象とする周期 4~10 秒の地震動を長周期地震動とする。

2 観測記録

東北地方太平洋沖地震では（独）防災科学技術研究所

(NIED)、気象庁をはじめとして多くの観測網で貴重な強震記録が得られている。図 1 に NIED の強震観測網 (K-NET, KiK-net) で観測された記録の最大加速度分布を示す。図 1 より最大加速度は関東平野北部から宮城県の海岸沿いの広い範囲で大きくなっている。これらの記録を最大加速度順に並べると表 1 のようになる⁵⁾。K-NET 築館 (MYG004) をはじめとして仙台平野から関東平野にかけて広範囲で非常に大きな加速度が観測されている。最大加速度 2933gal で震度 7 を観測した K-NET 築館周辺では震度と比べると被害が少なかったが、これは 0.3 秒以下の周期が卓越した地震動であり、建物への影響が小さかつたためである⁶⁾。なお、K-NET 築館については崖地形による増幅の影響が指摘されている⁷⁾。

次に、図 2 に KiK-net で観測された加速度波形と、速度波形を示す。この加速度波形を見ると、宮城県以北の地域では特徴的な 2 つの波群が観測されており、福島県ではその 2 つの波群に加えて異なる波群も複数観測され、その南の茨城県では特徴的な 1 つの波群が観測されている。これらの観測記録は、この地震の震源過程が非常に複雑であったことを示唆している。また、宮城県沖の速度波形を見ると 2 つの特徴的な波群は非常に長い周期の波が先に到達し、遅れて大振幅の強震動が到達していることが分かる。これは、非常に長い周期の地震動の震源域と強震動の震源域が異なった場所にあったことを示唆していると考えられる。

次に、K-NET, KiK-net の観測記録の応答スペクトルの分布を図 3 に示す。周期 0.25 秒から 1 秒までの応答スペクトルは宮城県から関東平野北部にかけて大きくなつておらず、震源から離れるほど小さくなっている。また、周

*1 京都大学原子炉実験所

Research Reactor Institute, Kyoto University

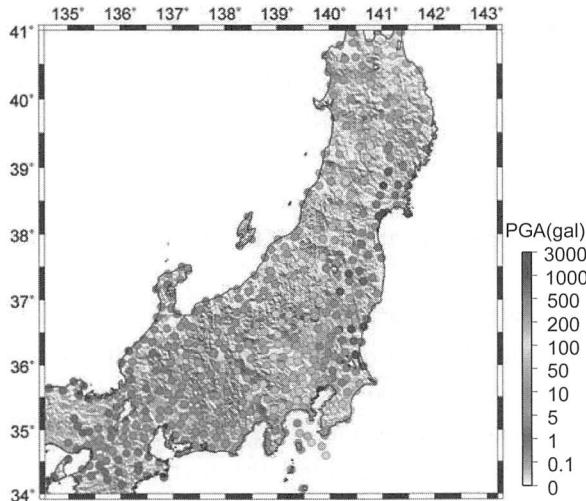
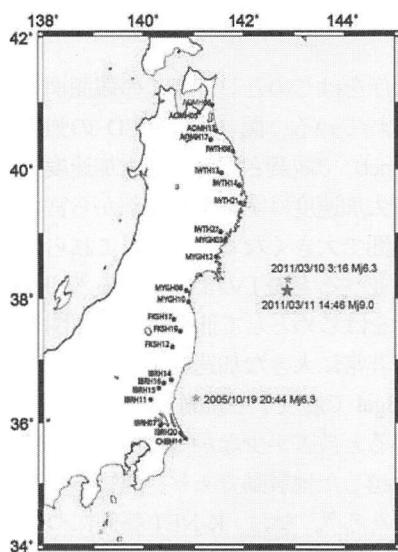


図1 最大加速度分布

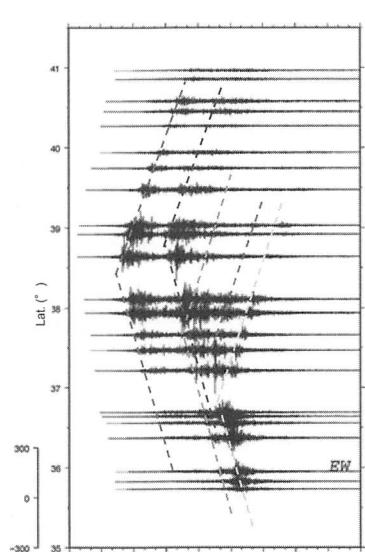
表1 最大加速度上位10観測点⁵⁾

	観測点名	最大加速度(gal)	計測震度※
1	K-NET築館(MYG004)	2933	6.6
2	K-NET塩竈(MYG012)	2019	6.0
3	K-NET日立(IBR003)	1845	6.4
4	K-NET仙台(MYG013)	1808	6.3
5	K-NET鉾田(IBR013)	1762	6.4
6	KiK-net西郷(FKSH10)	1335	6.0
7	KiK-net芳賀(TCGH16)	1305	6.5
8	K-NET茂木(TCG014)	1291	6.3
9	KiK-net岩瀬(IBRH11)	1224	6.2
10	KiK-net山元(MYGH10)	1137	6.0

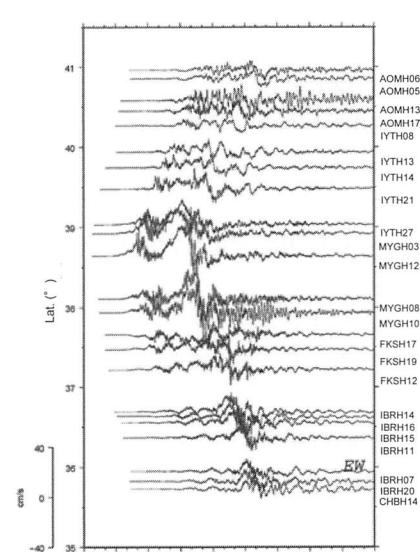
※気象庁告示に基づき計算



(a) 観測点位置



(b) 加速度波形



(c) 速度波形

図2 KiK-netの観測点位置及び地中観測波形 (EW成分)

破線は宮城県沖から福島県沖が発生源と推定される5つの波群の南北への伝播を表している

期が長くなるにつれ震源から遠い地域まで大きな値となり、長周期の地震動の減衰が短周期の地震動より小さいことを示している。また、関東平野では8秒から10秒、濃尾平野では2秒から4秒、大阪平野では4秒から6秒のスペクトルが大きくなっている、堆積盆地ごとに異なる周期の卓越が見られる。

3. 地震動シミュレーション

2011年東北地方太平洋沖地震で観測された地震記録を現在提案されている震源及び地下構造モデルを用いてどの程度再現できるかを検証するために、東北地方の宮城県から大阪平野までを対象に、本震の地震動シミュレーションを実施した。

3.1 計算手法及び地下構造モデル

地震動の計算は、スタッガードグリッドを用いた空間4次・時間2次の精度の3次元差分法^{8), 9)}により実施した。差分法解析領域の周囲には吸収領域¹⁰⁾を設け、その外側に吸収境界¹¹⁾を設定した。差分法解析対象領域は図4に実線で囲んだ東西800km、南北556.4kmの領域とし、深さ方向は100kmまでを対象とした。差分格子の間隔は水平方向0.4km、鉛直方向0.1~0.6kmとした。また、解析対象領域の端部から内側に20グリッドの吸収領域を設定した。

地下構造モデルは、地震調査研究推進本部の「長周期地震動予測地図」2012年試作版¹²⁾で宮城県沖地震の

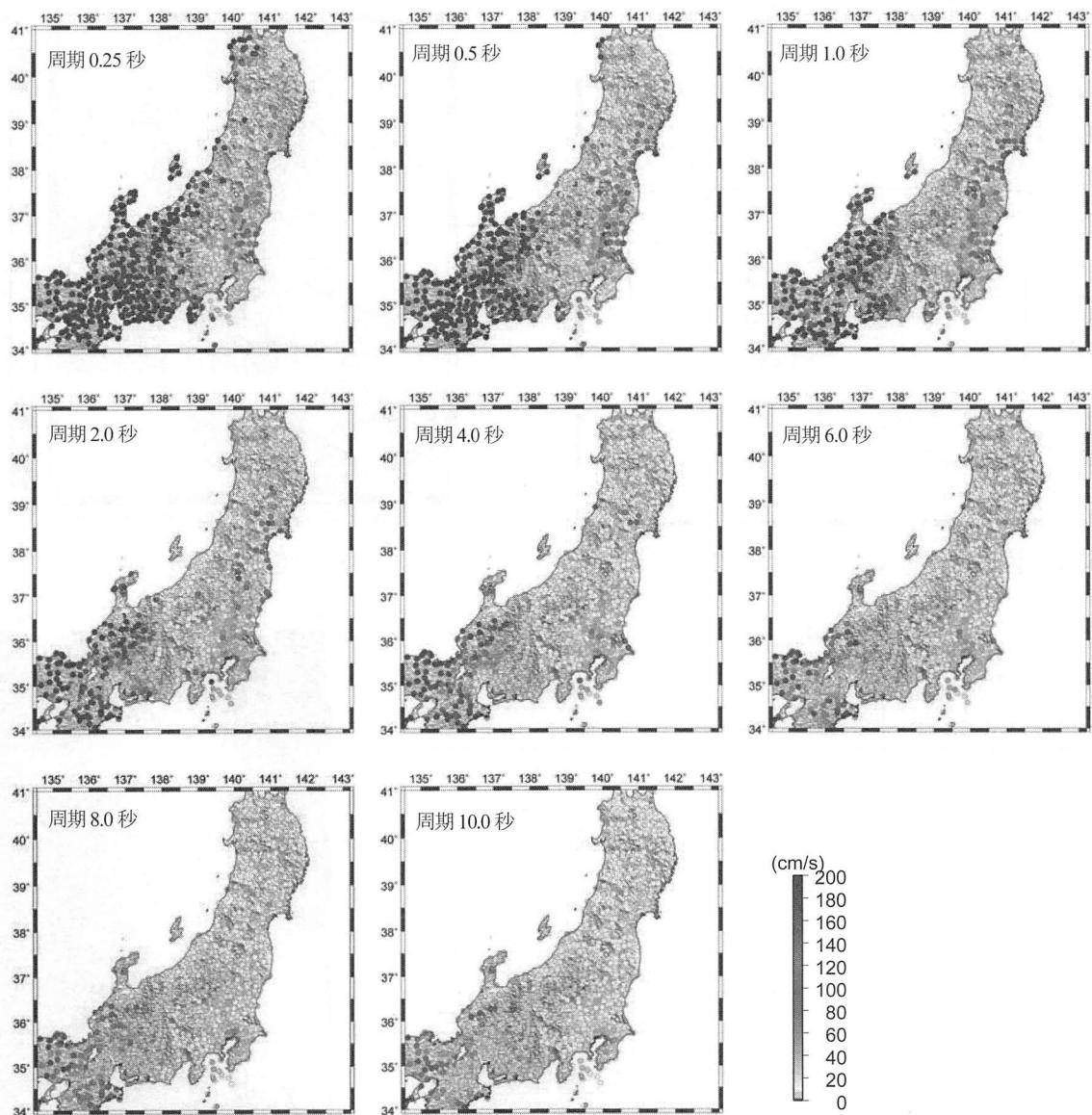


図3 疑似速度応答スペクトルの分布（減衰5%、EW成分）

長周期地震動予測に使用され、そのホームページでデータが公開されているモデル（以下、推本モデルと呼ぶ）を用いた。推本モデルの物性値を表2に、地震基盤上面の深さを図5に示す。なお、ここでは、表2に示した層番号1の物性値は層番号2の物性値に変更して差分法の計算を行った。また、推本モデルは地表地形がモデル化されているが、ここでは地表を平面（第1層上面標高を0）とし、第2層から第14層の上面位置は、元のモデルから第1層の標高分を足した深さとする。

解析の有効周期は、差分格子の間隔と地下構造の物性値から4秒以上となるが、ここで用いた後述の震源モデルは周期0.1～10秒を対象としてモデル化したものであるため、計算波形の有効周期は4～10秒とする。

3.2 震源モデル

ここでは、経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによって求めた震源モデル¹³⁾を用いる。以下に震源のモデル化の概要を述べる。

震源のモデル化には太平洋沿岸部のKiK-netの地中観測記録を用い、0.1～10Hzのバンドパスフィルターを施した波形を対象として、経験的グリーン関数法^{14), 15)}を用いたフォワードモデリングによって強震動生成領域（SMGA）を評価した。この地震の震源断層面は、沈み込む太平洋プレートの形状をもとに、気象庁の震源をとおる走行195度、傾斜角13度の面と仮定した。なお、震源モデルを設定する際には表層地盤での地震動の増幅の観測記録への影響をできるだけ避けるために、図6に示す固い地盤（S波速度の速い地層）に設置された観測点

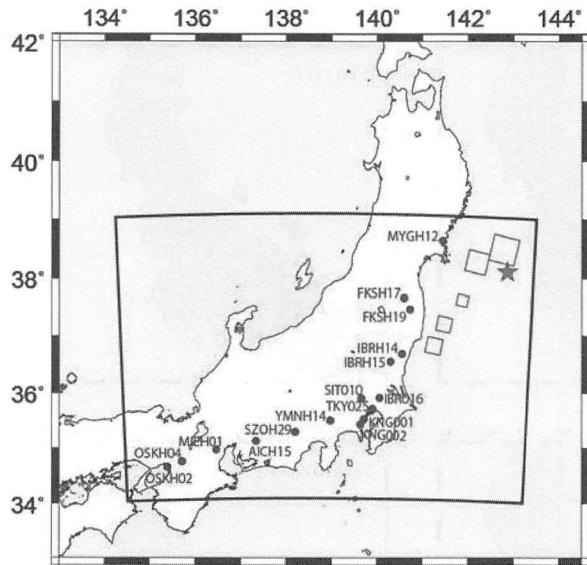


図4 差分法の解析対象領域及び地震観測点

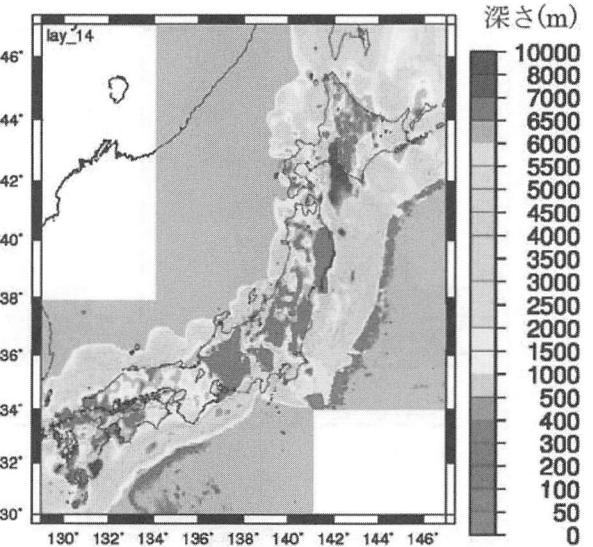


図5 地震基盤上面の深さ¹²⁾

表2 地下構造モデルの物性値

Layer Num.	V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	Q_s	Remarks
1	1.7	0.35	1.80	70	
2	1.8	0.5	1.95	100	
3	2.0	0.6	2.00	120	
4	2.1	0.7	2.05	140	
5	2.2	0.8	2.07	160	
6	2.3	0.9	2.10	180	
7	2.4	1.0	2.15	200	Accretionary Wedge
8	2.7	1.3	2.20	260	
9	3.0	1.5	2.25	300	
10	3.2	1.7	2.30	340	
11	3.5	2.0	2.35	400	
12	4.2	2.4	2.45	400	
13	5.0	2.9	2.60	400	
14	5.5	3.2	2.65	400	Basement (Upper Crust 1)
15	5.8	3.4	2.70	400	Upper Crust 2
16	6.4	3.8	2.80	400	Lower Crust
17	7.5	4.5	3.20	500	Mantle
18	5.0	2.9	2.40	200	Oceanic Crust 2 (Philippine Sea Plate)
19	6.8	4.0	2.90	300	Oceanic Crust 3 (Philippine Sea Plate)
20	8.0	4.7	3.20	500	Oceanic Mantle (Philippine Sea Plate)
21	5.4	2.8	2.60	200	Oceanic Crust 2 (Pacific Plate)
22	6.5	3.5	2.80	300	Oceanic Crust 3 (Pacific Plate)
23	8.1	4.6	3.40	500	Oceanic Mantle (Pacific Plate)

の記録を用いた。震源のモデル化の際には、図2に破線で示した波群の伝播を考慮して、各観測点への波群の到達時刻などからSMGAの位置や破壊開始時間などを推定した。

図6、図7及び表3にSMGAの配置と震源パラメータを示す。宮城県沖、岩手県南部沖、福島県沖、茨城県沖の5カ所にSMGAを配置した震源モデルとなっている。

フォーワードモデリングにより求めた震源モデルを差分法の計算に使用する際には、震源位置が推本モデルのプレート境界になるよう震源深さを変更して用いた。走行と傾斜角は表3の値を用い、すべり角は90度とした。すべり速度時間関数は、中村・宮武¹⁶⁾の近似式を用いた。

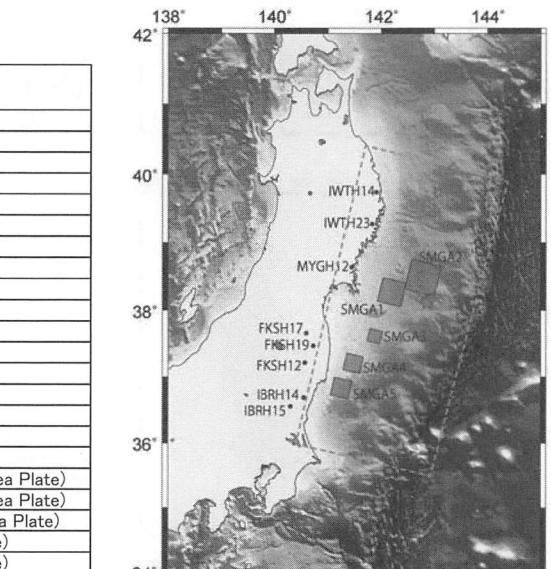


図6 強震動生成領域及び観測点位置

3.3 計算結果

図8に宮城県から関東平野までの観測波形と計算波形の比較を、図9に関東平野から大阪平野までの観測波形と計算波形の比較を、図10に観測波形と計算波形の疑似速度応答スペクトルの比較を示す。

宮城県から関東平野までの波形について、全体的に見ると、関東平野の北側から平野に入射し、平野内で地震動の継続時間が伸びるといった現象は再現できている。詳細に見てみると、宮城県のMYGH12 (KiK-net 志津川) から茨城県のIBRH16 (K-NET 取手) までは、主要動の振幅や特徴的な波群を再現できているが、計算波形の後続波の振幅は観測波より若干小さくなっている。埼玉県のSIT010 (K-NET 大宮) から南側の関東平野内の観測

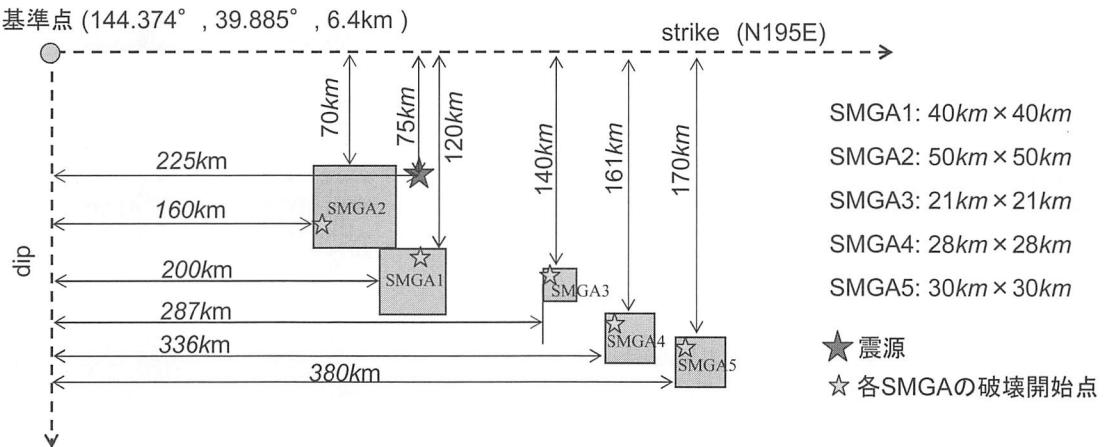


図7 東北地方太平洋沖地震の5つの強震動生成域(SMGAs)からなる震源モデル

表3 震源パラメータ及び波形合成時に使用した係数

		SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA4	SMGA5
走行	(°)	195	195	195	195	195
傾斜角	(°)	13	13	13	13	13
面積	(km ²)	40 × 40	50 × 50	21 × 21	28 × 28	30 × 30
地震モーメント	(N・m)	5.02×10^{20}	1.10×10^{21}	6.43×10^{19}	1.02×10^{20}	2.58×10^{20}
応力降下量	(MPa)	20.4	21.6	15.7	10.5	23.1
ライズタイム	(s)	3.6	4.5	1.9	2.5	2.7
破壊開始時間	(s)	24.0	59.0	81.0	111.0	126.0
種地震		2005/12/17 3:32 M6.1	2011/03/10 3:16 M6.4	2010/06/13 12:33 M6.2	2010/06/13 12:33 M6.2	2005/10/19 20:44 M6.3
重ね合わせ数	n	4	5	3	4	3
本震と種地震の応力降下量の比	c	7.0	8.0	3.0	2.0	3.0

点では、主要動部分について、計算波形の振幅は概ね観測記録と近い値になっているが、位相は再現できており、また、後続波の振幅が観測より小さくなっている。後続波の振幅が小さくなつた原因として、今回用いた震源モデルはSMGAのみをモデル化し、それ以外の場所からは地震動を放出しないモデルであったこと、堆積盆地の減衰定数の設定が妥当でないことなどが考えられる。この点については今後検討していく予定である。

関東平野から大阪平野までの波形について、全体的に見ると、関東平野以北の波形と同様に、波形の振幅及び継続時間は概ね再現できている。詳細に見ると、MIEH01

(KiK-net 四日市)では250秒付近の計算波形の振幅が観測波形より大きく、また観測波形より短周期成分が卓越しており、OSKH02 (KiK-net 此花)では水平方向の計算波形の振幅が観測より小さくなっている。原因として、観測点MIEH01は測点が濃尾平野の西端に位置しており、盆地端部の地下構造または濃尾平野全体の盆地構造が適切にモデル化されていない可能性が考えられる。OSKH02については、大阪平野の盆地構造が適切にモデル化されていない可能性が考えられる。

疑似速度応答スペクトルについても、全体的に見て概ね観測記録を再現できているが、いくつかの観測点では観測を再現できていない。この原因については、観測点周辺の地下構造モデルの設定などを検証し、今後明らかにしていく。

次に図11に計算結果から求めた地表での周期4秒から10秒の疑似速度応答スペクトルの分布を示す。図3の観測記録の応答スペクトルは、関東平野では周期8秒及び10秒の値が大きくなつておらず、濃尾平野では2秒から周期4秒、大阪平野では周期4秒から6秒の値が大きくなっている。図11の計算結果もこの傾向は概ね再現できている。しかし、図3の周期4秒及び6秒の応答スペクトル分布を見ると、関東平野以北の地域において、関東平野や仙台平野以外の地域でも多くの観測点で応答スペクトルの値が大きくなっているが、計算結果では周期4秒及び6秒の応答スペクトルは関東平野と仙台平野以外の地域ではあまり大きくなつてない。これは、今回の差分法計算ではS波速度が500m/s以上の地下構造のみを対象としたため、表層地盤の増幅が考慮できていないことも過小評価の一つの要因であると考えられる。

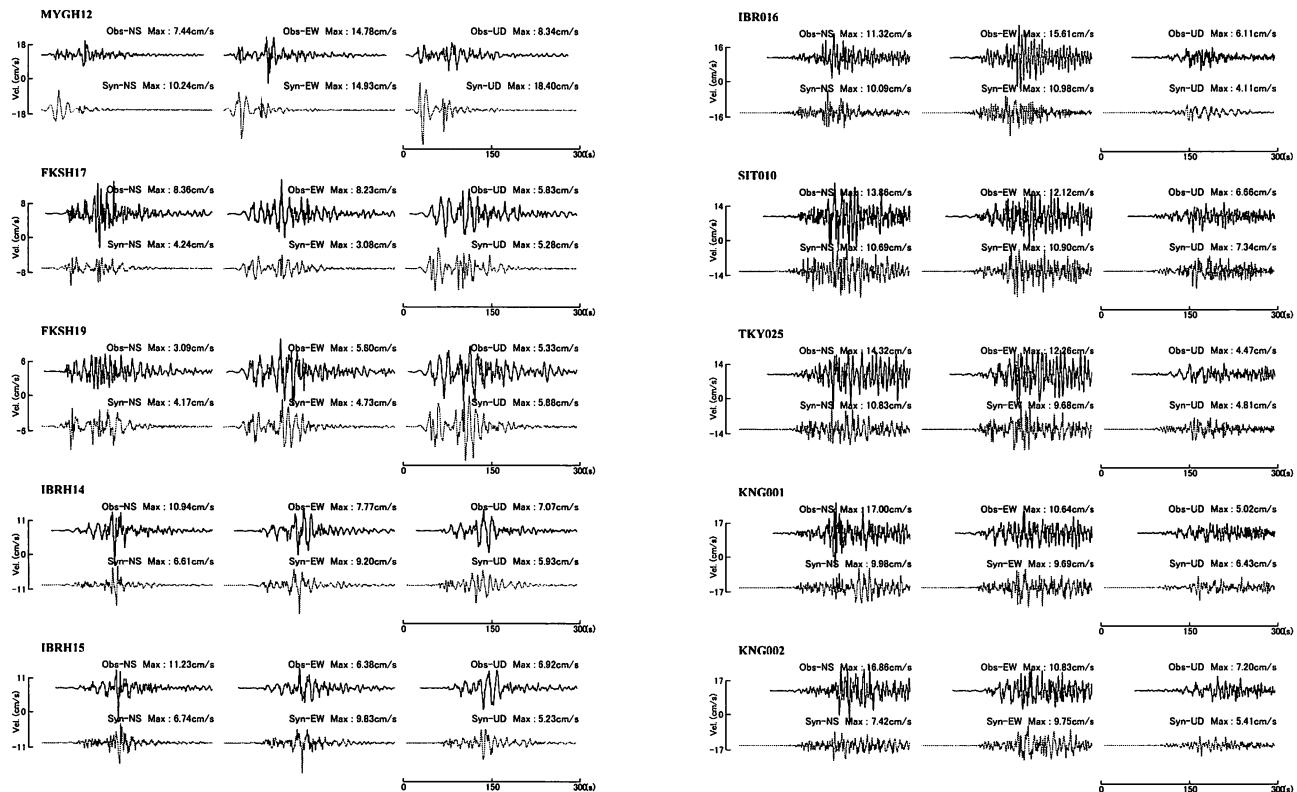


図8 宮城県から関東平野までの観測点における観測波形と差分法による計算波形の比較
(バンドパスフィルター：4~10秒)

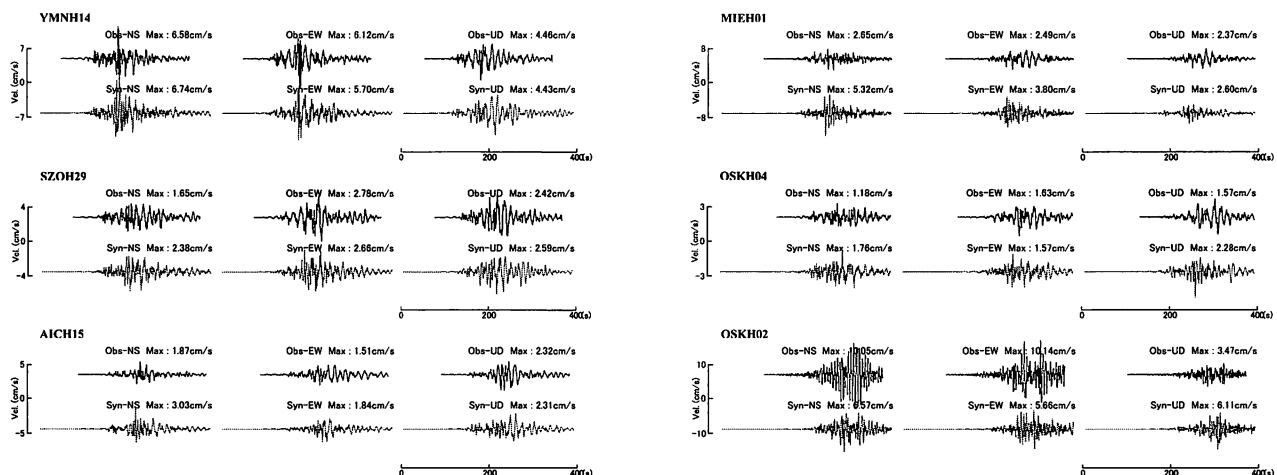


図9 関東平野から大阪平野までの観測点における観測波形と差分法による計算波形の比較
(バンドパスフィルター：4~10秒)

4. まとめ

本稿では、東北地方太平洋沖地震の強震記録の概要を紹介し、次に周期4秒～10秒の長周期地震動を対象として地震動シミュレーションを行い、現在提案されている震源及び地下構造モデルを用いてどの程度、東北地方太平洋沖地震の地震動を再現できるかを検証した。

強震記録の主な特徴を以下に示す。

(1) 観測記録の最大加速度は、関東平野北部から宮城県

の海岸沿いの広い範囲で大きくなった。

- (2) K-NET 築館 (MYG004) をはじめとして仙台市と大崎市を中心非常に大きな加速度が観測された。
- (3) K-NET 築館では最大加速度 2933gal で震度7を観測したが、0.3秒以下の周期が卓越した地震動であり、周辺では建物への影響が小さかった。
- (4) 観測記録の応答スペクトルの分布を見ると、盆地ごとの卓越周期は、関東平野では8秒から10秒、濃

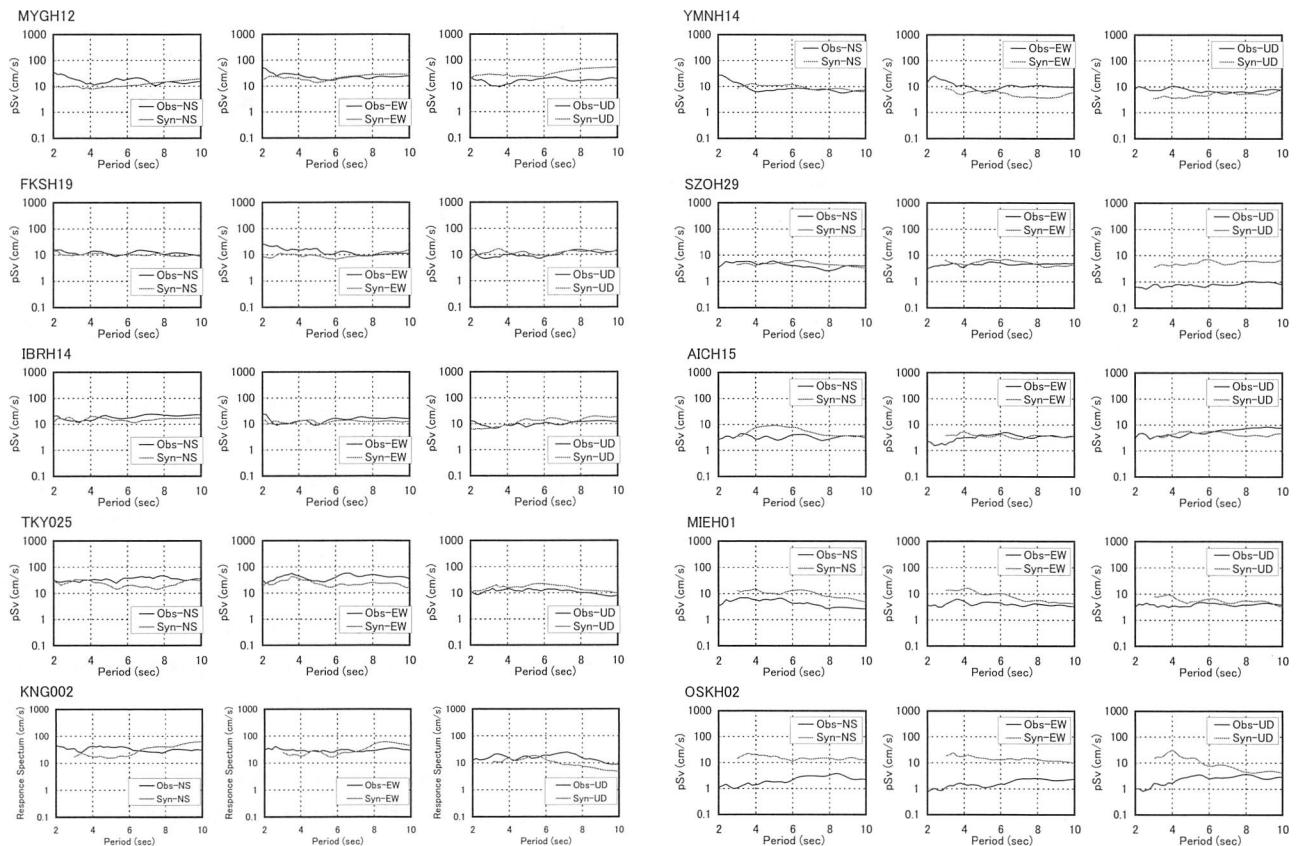


図 10 觀測波形と計算波形の疑似速度応答スペクトル（減衰 5%）

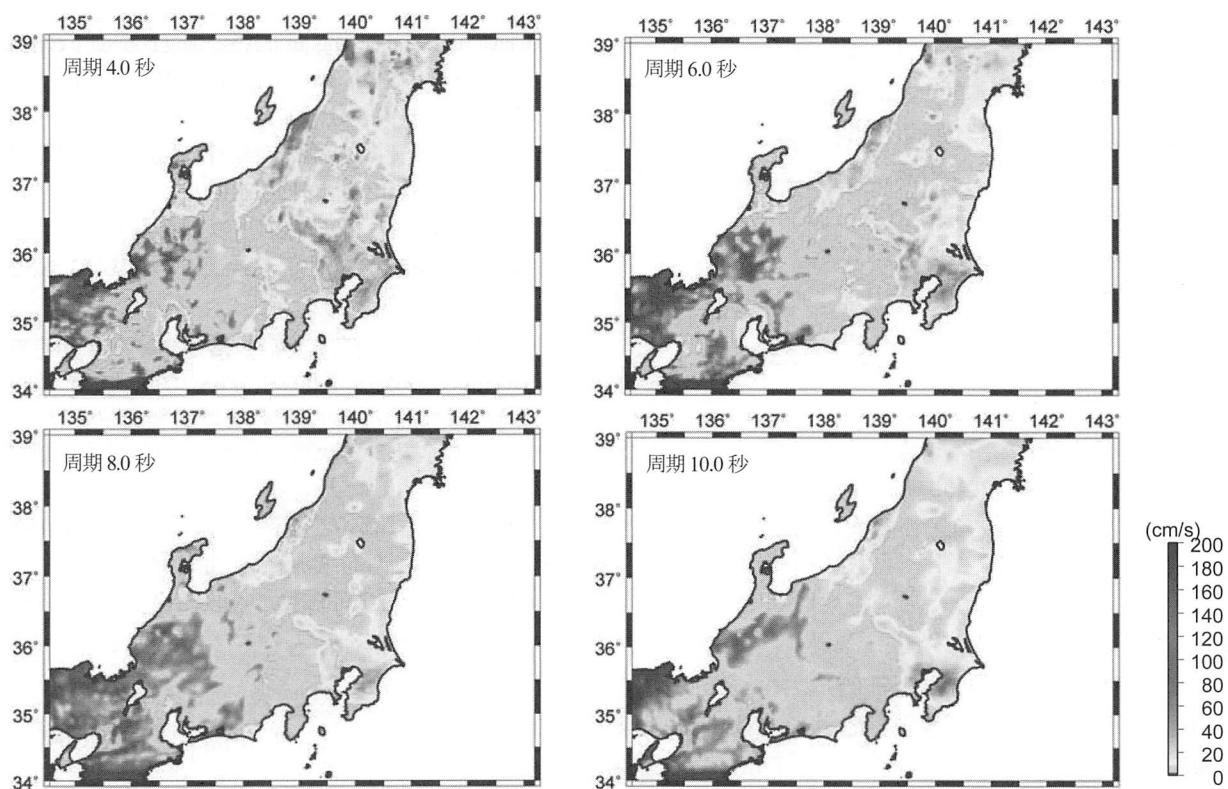


図 11 差分法で計算した地表の疑似速度応答スペクトルの分布 (EW、減衰 5%)

- 尾平野では2秒から4秒、大阪平野では4秒から6秒であった。
- 次に、シミュレーションにより得られた主な結果を以下に示す。
- (5) 宮城県のMYGH12から茨城県のIBR016までの波形について、主要動の振幅や特徴的な波群を再現できたが、計算波形の後続波の振幅は観測波より若干小さくなつた。
 - (6) 埼玉県のSIT010から南側の関東平野内の観測点では、関東平野の北側から平野に入射し、平野内で地震動の継続時間が伸びるといった現象は再現できており、また、主要動部分の振幅も概ね観測記録と近い値になっている。しかし、後続波の振幅が観測より小さくなつた。この原因として、今回用いた震源モデルはSMGAのみをモデル化し、それ以外の場所からは地震動を放出しないモデルであったこと、堆積盆地の減衰定数の設定が妥当でないことが考えられる。
 - (7) 関東平野から大阪平野までの波形について、全体的に見ると、関東平野以北の波形と同様に、波形の振幅及び継続時間は概ね再現できたが、濃尾平野の西端部に位置するMIEH01や、大阪平野内のOSKH02など、観測記録を再現できていない地点もあった。
 - (8) 計算波形の疑似速度応答スペクトルの分布は、関東平野、濃尾平野、大阪平野の卓越周期を概ね再現することができた。
 - (9) 周期4秒の応答スペクトル分布では、観測記録のスペクトルは、関東平野以北の地域において、関東平野や仙台平野以外の地域でも多くの観測点で大きな値となっているが、計算結果では周期4秒及び6秒の応答スペクトルは関東平野と仙台平野以外の地域ではあまり大きくなつてない。これは表層の増幅が考慮できていないことも一つの要因であると考えられる。

ここでは5つのSMGAからなる震源モデルを用いて地震動のシミュレーションを行つたが、今後は、その他の領域からの地震動の射出も考慮し、地下構造モデルについても再検討し、後続波の振幅や主要動の位相などをさらに精度良く再現できるよう、検討を進めていく予定である。

謝辞

本研究では(独)防災科学技術研究所のKiK-net、K-NETの観測記録を使用させて頂きました。また、震源情報は、気象庁及び(独)防災科学技術研究所のF-netのデータを使用させて頂きました。ここに記して感謝致します。

参考文献

- 1) 東京消防庁予防部: 東京消防庁管内における東北地方太平洋沖地震時の対応状況等の調査結果, 2011.8.
- 2) 大阪府総務部: 咲洲庁舎の安全性等についての検証結果, 2011.5.
- 3) 久田嘉章: 東日本大震災緊急報告 東京を襲った長周期地震—新宿西口超高層ビル街からの報告—, JABS・建築雑誌, 2011.5.
- 4) 建築研究所: 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震被害調査報告, 2012.3.
- 5) 防災科学技術研究所: http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/u/EVENT/201103_NIED_0313.pdf.
- 6) 源栄正人: 東日本大震災を経験して思う地盤震動研究の重要性, 第39回地盤震動シンポジウム, pp.43-50, 2011.
- 7) 山中浩明・他: 2011年東北地方太平洋沖地震で震度7が観測された地域での余震及び微動観測, 日本地震学会講演予稿集 2011年度秋季大会, P2-31.
- 8) Graves, R.W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1091-1106, 1996.
- 9) Pitarka, A.: 3D finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68, 1999.
- 10) Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff and M. Reshef: A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic boundary condition, Geophysics, Vol.50, pp.171-176, 1985.
- 11) Clayton, R. and B. Engquist: Absorbing boundary condition for acoustic and elastic wave equations. Bull. Seism. Soc. Am., Vol.67, pp.1529-1540, 1977.
- 12) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会: 「長周期地震動予測地図」2012年試作版, 2012.1.
- 13) 川辺秀憲・釜江克宏: 2011年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化, 日本地震工学会論文集, Vol.13, No.2(特集号), pp.75-87, 2013.
- 14) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, Tokyo, 151-156, 1986.
- 15) 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長: 地域的な震源スケーリング則を用いた大地震(M7級)のための設計用地震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 416, 57-70, 1990.
- 16) 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の滑り速度時間関数の近似式, 地震, 第53巻, 第1号, pp.1-9, 2000.

強震動パルスの生成に着目した海溝型巨大地震の震源モデル

STRONG MOTION PULSES OBSERVED DURING THE 2011 TOHOKU EARTHQUAKE AND THEIR MODELING

野津 厚*

Atsushi NOZU

The 2011 Tohoku, Japan, earthquake is obviously the first M9 earthquake which was recorded by dense strong motion networks such as K-NET, etc. From engineering point of view, the most striking feature of strong ground motions of the earthquake is the generation of strong-motion pulses in the frequency range from 0.2 to 1 Hz observed at many sites along the coast of Miyagi through Ibaraki Prefecture. It is significantly important to consider the generation of such pulses in the strong-motion prediction for mega earthquakes, especially when the prediction is aimed at seismic design of structures. To model strong motion pulses from the Tohoku earthquake, a source model including nine subevents with relatively small size (on the order of several kilometers) was developed for the earthquake. The sizes of the subevents were determined so that the width of the pulses can be reproduced appropriately. The agreement between the observed and calculated ground motions was quite satisfactory, especially for velocity waveforms. Strong ground motions from the same earthquake have been modeled using a source model with SMGAs with a size of tens of kilometers. However, the relatively small width of the observed pulses requires smaller subevents. The author redefines the small subevents as SPGAs.

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震 ($M_w9.0$) は、今日のような密な強震観測網¹⁾が構築されて以来、初めて発生したM9クラスの巨大地震である。この地震の発生により我々はM9クラスの巨大地震による強震動の実態を初めて知ることになったと言える。今後、他の地域を対象として、同程度の規模の地震を想定した強震動評価を行う機会が増えるものと考えられるが、その際の震源のモデル化においては、東北地方太平洋沖地震の強震記録から得られる知見を反映させることが極めて重要と考えられる。その際、強震動予測の目的が構造物の耐震検討である場合には、対象とする構造物に影響を及ぼしやすい周波数帯域の地震動を正確に計算できる震源モデルが求められる。

港湾の分野では、岸壁に対して最も影響を及ぼしやすい周波数帯域は0.3-1Hzであることが指摘されている²⁾。建築の分野では、周期1.2-1.5秒(周波数0.67-0.83Hz)の弾性加速度応答スペクトルが建物被害率と良く対応することが既報⁴⁾により指摘されている(対象は低層住宅および中低層RC建物)。これらに加え、多くの高層建物の固有周波数が0.2-1Hzの範囲に存在することを考えると、0.2-1Hzの周波数帯域は、工学上極めて重要性の高い周波数帯域であると言える⁵⁾。そこで、著者らはこれまで特にこの周波数帯域に力点を置いて海溝型巨大地震の強震動の特性を調べ、この帯域の強震動を正確に計算できるような震源モデルの開発に取り組んできた。

東北地方太平洋沖地震の際、震源断層に比較的近い宮

城県から茨城県にかけての観測点で観測された0.2-1Hzの帯域の速度波形は、2.で述べるように、明瞭なパルスによって特徴付けられている。それらのパルスの重要な点は、工学上重要な周波数帯域に現れているという点である。工学上重要な周波数帯域に現れるパルスを本稿では強震動パルスと呼ぶ。

過去において、1995年兵庫県南部地震⁶⁾や1994年ノースリッジ地震⁸⁾のような内陸地殻内地震の際、震源近傍で生じた強震動パルスが大被害をもたらしたことは広く知られている。そのため、現在、内陸地殻内地震を対象とした強震動予測においては、強震動パルスの生成に対する注意が十分に払われていると考えられる。それに對して、海溝型巨大地震がもたらす強震動パルスの重要性については、現時点では必ずしも十分に認識されているとは言えない。しかしながら、上述の通り、現實に海溝型巨大地震が強震動パルスを生成しており、その周期特性は内陸地殻内地震がもたらす強震動パルスと大きくは異なるものでないことから、海溝型巨大地震がもたらす強震動パルスも構造物に大きな影響を及ぼす恐れがある。実際、東北地方太平洋沖地震がもたらした強震動パルスが、仙台市内における構造物被害の主たる原因となった可能性が高い。しかも、2.で述べるように、海溝型巨大地震による強震動パルスの生成は、東北地方太平洋沖地震だけに見られる現象ではない。今後、海溝型巨大地震に対する強震動予測、特に構造物の耐震検討を目的とする強震動予測を行う場合には、強震動パルスを含む0.2-1Hzの周波数帯域の地震動を正確に計算できるよう

*港湾空港技術研究所

Port and Airport Research Institute

な震源モデルを用いることが求められる。

そこで、本稿においては、先ず、海溝型巨大地震による強震動パルスの生成事例を示すとともに、その重要性について述べる(2.)。次に、強震動パルスを含む0.2-1Hzの周波数帯域の地震動を正確に計算することを目的として著者らが開発した震源モデルであるSPGAモデル⁹⁾¹⁰⁾について説明する(3.)。さらに、SPGAモデル、SMGAモデルなど異なる震源モデルから計算される地震動と実際に観測された地震動との誤差を定量的に評価することにより、震源モデルのパフォーマンスに関する定量的な比較を行う(4.)。

2. 海溝型巨大地震における強震動パルスの生成とその重要性

図1の上段は2011年東北地方太平洋沖地震の際に宮城県内の二つの観測点、MYGH12とMYG013で観測された広帯域(0.01-50Hz)の速度波形を示したものである。これらは、積分するために0.01Hz以下をカットしただけで、基本的にフィルタリングの影響を受けていない波形である。この広帯域の波形にすでに強震動パルスが表れており、周期数十秒程度のゆるやかに変動する成分に、周期2秒程度の鋭いパルスが複数重なっていることが確認できる。特に90秒付近の四角で囲ったパルスは顕著である。

これらの波形から、一般的な構造物に対しては影響が少ないと考えられる0.2Hz以下の成分をカットしたものが図1の中段である。この図からわかるように、0.2Hz以上の成分においては、パルスが支配的となっている。さらに、1Hz以上の成分をカットし、0.2-1Hzの周波数帯域の波形、すなわち、本稿で主に着目する帯域の波形を示したもののが図1の下段である。この帯域の波形は、離散的な複数のパルスから構成されていると言っても良い状況にある。

図2は、最も顕著なパルスに着目して、パルスが伝播する様子を示したものである。ここで着目する観測点を図2の上段に示す。牡鹿半島の先端に位置するMYG011から北に向かっていくつかの観測点が存在するが、それらの観測点に沿ってパルスが南から北へ伝播する様子を示したものが図2の中段である。図の横軸は時間であり震央での破壊開始時刻をゼロとしている。図の縦軸は、上段の地図において「SPGA4」として示した位置から各観測点までの距離である。斜めの破線は、仮に「SPGA4」において14時47分26.3秒にパルスが生成され、それがS波速度3.9km/sで伝播するとした場合に、各観測点にパルスが到達する時刻を示したものであるが、ほぼその時刻に実際にパルスが到来している。同様に、パルスが東

から西へ伝播する様子を示したものが図2の下段である。これらの図から、パルスが震源に起源を有するものであることは明らかである。

また、図2の下段では、MYG011、MYG012では振幅の小さかったパルスが、MYG013では地下構造の影響で大振幅のパルスに成長していることがわかる。つまり、震源で生成されたパルスが地下構造の影響で増幅されるという、兵庫県南部地震⁶⁾で起きたのと同じ現象が、ここでも起きている。このようにして増幅されたパルスが、仙台市内の構造物被害¹¹⁾¹²⁾の原因となった可能性が高い。

これと同様の強震動パルスは、東北地方太平洋沖地震の際、震源断層に比較的近い宮城県から茨城県にかけての広い範囲で観測されている(図3の黒線)。比較のため、図4には、内陸地殻内地震によって生成された強震動パルスの事例を示す。図4の上段は1995年兵庫県南部地震の際、鷹取で観測された強震動パルス、図4の下段は1994年ノースリッジ地震の際、Sylmar County Hospitalで観測された強震動パルスである。これらはいずれも大きな被害に結びついたものとして知られている。図3と図4の比較からわかるように、パルスの形状や周期特性という点で、東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動パルスは、内陸地殻内地震による強震動パルスと類似している。

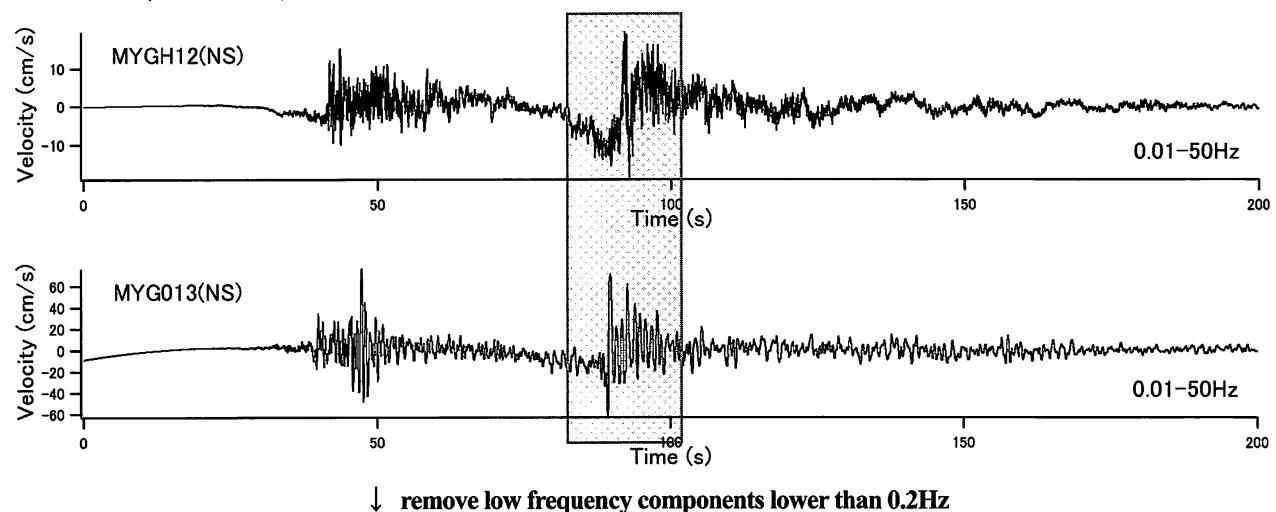
海溝型巨大地震による強震動パルスの生成は、東北地方太平洋沖地震だけに見られる現象ではない。2003年十勝沖地震や1978年宮城県沖地震など、強震記録の取得されている主要な海溝型巨大地震において(1978年宮城県沖地震は巨大地震と呼ぶにはやや規模が小さいが)、強震動パルスの生成が確認されている¹⁰⁾。特に1978年宮城県沖地震の際、開北橋¹³⁾で観測された強震動パルスは著名であり、これまで、著者ら¹⁴⁾や松島・川瀬¹⁵⁾により、それを説明するための震源モデルの作成が行われている。さらに遡ると、1968年十勝沖地震の際、強震動パルスが観測されており、それを説明するための震源モデルがMori and Shimazaki¹⁶⁾により作成されている。Mori and Shimazakiの論文では、強震動パルスという用語は用いられていないが、1.で述べた定義に即して言えば、そこで解析対象となっているのは強震動パルスである。

このように、海溝型巨大地震による強震動パルスの生成はかなり普遍的な現象であるように思われる。

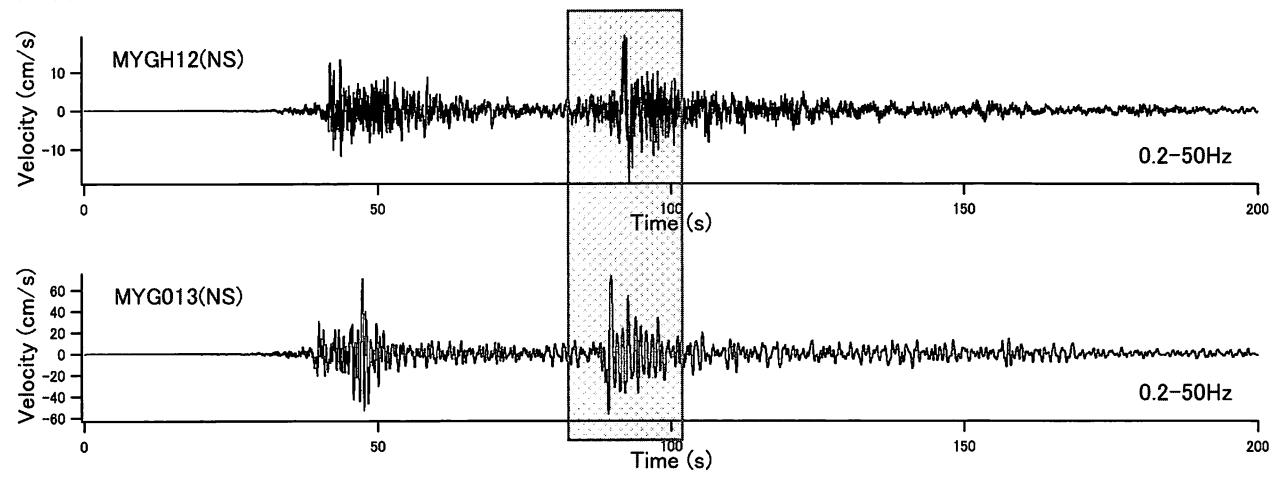
3. 強震動パルスを含む周期1~5秒の地震動を正確に計算するための震源モデル—SPGAモデル

本章では、強震動パルスを含む0.2-1Hzの周波数帯域の地震動を正確に計算することを目的として著者らが開発した震源モデルであるSPGAモデル⁹⁾¹⁰⁾について説明

0.01-50 Hz (broadband)



0.2-50 Hz



0.2-1Hz

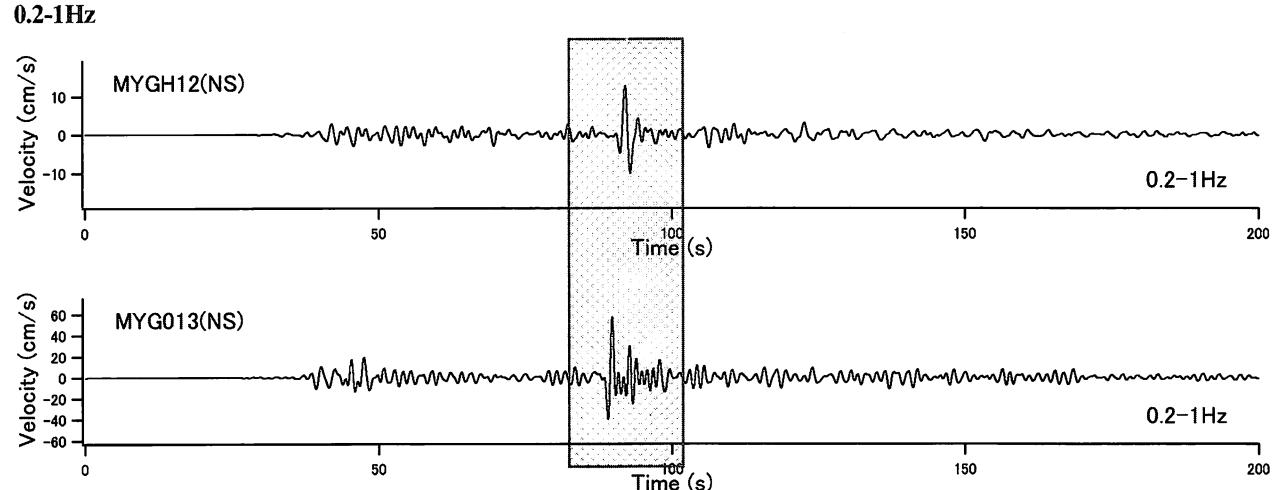


図1 2011年東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動パルスの例

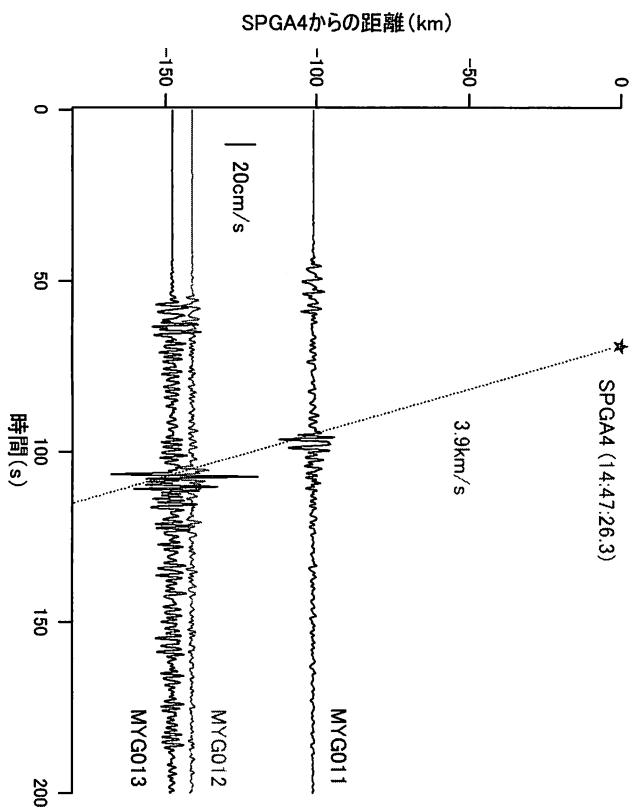
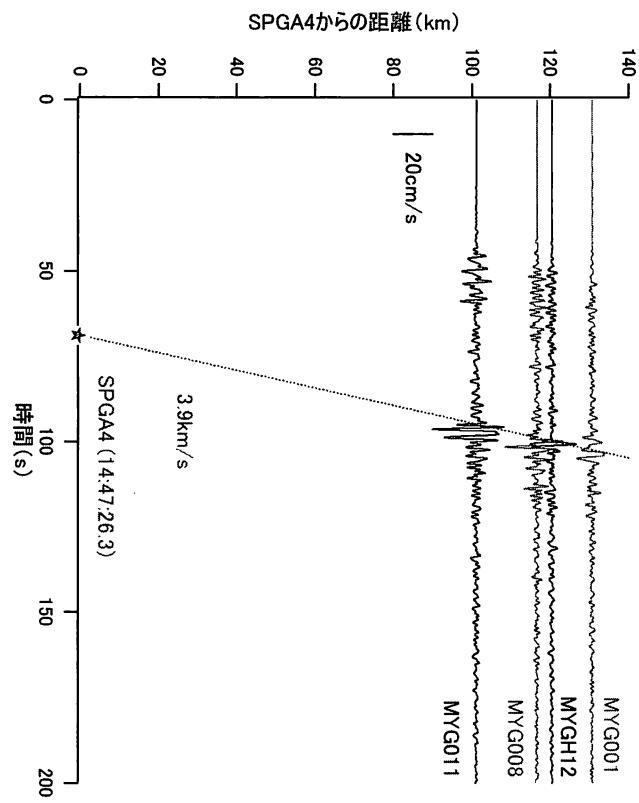
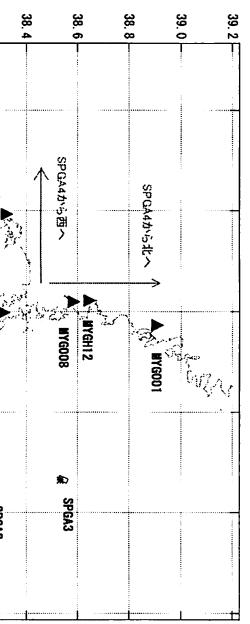


図2 強震動パルスの伝播の様子 (中) 南から北へ (下) 東から西へ

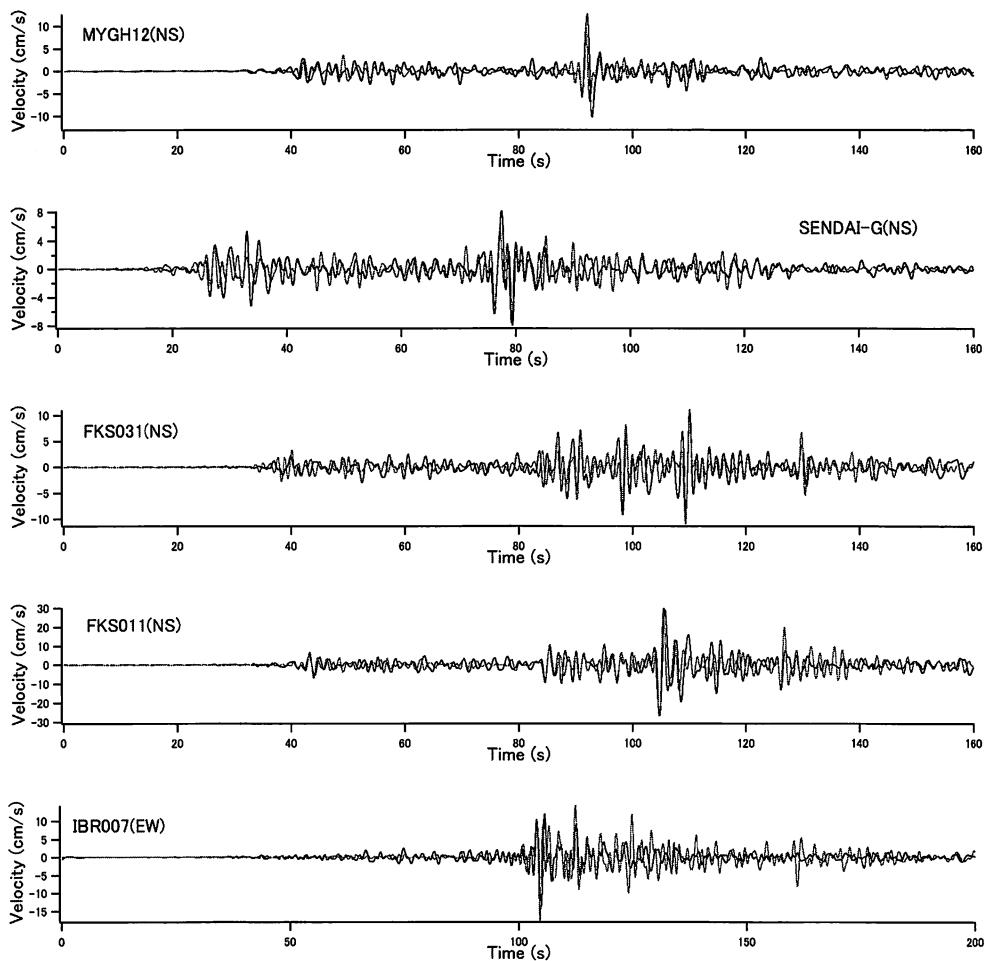


図3 黒線は東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動パルスの例。灰色の線はSPGAモデルによるそれらの再現結果(3. 参照)。いずれも0.2-1Hzの帯域の速度波形。

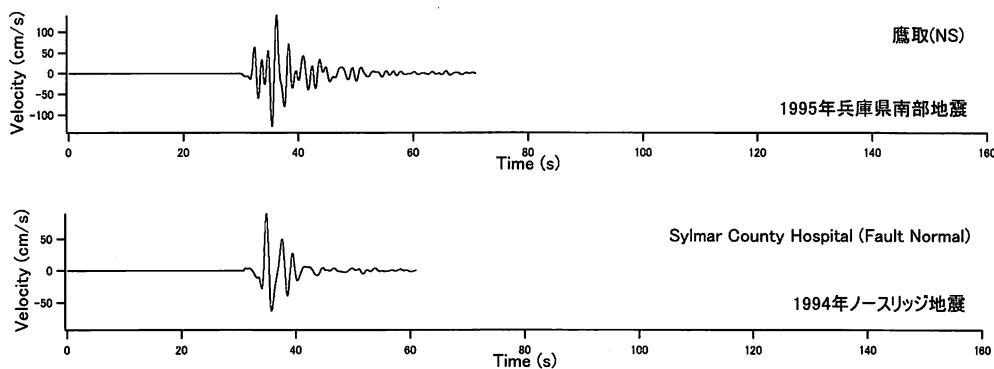


図4 比較のために示す内陸地殻内地震による強震動パルスの例(0.2-1Hzの帯域の速度波形)

する。SPGA モデルとは、東北地方太平洋沖地震をはじめとする海溝型巨大地震において特徴的な強震動パルスのパルス幅と調和的なサイズのサブイベント (SPGA : Strong-motion Pulse Generation Area) から構成される震源モデルであり、サブイベントのサイズは、地震にもよるが、一辺が数 km 程度である。それに対して、より広い領域(東北地方太平洋沖地震の場合、

一辺が数十 km 程度の領域) からまんべんなく強震動が生成されるとする震源モデルもあり、それらはSMG A モデルと呼ばれる。

2011 年東北地方太平洋沖地震を対象に著者らが開発した SPGA モデルと、他の研究者により提案されている SMGA モデル¹⁷⁾¹⁸⁾¹⁹⁾を比較して図 5 に示す。また、SPGA モデルのパラメーターを表 1 に示す。断層面上に

SPGAモデル	SMGAモデル
東北地方太平洋沖地震をはじめとする海溝型巨大地震において特徴的な強震動パルスのパルス幅と調和的なサイズのサブイベント(SPGA)から構成される震源モデルであり、サブイベントのサイズは対象地震の場合一辺が数km程度。	より広い領域(対象地震の場合、一辺が数十km程度)からまんべんなく強震動が生成されるとする震源モデル。

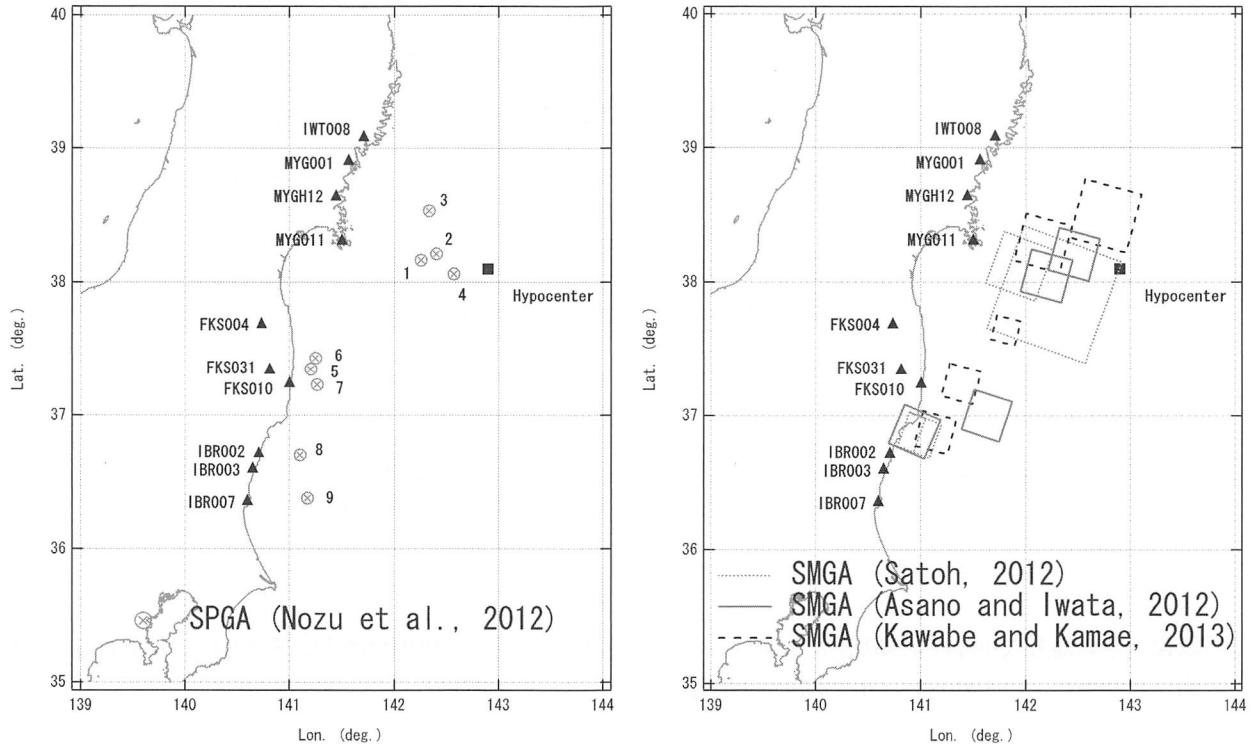


図5 2011年東北地方太平洋沖地震を対象としたSPGAモデルとSMGAモデルの比較

表1 2011年東北地方太平洋沖地震を対象としたSPGAモデルのパラメーター

	Rupture time (h:m:s)	Length (km)	Width (km)	Area (km ²)	M ₀ (Nm)	Rise time (s)
SPGA1	14:46:43.5	3.0	2.0	6.0	8.00E+18	0.17
SPGA2	14:46:46.9	4.0	3.0	12.0	8.00E+18	0.25
SPGA3	14:47:33.4	4.0	2.0	8.0	4.00E+18	0.17
SPGA4	14:47:26.3	3.5	3.0	10.5	2.10E+19	0.25
SPGA5	14:47:57.1	3.0	4.0	12.0	3.00E+18	0.33
SPGA6	14:48:04.4	3.0	4.0	12.0	3.00E+18	0.33
SPGA7	14:48:15.0	6.0	2.0	12.0	5.00E+18	0.17
SPGA8	14:48:25.8	8.0	3.0	24.0	9.00E+18	0.25
SPGA9	14:48:30.9	7.0	7.0	49.0	2.00E+19	0.58

においてサブイベントが位置する場所については、細部はともかくとして、SPGAモデルとSMGAモデルとの間に類似性が見られる。SPGAモデルとSMGAモデルとの本質的な違いはサブイベントのサイズである。

図6および図7に、MYGH12およびIBR007における

観測波形(0.2-1Hz)と、SMGAモデルおよびSPGAモデルによる計算結果との比較を示す。各モデルによる地震動の計算には、各々の震源モデルの構築に用いられたのと同様の計算手法を用いた。すなわち、佐藤¹⁷⁾のSMGAモデルについては壇・佐藤の経験的グリー

ン関数法²⁰⁾を用い、Asano and Iwata¹⁸⁾、川辺・釜江¹⁹⁾によるSMGAモデルについては入倉他の経験的グリーン関数法²¹⁾を用いた。グリーン関数イベントとして用いた中小地震も、個々の文献に示されたものと同様である。SPGAモデルについては文献9)に示された方法、すなわち、経験的サイト增幅・位相特性を考慮して設定したグリーン関数を入倉他の方法²¹⁾で重ね合わせる方法で地震動を計算した。

なお、2011年東北地方太平洋沖地震を対象としたSMGAモデルとしては、図5(右)に示したもののにKurahashi and Irikura²²⁾の震源モデルがある。しかしながら、この震源モデルでは、2005年8月16日宮城県沖の地震(M_w7.2)の記録から前半部分を削除したものが経験的グリーン関数として用いられており、著者にとっては一部の観測点において記録を前半部分と後半部分に分けることが困難であったため、ここでは計算の対象としていない。

図6および図7では、観測波形には強震動パルスが明瞭に表れており、SPGAモデルではそれを再現できているが、SMGAモデルでは残念ながらそれを全く再現できていない。Asano and Iwataと川辺・釜江のモデルでは、強震動パルスに該当する部分が過小評価となっている。佐藤のモデルでは、過小評価とはなっていないが、計算結果はランダムな波形となっており、観測された波形とは特性が全く異なっている。

ここに示している帯域は、はじめに述べたように、岸壁や建物など多くの構造物にとって極めて重要性の高い周波数帯域である。従って、この帯域が正確に計算できないということは、構造物の耐震検討に用いる入力地震動を策定するための震源モデルとして見た場合には、SMGAモデルの致命的な問題点であると言わざるを得ない。現時点では、SPGAモデルが、この帯域の強震動を精度良く計算できることが確認されている唯一の震源モデルである(正確には「疑似点震源モデル²³⁾を除けば唯一の」と書くべきところかも知れないが、疑似点震源モデルは本稿の主題とは直接関係がないのでここでは割愛させていただく)。

なお、SMGAモデルにより強震動パルスが再現できず、SPGAモデルではそれが再現できる理由は極めて単純である。もともと、SMGAモデルやSPGAモデルの構築に用いられている入倉他の波形合成法²¹⁾では、低周波側では要素波がコヒーレントに重なり合ってパルスを生成し、高周波側では要素波がランダムに重なり合うように工夫されている(壇・佐藤²⁰⁾も同様)。ただし、ここで言う「低周波」「高周波」がどの程度「低周波」「高周波」なのかが問題である。

入倉他の方法で生成されるコヒーレントなパルスは、

サブイベントのサイズに起因した時間幅を持っている。この時間幅に対応したコーナー周波数(patch corner frequencyと呼ばれる)よりも高周波側では、入倉他の方法では、ランダムな波形が生成される。従って、サイズの大きいSMGAモデルにおいては、patch corner frequencyは0.1Hz程度あるいはそれよりも低周波側となるので、0.2-1Hz程度の帯域はランダムな波形にしかならず、この帯域にコヒーレントなパルスを生成することは不可能である。一方、SPGAモデルでは、これまで述べてきたように、観測されたパルスの幅と調和的なサイズのサブイベントを導入しているので、パルスを再現することができる。

以上のように、0.2-1Hzの帯域のパルスをSMGAモデルで再現できないのは本質的な理由によるものであり、従来のSMGAモデルの枠組みを維持したまま、パラメーターの修正のみで0.2-1Hzの帯域での波形の計算精度を向上させることは困難であると考えられる。

一方、最近、新たな試みとして、SMGA内部における応力降下量の不均質を陽に与える震源モデルが提案されている²²⁾。このような試みは、SMGAモデルの適用性を拡大するものとして、有望であると考えられる。なお、ここまで専ら東北地方太平洋沖地震について議論してきたが、それ以外の海溝型地震として、2003年十勝沖地震、1978年宮城県沖地震、1968年十勝沖地震に対してもSPGAモデルが作成されており、成果を挙げている。それらの結果については、ここでは紙数の関係で示すことができないため、文献10)を参照していただきたい。

4. 観測記録との適合性に基づく震源モデルの評価

ここまで、SPGAモデルは主に0.2-1Hzの周波数帯域に着目して作成した震源モデルであることを述べてきたが、より短周期側における適用性も調べてみる必要がある。

そこで、ここでは、図5に示した10地点を対象に、SPGAモデルおよびSMGAモデルにより地震動を計算し、0.2-10Hzの帯域の速度エンベロープおよび0.2-10Hzの帯域のフリエスペクトルを対象に、観測波形との誤差を文献23)の評価式で評価した。結果を図8および表2に示す。これらの結果から、0.2-10Hzの広帯域で見ても、SPGAモデルによる誤差はSMGAモデルによる誤差よりも小さいことがわかる。

最後に、建物被害と対応の良い指標として、境ほか²⁴⁾により提案されている「1-2秒震度」の計算を行った。観測波による「1-2秒震度」と合成波によるそれとの比較を図9に示す。この図から、SPGAモデルは観測

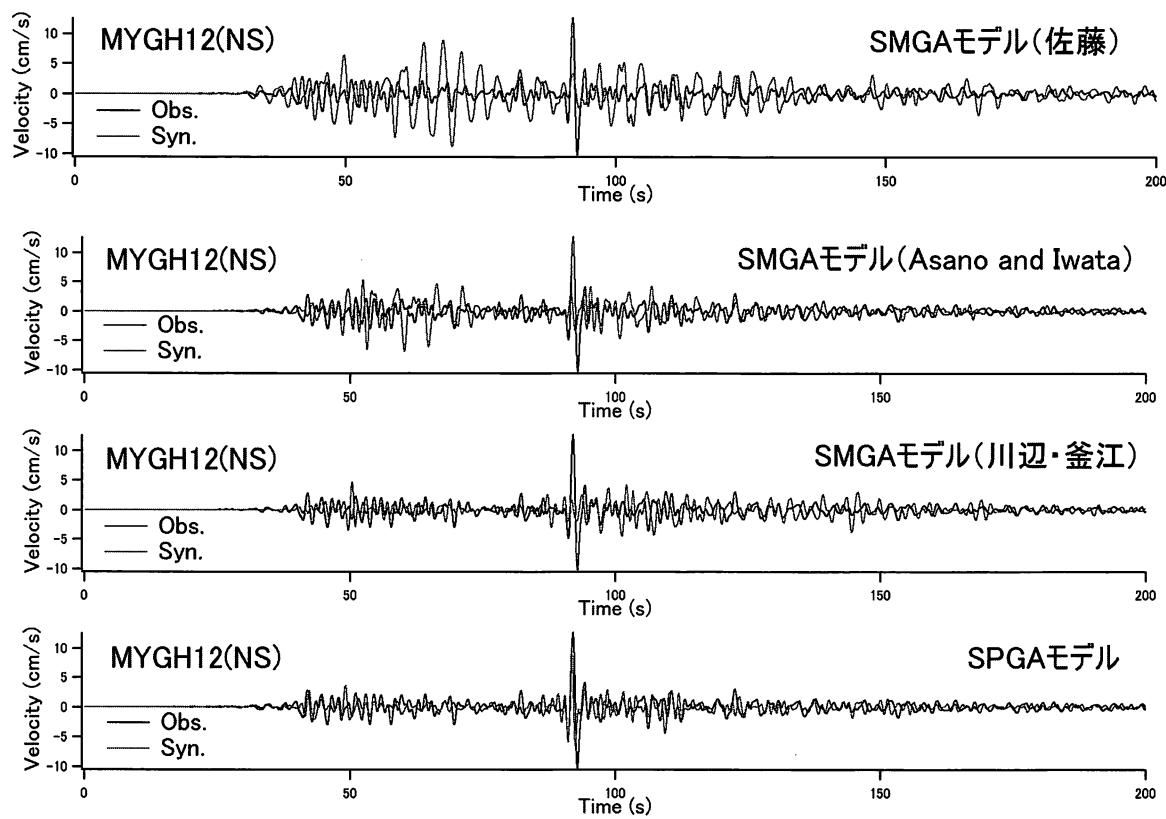


図6 MYGH12における速度波形 (0.2–1Hz) の観測結果とSMGAモデルおよびSPGAモデルによる計算結果

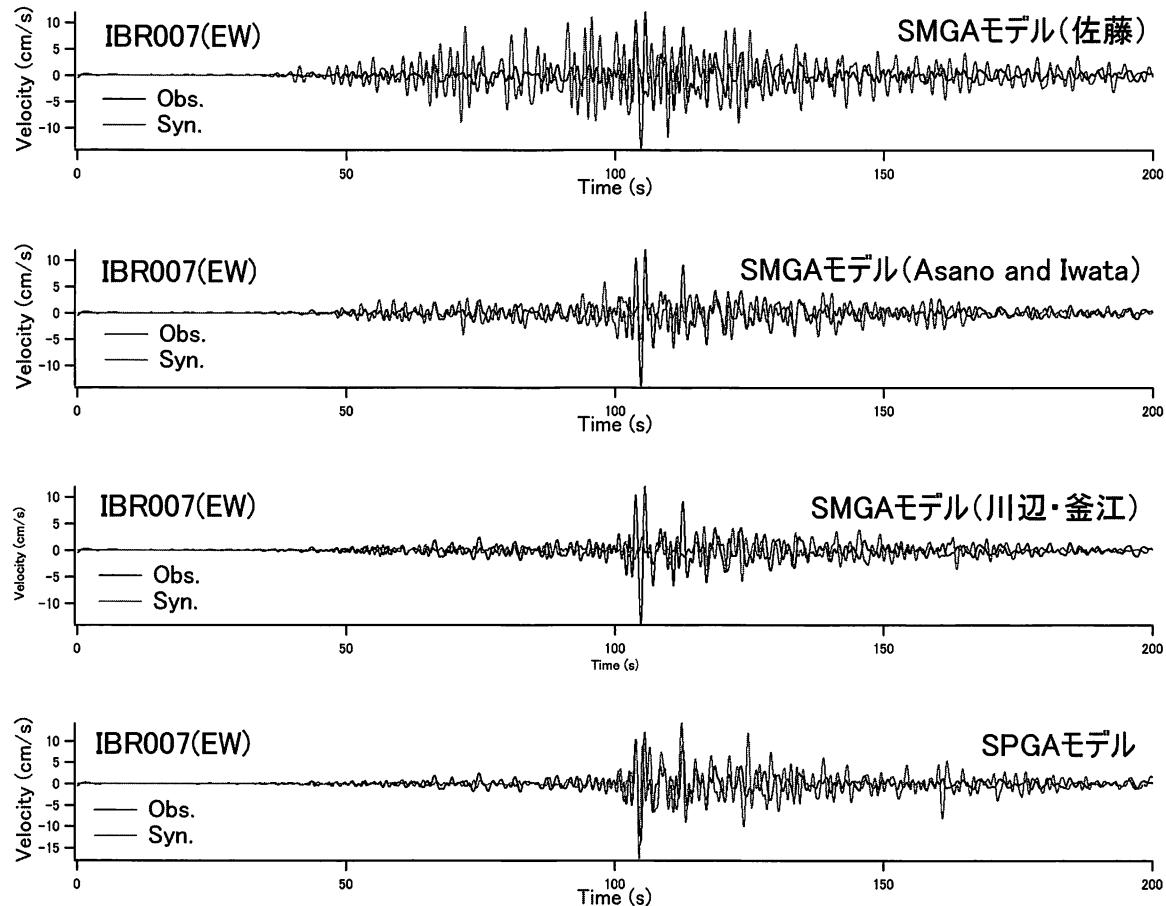


図7 IBR007における速度波形 (0.2–1Hz) の観測結果とSMGAモデルおよびSPGAモデルによる計算結果

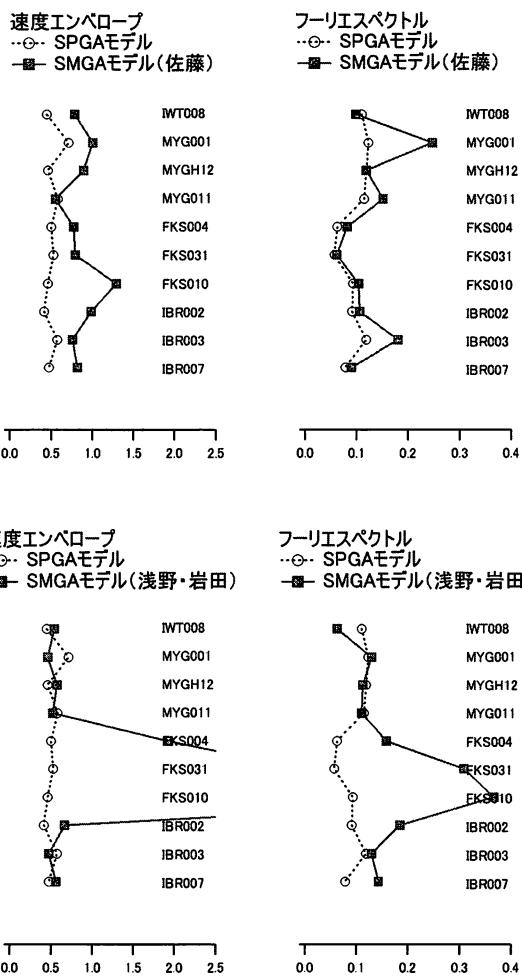


図8 SPGAモデルとSMGAモデルによる速度エンベロープ
とフーリエスペクトルの誤差評価結果

波の「1-2秒震度」を概ね再現できているのに対し、SMGAモデルは再現できていないことがわかる。「1-2秒震度」の誤差を全地点に対して平均したものを表2に示す。SMGAモデルではSPGAモデルに対して2.2倍～3.8倍程度の誤差が生じている。

表2 各種の誤差の全地点における平均値

	速度 envelope	フーリエ スペクトル	1-2秒 震度
SPGAモデル	0.52	0.096	0.21
SMGAモデル(佐藤)	0.87	0.124	0.47
SMGAモデル(浅野・岩田)	1.61	0.171	0.80
SMGAモデル(川辺・釜江)	0.68	0.109	0.57

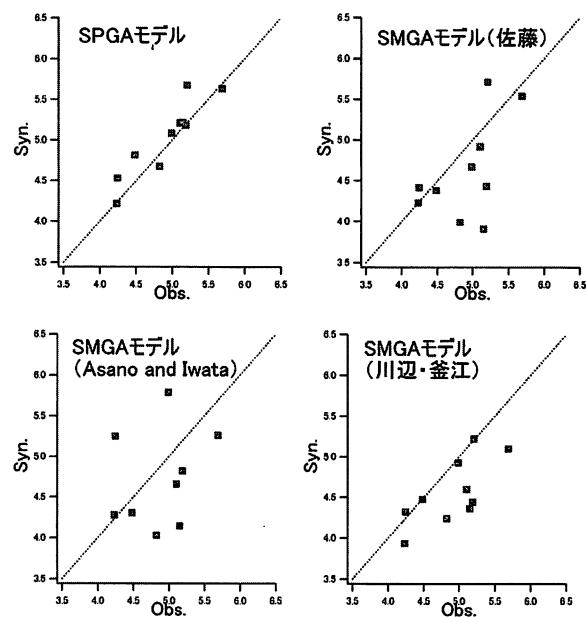


図9 「1-2秒震度」²⁴⁾の観測値と計算値の比較

5.まとめ

以上、海溝型巨大地震における強震動パルスの生成と、それを再現するための震源モデルの考え方について述べてきた。

本稿のまとめとして、SMGAモデルでは、工学上重要な0.2-1Hzの帯域の波形を正確には計算できないこと、その原因もはつきりしていることを指摘せざるを得ない。現時点では、SPGAモデルが、この帯域の強震動を精度良く計算できることが確認されている唯一の震源モデルである（本文に述べたように、本稿の主題とは直接関係がない疑似点震源モデルへの言及はここでは割愛させていただく）。従って、構造物の耐震検討に用いる入力地震動を策定するための震源モデルとしては、当面はSPGAモデルを活用していくべきである。

このような観点から、著者らは、既往のSPGAモデルのパラメーターに関する経験則の提案を行っている¹⁰⁾。また、南海トラフの巨大地震にSPGAモデルを適用するための工夫なども行っている²⁵⁾。これらについては関係する文献を参照していただければ幸いである。

謝辞

本研究では(独)防災科学技術研究所のK-NET、KiK-net、国土技術政策総合研究所地震防災研究室、JR、California Geological Survey の強震記録を利用しました。心より御礼申し上げます。なおJRの波形はJR警報地震計(FDシリアル番号R-087)²⁶⁾によります。

参考文献

- 1) Kinoshita, S.: Kyoshin Net (K-net), Seim. Res. Lett., Vol. 69, 1998, pp.309-332.
- 2) Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K. and Okada, Y.: New strong-motion observation network: KiK-net, Eos Trans. Am. Geophys. Union, Vol.81, 2000, p.329.
- 3) 野津厚、井合進、一井康二、沼田淳紀：ケーソン式岸壁の変形に寄与する地震動の周波数成分、レベル2地震に対する土構造物の耐震設計シンポジウムおよび講習会テキスト、2000年、pp.311-318.
- 4) 境有紀、織嶺一起、神野達夫：建物被害率の予測を目的とした地震動の破壊力指標の提案、日本建築学会構造系論文集、No.555、2002年、pp.85-91.
- 5) 野津厚：海溝型巨大地震による周期1-5秒の帶域の地震動の予測手法について、日本地震学会講演予稿集、B12-04、2010年。
- 6) 入倉孝次郎：阪神大震災を引き起こした強震動、京都大学防災研究所年報、No.39A、1996年、pp.229-245.
- 7) 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、日本建築学会構造系論文集、No.500、1997年、pp.29-36.
- 8) Wald, D.J., Heaton, T.H. and Hudnut, K.W.: The slip history of the 1994 Northridge, California, earthquake determined from strong-motion, teleseismic, GPS, and leveling data, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.86, 1996, pp.S49-S70.
- 9) 野津厚：2011年東北地方太平洋沖地震を対象としたスーパー・アスペリティモデルの提案、日本地震工学会論文集、Vol.12、2012年、pp.21-40.
- 10) 野津厚、山田雅行、長尾毅、入倉孝次郎：海溝型巨大地震における強震動パルスの生成とその生成域のスケーリング、日本地震工学会論文集、Vol.12、2012年、pp.209-228.
- 11) 秦吉弥、高橋良和、後藤浩之、野津厚：スーパー・アスペリティモデルと経験的サイト増幅・位相特性を考慮した2011年東北地方太平洋沖地震における岩切線路橋での地震動の評価、構造工学論文集、Vol.59A、2013年、pp.383-395.
- 12) 秦吉弥、高橋良和、後藤浩之、野津厚：余震観測記録に基づく2011年東北地方太平洋沖地震におけるゴム系支承の被災橋梁での地震動の評価、日本地震工学会論文集、Vol.13、2013年、pp.30-56.
- 13) 建設省土木研究所：土木構造物における加速度強震記録（No.2）、土木研究所彙報、第33号、1978年。
- 14) 野津厚、菅野高弘：経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法—内陸活断層地震および海溝型地震への適用性の検討—、港湾空港技術研究所資料、No.1120、2006年。
- 15) 松島信一、川瀬博：海溝型地震におけるスーパー・アスペリティモデルの提案、月刊地球号外、No.55、2006年、pp.98-102.
- 16) Mori, J. and Shimazaki, K.: High stress drops of short-period subevents from the 1968 Tokachi-oki earthquake as observed on strong-motion records, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.74, 1984, pp.1529-1544.
- 17) 佐藤智美：経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル—プレート境界地震の短周期レベルに着目して—、日本建築学会構造系論文集、No.675、2012年、pp.695-704.
- 18) Asano, K. and Iwata, T.: Source model for strong motion prediction in 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, Vol.64, 2012, pp.1111-1123.
- 19) 川辺秀憲、釜江克宏：2011年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化、日本地震工学会論文集、Vol.13、2013年、pp.75-87.
- 20) 壇一男、佐藤俊明：断層の非一様すべ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、No.509、1998年、pp.49-60.
- 21) 入倉孝次郎、香川敬生、閑口春子：経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良、日本地震学会講演予稿集、No.2、B25、1997年。
- 22) Kurahashi, S. and Irikura, K.: Short-period source model of the 2011 Mw9.0 off the Pacific coaste of Tohoku earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.103, 2013, pp.1373-1393.
- 23) 野津厚：強震動を対象とした海溝型巨大地震の震源モデルをより単純化する試み—疑似点震源モデルによる2011年東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーション—、地震2、Vol.65、2012年、pp.45-68.
- 24) 境有紀、神野達夫、織嶺一起：建物被害と人体感覚を考慮した震度算定方法の提案、第11回日本地震工学シンポジウム、2002年、pp.17-22.
- 25) 野津厚：南海トラフの地震(M_w9.0)を対象としたSPGAモデルによる強震動評価事例、土木学会論文集A1(構造・地震工学)、第69巻、第4号、2013年、pp.I_872-I_888.
- 26) 中村豊、上半文昭、井上英司：1995年兵庫県南部地震の地震動記録波形と分析(II)、JR地震情報No.23d、(財)鉄道総合技術研究所ユレダス開発推進部。

3次元地下構造を考慮した1946年南海地震の震源モデルとそれを用いた強震動評価

STUDY ON SOURCE RUPTURE SCENARIO OF THE 1946 NANKAI EARTHQUAKE CONSIDERING 3-D VELOCITY STRUCTURE MODEL AND STRONG GROUND MOTION ESTIMATION BASED ON THE SCENARIO

香川敬生*、Petukhin, Anatoly**、嶋嶌一起***、三宅弘恵***、室谷智子***
Takao KAGAWA, Anatoly PETUKHIN, Kazuki KOKETSU, Hiroe MIYAKE, Satoko MUROTANI

Long-period ground motions over 2 seconds due to the 1946 Nankai earthquake are simulated. Minute 3-D crustal and sedimentary structure model is employed for the simulation. First, we reevaluated a source model of the 1946 Nankai earthquake by joint inversion method of geodetic, teleseismic, and near field strong ground motion data with Green's functions calculated from the 3-D crustal and sedimentary structure model. Smaller residuals of waveform inversion results was obtained than those conducted with 1-D velocity structure model. Since near field records were saturated and the observation network was scarce, resolution of the source inversion were restricted to 20 km in space and 5 seconds in time. Then, the source model was improved by adding a pulse to the slip-velocity time function of each subfault to produce ground motion up to 2 seconds. Amplitudes of the pulses were adjusted to match Fourier spectra and keep waveforms of the observed strong motion data, simultaneously. Finally, we simulated long-period ground motions for the 1946 Nankai earthquake. They agree with previously conducted empirical Green's function results of response spectra longer than 2 seconds in the Osaka basin. It suggests that our results may reproduced the long-period shake map due to the 1946 Nankai earthquake.

1. はじめに

南海地震は2013年から30年間の発生確率が60~70%と切迫しているとされ¹⁾、かつ地震規模もM8から9クラスと広い範囲に長周期地震動の影響が及ぶことが懸念される。長周期地震動を予測するためには精度の高い広範囲の地殻・地盤構造モデルが必須となり、震源破壊モデルの高精度化も求められる。

ここでは、地震調査研究推進本部による、南海トラフを震源とする「長周期地震動予測地図」2012年試作版²⁾で検討され、その後の内閣府による強震動評価³⁾にも活用された西南日本の地殻・地盤構造モデルを紹介し、得られた3次元速度構造モデルに基づく昭和南海地震の震源破壊過程解析について述べる。続いて、これらを総合した南海地震（昭和型）を対象とした広域の長周期地震動予測結果について紹介する。

2. 西南日本の地殻・地盤速度構造モデルの検証

地殻・地盤速度構造に関する初期モデルとして、関西地域⁴⁾と関東・東海域⁵⁾を対象にそれぞれ作成された既往モデルを用いた。内陸の地殻構造は関西地域⁴⁾の精度が高く、海域の付加帶構造は関東・東海域⁵⁾の精度が高いと判断されたので、それぞれの長所を活用するような融合をおこなった。堆積地盤構造は、関西地域⁴⁾のモデル化が大規模な平野・盆地のみであったため、各種情報や調査データをとりまとめた全国0次構造モデル⁶⁾を加

えた。その際、K-NETおよびKiK-netの観測記録によるR/Vスペクトル比を満足するように構造モデルをチューニングし、その影響を地質構造および重力異常分布を参照して周囲に敷衍したモデルの修正をおこない、高度化を図った⁷⁾。加えて、前期モデルに取り込まれていない、新たな構造調査データを積極的に発掘して取り入れた。

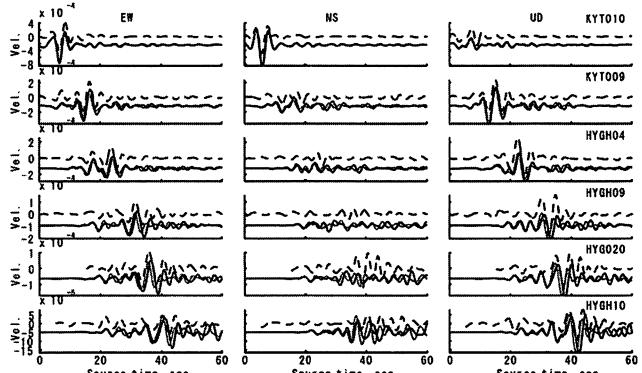


図1 観測波形(破線)と調整過程の計算波形(実線)

以上のように設定した初期モデルを用いて中小地震観測記録の再現を試みた。その結果、特に中国山地部等で走時間が早く振幅が小さくなる傾向が見られた。この領域では低重力異常も観測されていることから、0次構造モデル⁶⁾では岩盤($V_s=3.2\text{km/s}$)が露出しているとされる山地部に、広域の屈折法探査結果を参考にしてS波速度 2.0km/s および 2.4km/s の地殻最上部層を設定した。その上で、複数の中小地震観測記録を満足するように各

*鳥取大学大学院工学研究科

**地域地盤環境研究所

***東京大学地震研究所

Tottori University Graduate School of Engineering

Geo Research Institute

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

層厚を調整した（図 1）。その中には、対象とする南海トラフ方向から入射する 2004 年紀伊半島沖の地震を含んでいる。

その結果、周期 2 秒以上の帯域で観測波形の走時・振幅・波形を概ね再現することができた⁷⁾。得られた地殻最上部層厚は屈折法探査による低速度層厚とも良く対応し、レシーバー関数法による層厚とも整合するものとなった。また、地殻最上部層を取り入れた方が重力異常分布をより良く再現することができた。このように多くの物理量に基づく検証から、図 2 に示す提案モデルは西南日本の速度構造モデルとして適切なものと考えることができる。

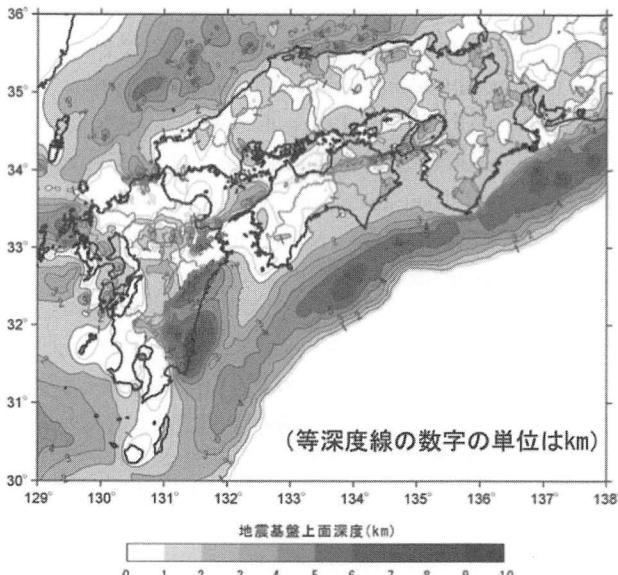


図 2 得られたモデルの地震基盤 ($V_s=3.2 \text{ km/s}$) 上面深度

3. 3 次元速度構造に基づくグリーン関数を用いた昭和南海地震の震源インバージョン解析

1946 年昭和南海地震の震源破壊過程については、近地強震観測記録、地球規模の遠地観測記録および地震前後の地殻変動データを用いたインバージョン解析の先行研究⁸⁾が実施されている。そこで用いられた近地強震観測記録は当時の測候所で得られもので、振り切れているものが多いものの、地震計の計器特性を踏まえたデジタル化がおこなわれている⁸⁾。図 3 に利用された観測点を示す。

ここでは、先行研究⁸⁾に倣って全断層面を走向方向に 16 個、深さ方向に 9 個に分割した $20\text{km} \times 20\text{km}$ の小断層で表現した（図 4）。各小断層の走向、傾斜、深さはフィリッピン海プレートの形状に合わせて設定した。

震源インバージョン解析では、地震観測点直下の速度構造を震源域にまで敷衍した 1 次元構造モデルによるグリーン関数が一般的に用いられ、先行研究でも同様である。しかし、南海トラフのような巨大地震の震源を扱う場合、観測点から震源域までの地下構造は複雑であり、

1 次元構造での表現には限界があると思われる。

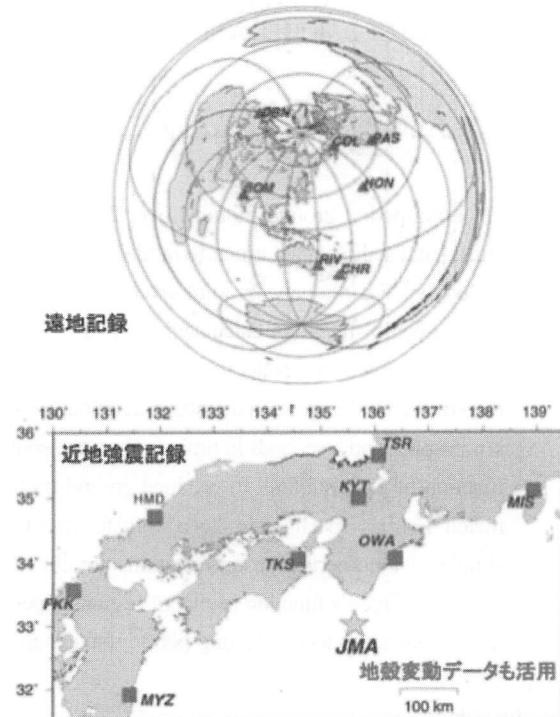


図 3 昭和南海地震の震源解析に用いた観測点⁸⁾

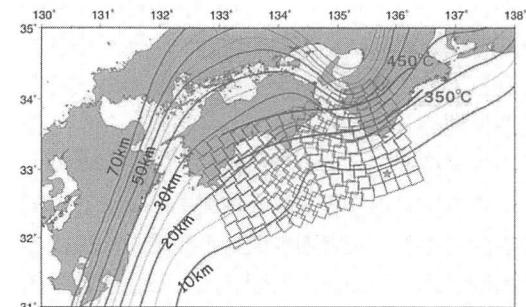


図 4 昭和南海地震の震源解析のため設定した小断層⁸⁾

そこで、前章で述べた 3 次元速度構造を反映したグリーン関数を用いて再インバージョン解析をおこなった。グリーン関数を変更したのは近地の強震観測点のみであり、遠地記録および地殻変動については先行研究⁸⁾と同様の設定となっている。

表 1 震源インバージョン解析の残差

	1-D GF	3-D GF
Near	0.421	0.396
Far	0.214	0.171
Geodetic	0.220	0.190
Total	0.223	0.181

得られた解の残差（表 1）は、近地の強震観測記録のみならず遠地記録、地殻変動についても小さくなっている、3 次元グリーン関数を用いることによって解の信頼

度が向上し、それが他の観測記録の説明性を向上させたものと考えられる。さらに、1次元グリーン関数の場合は震源時間関数がベル型であったものが、3次元速度構造を用いることでKostrov型⁹⁾となり、より現実的な解が得られている。このことは、前章で検討した3次元速度構造モデルのパフォーマンスの高さを示唆するものとも言えよう。図5に最終的に得られたすべり分布を示す。

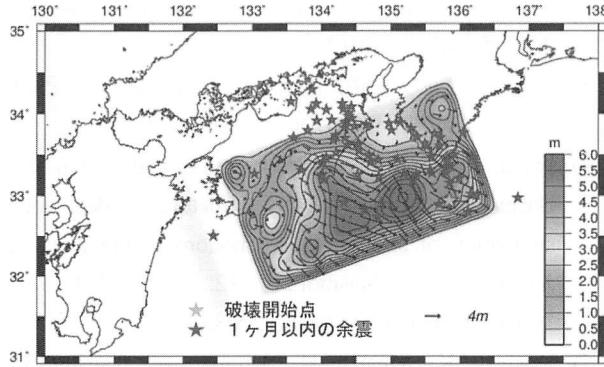


図5 1946年昭和南海地震のすべり分布²⁾

インバージョン解析にあたって、グリーン関数の周期帯域をより短周期側に設定し、小断層をさらに小さくするなど、より短周期、短波長の解析を試みたが、当時の観測記録に周期2秒程度までの成分が含まれることが確認されたものの、観測点間隔が大きく、また振り切れによって使える記録長が限られるなどの制約により、周期5秒以上、小断層サイズ20km×20kmが限界であった。

4. 南海地震（昭和型）の強震動評価

次に、得られた震源モデルおよび3次元速度構造モデルを用いて、南海地震（昭和型）の地震動再現を試みた。対象周期帯は2秒以上に設定した。3次元速度構造モデルについては周期2秒以上のパフォーマンスを確認しているが、震源モデルの解析周期帯は5秒以上である。そこで、インバージョン解析結果をより短周期帯域の強震動評価に活用した事例¹⁰⁾を参考して、すべり速度の大きい小断層の滑り速度にパルスを付加し、これをもって短周期成分を補った。パルスの大きさはすべり速度の大きい領域（アスペリティ）毎に変え、近地強震観測記録を満足するように調整した。このため、計算地震動は強震観測記録が得られている地点における周期2秒以上の地震動を再現できることになる。

これらの設定を元に計算した結果を以下に示す。図6が最大速度分布、図7が1cm/s以上の震動が継続する時間である。堆積層が厚くモデル化されている領域で地震動が大きく、継続時間も長いことが分かる。周期毎の相対速度応答スペクトル（減衰5%）を図8、9に示す。また、代表的な観測点における波形および応答スペクトル

については、報告書²⁾に譲る。

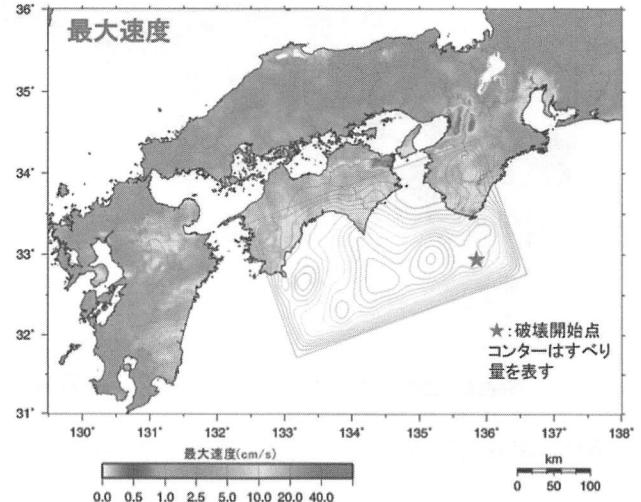


図6 南海地震（昭和型）の最大速度分布²⁾

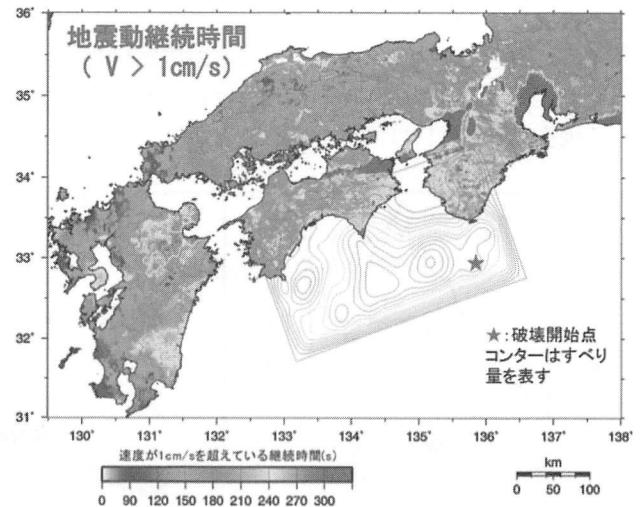


図7 南海地震（昭和型）の継続時間(1cm/s以上)分布²⁾

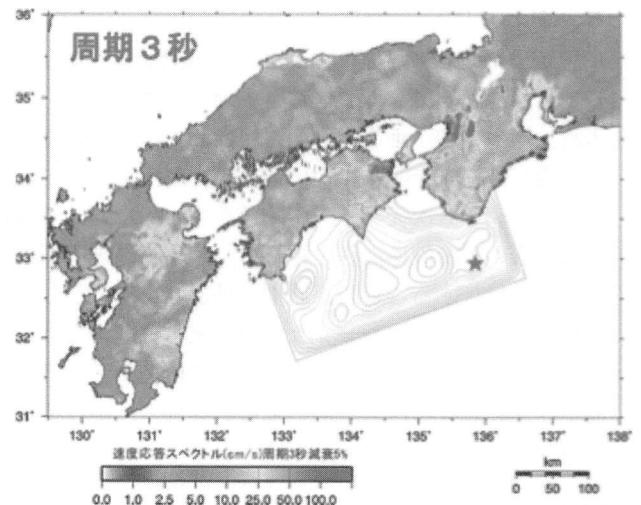


図8 南海地震（昭和型）の速度応答値（周期3秒）分布²⁾

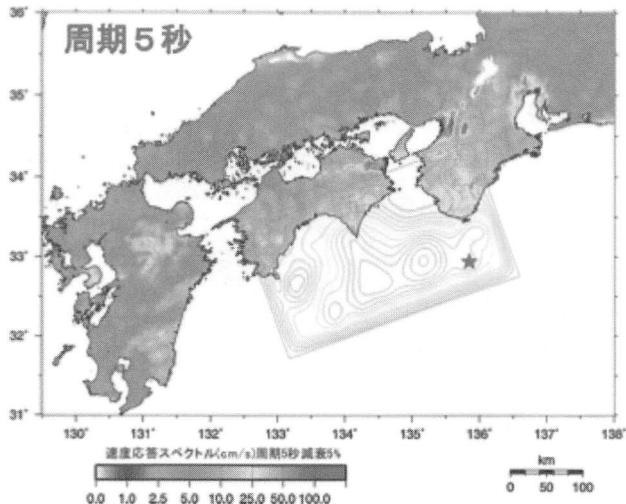


図9 南海地震(昭和型)の速度応答値(周期5秒)分布²⁾

昭和南海地震に関する広域のシミュレーション例は少ないが、経験的グリーン関数を用いて広域の震度分布を再現し、大阪平野における応答スペクトルを示した事例¹¹⁾が報告されている。図10にその結果との比較を示すが、大阪平野での卓越周期および対象周期帯域における地震動強さはほぼ同様であることが分かった。

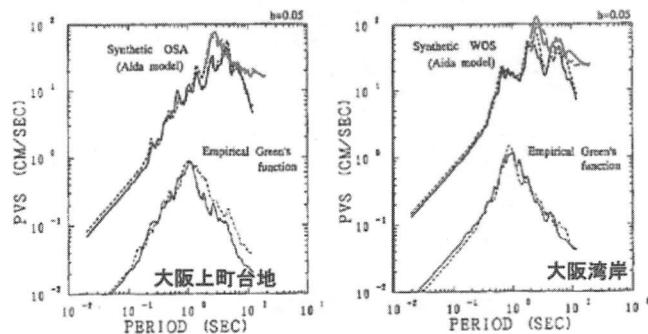


図10 経験的グリーン関数法による結果¹¹⁾との比較

5. おわりに

想定南海地震の震源域およびその影響域となる西南日本を対象として、地殻構造と主な堆積盆地構造を取り入れ、複数の中小地震記録の再現性および各種調査結果との妥当性検証を経た1次構造モデルが構築されている。これに基づく3次元グリーン関数を用いて1946年昭和南海地震の震源破壊過程を再解析し、それに短周期成分の放射を付加することで、周期2秒以上を対象とした長周期地震動のシミュレーションを実施した。得られた結果およびその基礎となった震源、速度構造モデルは、南海トラフにおける巨大地震の強震動評価の基礎資料として有効な活用されるものと期待される。

謝辞

本研究は、文部科学省「長周期地震動予測地図作成等支

援事業」などにより実施されたものです。研究にあたり、防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netの観測記録を利用しています。記して関係各位に感謝致します。

参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部, 南海トラフの地震活動長期評価(第二版), 2013.5.
- 2) 地震調査研究推進本部, 「長周期地震動予測地図」2012年試作版, 2012.1.
- 3) 内閣府中央防災会議, 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告), 2012.8.
- 4) Iwata, T., Kagawa, T., Petukhin, A., and Y. Onishi, Y., Basin and crustal velocity structure models for the simulation of strong ground motions in the Kinki area, Japan, J. Seismol., 12, 223–234, DOI 10.1007/s10950-007-9086-7, 2008.
- 5) Koketsu, K., Miyake, H., Afmar, and Tanaka, Y., A proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures and its application to the Tokyo metropolitan area, Japan, Tectonophysics, 472, 290-300, doi:10.1016/j.tecto.2008.05.037, 2009.
- 6) 藤原広行・河合伸一・青井真・先名重樹・大井昌弘・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・早川譲, 強震動評価のための深部地盤構造全国初期モデル, 第12回日本地震工学シンポジウム論文集, No. 340, 2006.
- 7) Petukhin, A., Miyakoshi, K., Kagawa, T., Koketsu, K., Miyake, H., and Masuda, T., Construction and waveform testing of the crustal and basin structure models for southwest Japan, Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering, No. 2789, 2012.
- 8) Murotani, S., Source process of the 1946 Nankai earthquake estimated from seismic waveforms and leveling data, Doctor Thesis, Univ. Tokyo, 112pp., 2007.
- 9) Kostrov, B.V., Self-similar problems of propagation of shear cracks, J. Appl. Math. Mech., 28, 1077-1087, 1964.
- 10) Miyake, H., Iwata, T., Sekiguchi, H., and Irikura, K., Appropriate slip velocity time function of on-off-asperity for broadband ground motion simulation, Eos Trans. AGU, 82 (47), Fall Meet. Suppl., Abstract S42C-0677, 2001.
- 11) 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, 455, pp.61-71, 1994.

埋立地の液状化被害分布に与えた表層地盤構造の影響

EFFECTS OF SURFACE SOIL STRUCTURE ON DISTRIBUTION OF LIQUEFACTION-INDUCED DAMAGE IN RECLAIMED LANDS

関口徹*、中井正一*

Toru SEKIGUCHI, Shoichi NAKAI

In order to evaluate the effects of surface soil structure and the amplification characteristics on the liquefaction-induced damage in Mihama ward of Chiba city during the 2011 Great East Japan earthquake, microtremor measurement and seismic ground motion observation were conducted. The shear-wave profile models of divided 50m square grids in the ward were estimated based on lots of borehole logs. The equivalent linear analysis was conducted using the estimated profiles and the seismic ground motion record of the main shock. The distribution of estimated maximum shear strains of sand layers shows good agreement with the liquefaction damage distribution.

1. はじめに

東北地方太平洋沖地震では、震央から300km以上離れた東京湾沿岸部の埋立地において広範囲にわたって液状化が発生し、大量の噴砂や地盤沈下、建物の傾斜等の被害が生じた。千葉市美浜区では、防災科学技術研究所のK-NET 地震観測点で液状化が影響していると考えられる本震記録が得られ、埋立地であるほぼ全域で液状化の被害が見られた。

地震直後に行った液状化による噴砂分布の調査では、広範囲で激しく噴砂が発生している地区もあれば、街区（ここでは地区内の幹線道路に囲まれた狭い範囲）全体に全く噴砂が見られない地区もあった。この被害程度の違いには、地盤改良等の液状化対策だけでなく表層地盤構造が大きく影響していると考えられる。

筆者らはこれまで既報^{1), 2)}などで多数のボーリング資料に基づき補間を行い広範囲での表層地盤モデルを作成し、その地震動増幅特性を評価する手法について検討してきた。美浜区においても約300本のボーリング資料に基づき、海側の地域で地盤の固有周期が長くなるなど同じ埋立地における表層地盤の地震動増幅特性の違いを評価している。

本研究では、美浜区における噴砂分布に与えた表層地盤構造とその地震動增幅特性の影響を検討するため、微動・地震観測を行い、ボーリング資料に基づき同区全体の表層地盤の S 波速度構造を推定し、区内で観測された本震記録を用いて地震応答解析を行う。

おり区内全域が埋立地である。市役所のある中央区に近い南東側から順に工業地区（新港）、住居地区、教育・商業地区（幕張地区）となっている（図1）。1960年代から1980年代中頃までの間に南東側から順に、おもに東京湾沖の海底を掘り出した砂や砂質シルトからなる浚渫土を用いてサンドポンプ工法により埋め立てられた³⁾。

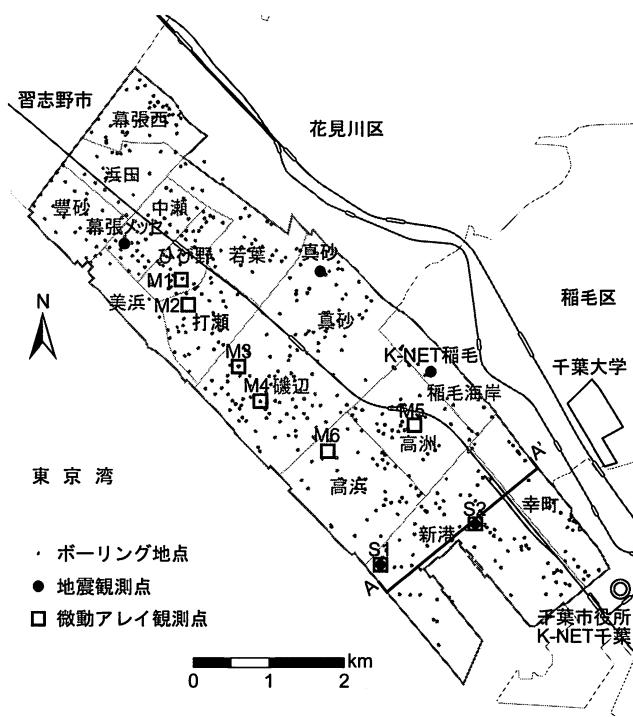


図1 千葉市美浜区における地区名、微動・地震観測点
およびボーリング地点

2. 千葉市美浜区の概要

千葉市美浜区は千葉市西部に位置し、東京湾に面して

*千葉大学大学院工学研究科

Graduate School of Engineering, Chiba University

3. 液状化による噴砂分布の調査

東北地方太平洋沖地震により美浜区内の広い範囲で噴砂が発生した。幹線道路では、路面自体からの噴砂や沈下等の被害はほとんど見られず、側方のL字側溝との隙間からの噴砂がいくつか見られる程度であった。しかし側方の歩道や、街区の中に入った細い道路において噴砂に伴うアスファルト舗装の亀裂や沈下が広い範囲で発生していた。千葉市では中央・美浜土木事務所が道路上に噴出した砂を地震後1週間程度で速やかに撤去しており、撤去した道路上の砂の量は8,500m³に達した。

同区における噴砂の発生状況の調査を地震直後の3月12日～20日にかけて実施した。調査は美浜区全域の道路と立入り可能な公園を対象とした。被害の程度は、流出範囲が中心から概ね1mを超える大規模な噴砂が確認された場合、それ以下の小規模な噴砂のみ見られた場合および噴砂が見られなかった場合の3段階に分類した。

図2に噴砂被害の分布を50mメッシュ用いて示す。また中央・美浜土木事務所が地震直後に応急で道路の復旧工事を行った位置を桃色の丸印で合わせて示す。ここでメッシュ内に調査した道路や公園がないものは空白とした。内陸側（北東側）よりも海側（南西側）において大規模な噴砂が多く、道路の復旧工事箇所も多い。小規模な噴砂のみ見られた箇所は内陸側に多く見られる。大規模な噴砂が広範囲にわたって見られた地区は、ひび野地区、磯辺地区、高洲地区、高浜地区、新港地区西部である。一方で、打瀬地区、磯辺地区と高浜地区との境界部付近、新港地区の内陸側など噴砂がほとんど見られなかつた地区（街区）もある。特に磯辺地区の中心付近では、周辺の街区では激しい噴砂が見られたにもかかわらず、噴砂が全く見られない街区もあった。

4. 微動観測

美浜区内における表層地盤の振動特性を推定するため、微動の1点観測とアレイ観測を行った。1点観測では固有周期2秒の速度計により3成分の微動をサンプリング周波数200Hzで10分間観測した。記録波形が定常性を保っていると考えられる20.48sのデータを10個以上作成し、H/Vスペクトル⁴⁾を求めた。アレイ観測では中心1点と半径50cmの円周上5点にセンサ（東京測振製VSE-15D）を配置し、サンプリング周波数1000Hzで10分間鉛直動を観測した。得られた記録からCCA法⁵⁾によりレイリー波の分散曲線を求めた。

図3に美浜区内の163カ所で行った微動1点観測から得られたH/Vスペクトルの卓越周期の分布を、文献⁶⁾による沖積層基底深度とあわせて示す。噴砂被害の大きい海側において卓越周期が長くなる傾向が見られる。また海側の地区で被害の小さい打瀬地区では卓越周期は短い。

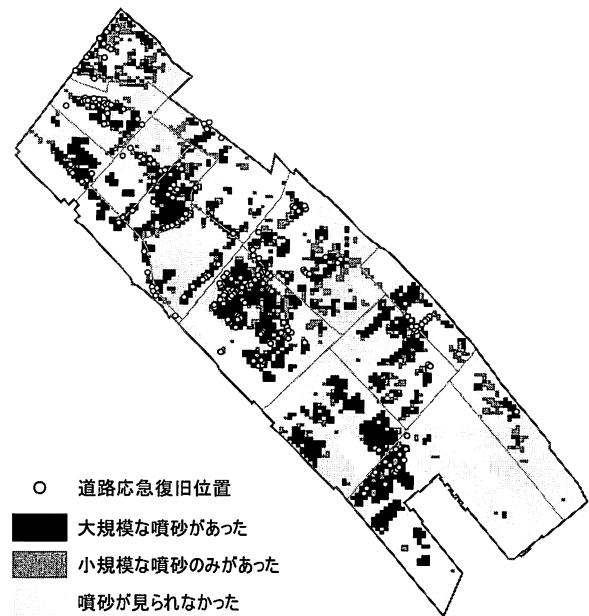


図2 噴砂被害の分布

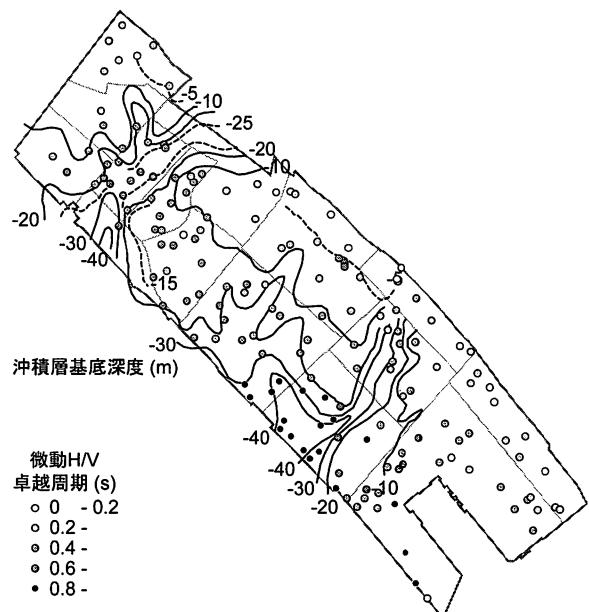


図3 微動H/Vスペクトルの卓越周期と沖積層基底深度⁶⁾

しかし磯辺地区と高浜地区の境界部付近では、卓越周期が長いにもかかわらず噴砂による被害はほとんど見られていない。沖積層基底深度と比較すると、基底深度が深いほど微動H/Vスペクトルの卓越周期が長くなる傾向が見られる。

図1に示す被害程度の異なるM1～M6地点およびS1, S2地点で微動のアレイ観測を行った。図4, 5に微動観測から求めた各地点の分散曲線とH/Vスペクトルを黒丸印、黒線でそれぞれ示す。なお、地点名の数字が奇数(図4, 5のそれぞれ上段)の地点付近では大規模な噴砂が見られ、

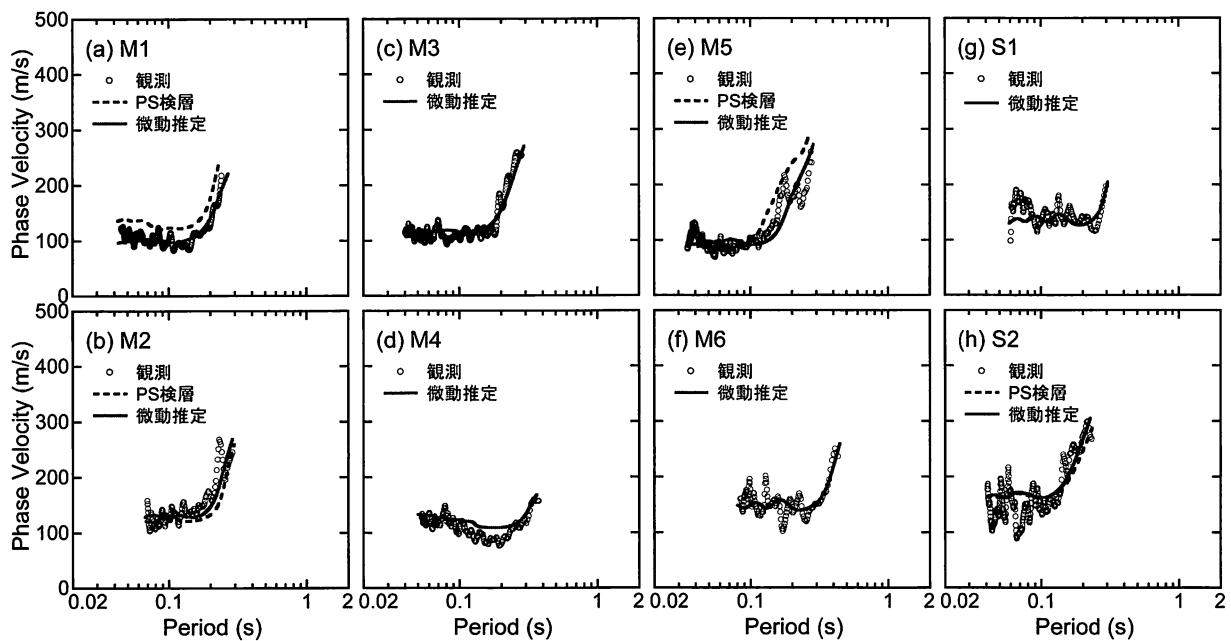


図4 微動の分散曲線と推定S波速度構造およびPS検層結果の理論分散曲線

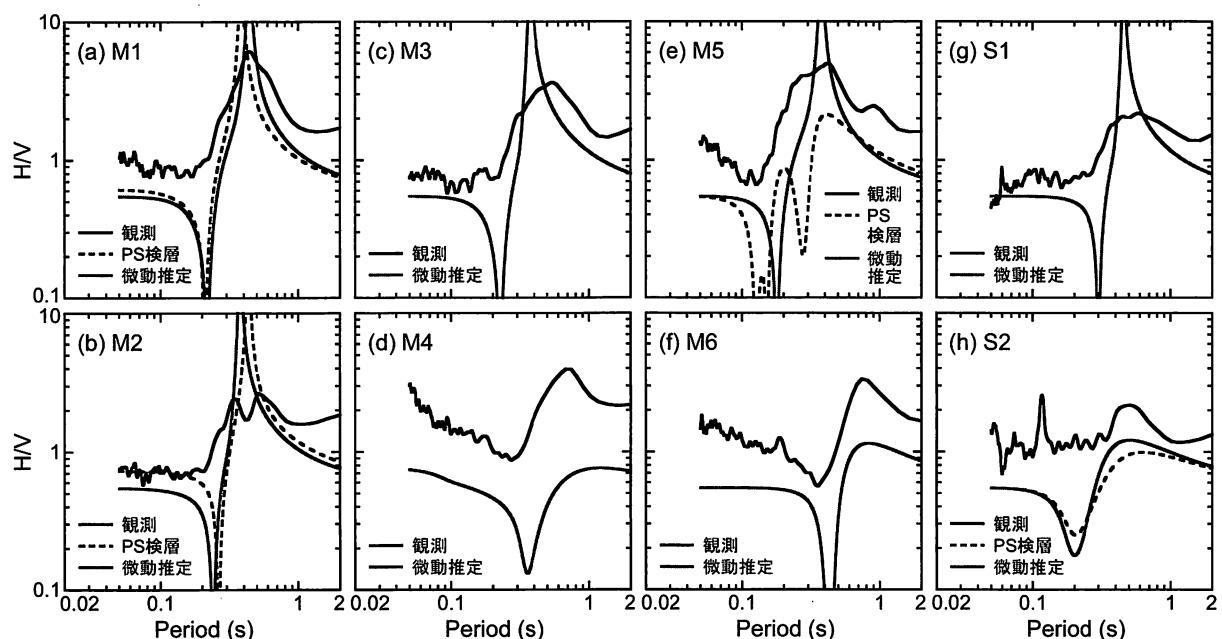


図5 微動のH/Vスペクトルと推定S波速度構造およびPS検層結果の理論水平鉛直振幅比

偶数(図4,5のそれぞれ下段)の地点付近では噴砂が見られなかった。図4の分散曲線では、各地点において短周期側で位相速度が100~150m/s程度となり比較的小さい。図5のH/Vスペクトルについては、卓越周期やピークの明瞭さに違いはあるものの、被害の違い(図の上段下段)による傾向は特に見られない。

微動観測から得られた分散曲線とH/Vスペクトルに基づきその地点の表層地盤のS波速度構造を推定した。表層地盤を2または3層にモデル化し、層厚は付近のボーリング資料を参考にし、微動結果と対応するよう各層の

S波速度を試行錯誤により推定した。P波速度は地下水位が浅いためすべての層で1600m/sと仮定している。土の密度は文献⁷⁾を参考に埋立土1600kg/m³、沖積粘性土1500kg/m³、沖積砂質土1800kg/m³、洪積粘性土1800kg/m³、洪積砂質土1900kg/m³とそれぞれ仮定している。図4,5に赤線で示したものは推定されたS波速度構造から求めた高次モードを考慮した理論分散曲線⁸⁾およびレイリー波基本モードの水平鉛直振幅比(橿円軌道の横縦比)である。両者は観測記録の周期特性と調和的であり推定の妥当性を示唆している。

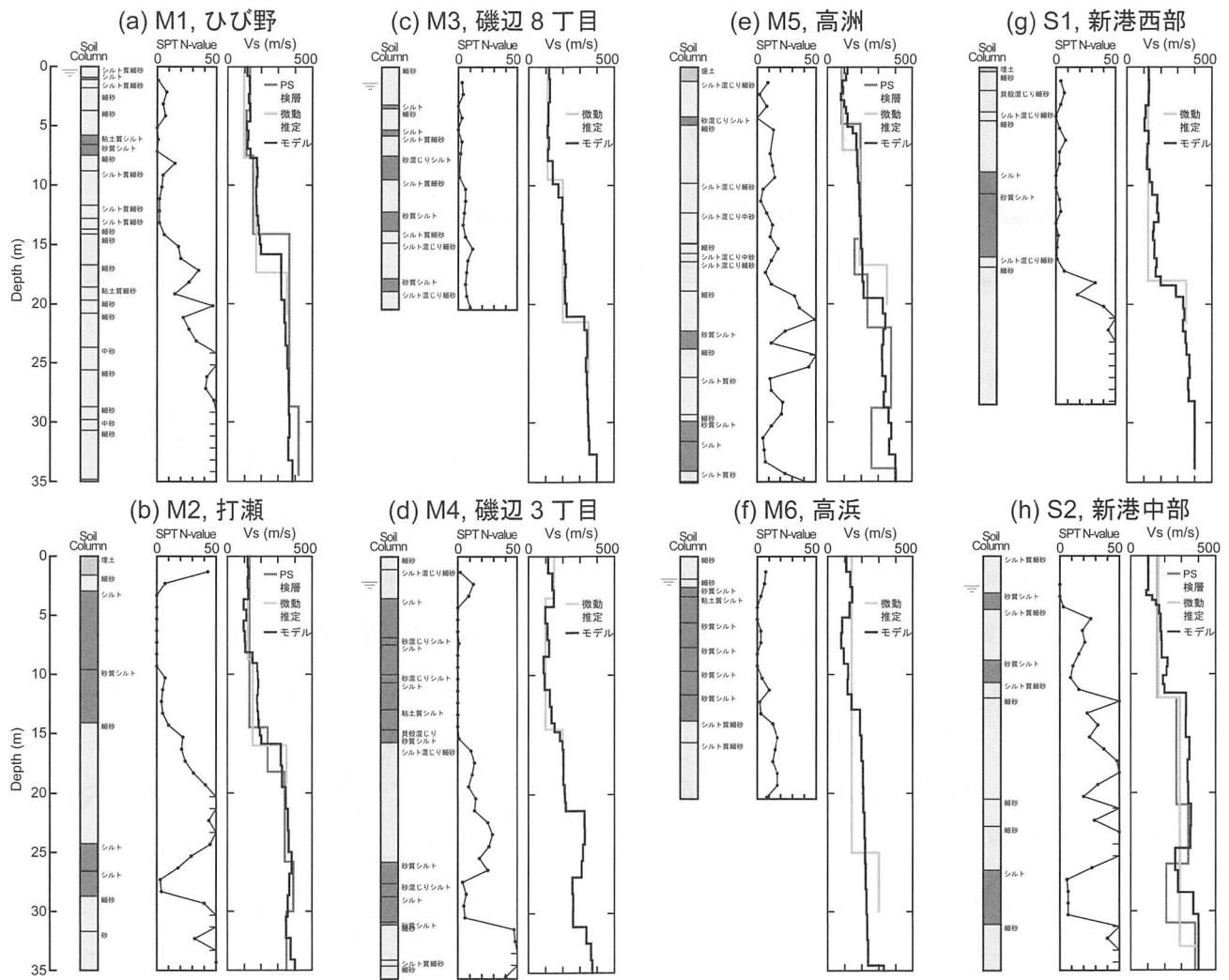


図6 ポーリング柱状図と推定S波速度構造およびPS検層結果

図6にM1~M6地点およびS1,S2地点の推定された表層地盤のS波速度構造を付近のポーリング柱状図とあわせて示す。またM1, M2, M5およびS2地点には付近のPS検層の結果も示してある。推定結果はPS検層結果の傾向を概ねとらえている。周辺で大規模な噴砂が見られた図上段のM1, M3, M5およびS1地点では、埋立土層と考えられる地表10m程度までのS波速度が100m/s程度と比較的小さく、それらの層は付近のポーリング柱状図から砂質土が卓越していることがわかる。一方、噴砂のほとんど見られなかった図下段のM2, M4, M6およびS2地点については、M4地点で深度3.5~14.5mにS波速度100m/sの層が推定されるなどS波速度の小さい層が存在するものの、それら埋立土層と考えられるS波速度が小さい層はほとんどがシルト層からなっている。またS2地点では、砂質土層が卓越しているものの、地下水位以浅のごく表層を除けばN値も大きく、推定結果、PS検層結果とともにS波速度が160m/s以上となっている。

このように同じ埋立地の同じ地区においても埋立土層の土質は場所により大きく異なる。そして液状化発生の可能性が高い地表付近深度20m以浅の表層地盤の土質を含めたS波速度構造により、噴砂被害分布の違いを説明できる可能性がある。

5. ポーリング資料に基づく表層地盤増幅特性の評価

5.1 表層地盤S波速度構造の推定方法

既往²⁾の手法を用いて美浜区全体の表層地盤S波速度構造を推定したモデルを作成した。美浜区を約50mメッシュで分割し(7439個)、各メッシュの1次元の工学的基盤までの土質を含めたS波速度構造を推定している。540本のポーリング資料を使用しており、図1にその位置が示されている。各ポーリング資料について、文献⁶⁾を参考に土質とN値から埋立土層、沖積層(完新統)さらに工学的基盤までの洪積層(更新統)の3つの層の下端深度を設定し、その後各層をさらに10分割(計30層)

し土質と N 値をそれぞれの層に各ボーリング地点のものとして決定している。ここで埋立土層の深さ^⑨は、海側ほど深くなり、GL-3~12m 程度の範囲である。土質については、細砂や中砂など最後に砂と付く名前のものを砂質土、最後にシルトや粘土と付く名前のものを粘性土と分類した。ここで、厚い埋立土層が地質名として埋土とされている場合、柱状図の記事から土質がわかる場合はそれを採用し、不明な場合は N 値 5 以下を粘性土としそれ以上は砂質土と仮定している。これは、砂質土は粘性土よりも同じ N 値から推定される S 波速度が小さくなり、そのため液状化に関連する砂質土のせん断ひずみを過大評価しないよう、土質が不明なものは N 値 5 以下では砂質土としないとしたものである。なお、埋立土層が埋土となっていて土質不明なものは解析に用いた資料全体の 1 割程度である。

使用したボーリング資料には本震後に調査されたものが 11 本含まれている(図 6(c), (f))。液状化が発生した場合、その後地盤の物性は変化している可能性がある。しかし、美浜区において全くの同一地点での地盤調査をしたものではなく比較が難しい。また、地震後に砂地盤が緩むこともあるが締まることもあると考えられ、現在その詳細やメカニズムについては明らかになっていない。そのため本研究では特に区別することなくボーリング資料を使用している。

各メッシュについて、近傍 8 地点のボーリング資料に基づき決定したもののから、メッシュ中心までの距離の逆数に応じて重みづけを行う逆距離加重法により層ごとに層厚、土質、 N 値を補間して求めている。このとき各層

の土質は距離による重みがより大きいものが選ばれ、 N 値はその土質のものだけを用いて逆距離加重法により補間計算されている。求められた土質、 N 値および地質年代から千葉県における経験式^⑩により各層の S 波速度を推定している。密度に関しては前章と同様である。

5.2 推定モデルの検証

図 6 の微動アレイ観測点における S 波速度構造には、ボーリング資料に基づき推定された近傍のメッシュのモデルのものが黒線であわせて示してある。推定されたモデルの結果は、微動観測から推定されたものや PS 検層結果の傾向を、M6 地点を除き概ねとらえている。S 波速度が急に増加する深度は、各ボーリング資料に対して設定した S 波速度の推定式が変わる埋立土層および沖積層の下端深度に対応している。

メッシュ単位で推定された S 波速度構造に対して鉛直下方入射を仮定した重複反射理論により地盤の線形時の工学的基盤からの S 波の增幅特性を求めた。各層の減衰定数はすべて 2% と仮定している。その結果得られた微動アレイ観測点近傍のメッシュにおける S 波の理論伝達関数を、図 6 の微動観測に基づく推定および PS 検層による S 波速度構造から求められたものとあわせて図 7 に示す。推定された各地点近傍のモデルの伝達関数は、微動観測および PS 検層に基づくものの周期特性を、1 次の固有周期など概ね再現できている。

図 8 に各メッシュ地盤の線形時の(1 次)固有周期を、観測から求めた微動の H/V スペクトルの卓越周期とあわせて示す。海側で固有周期が長くなる傾向が見られ、沖

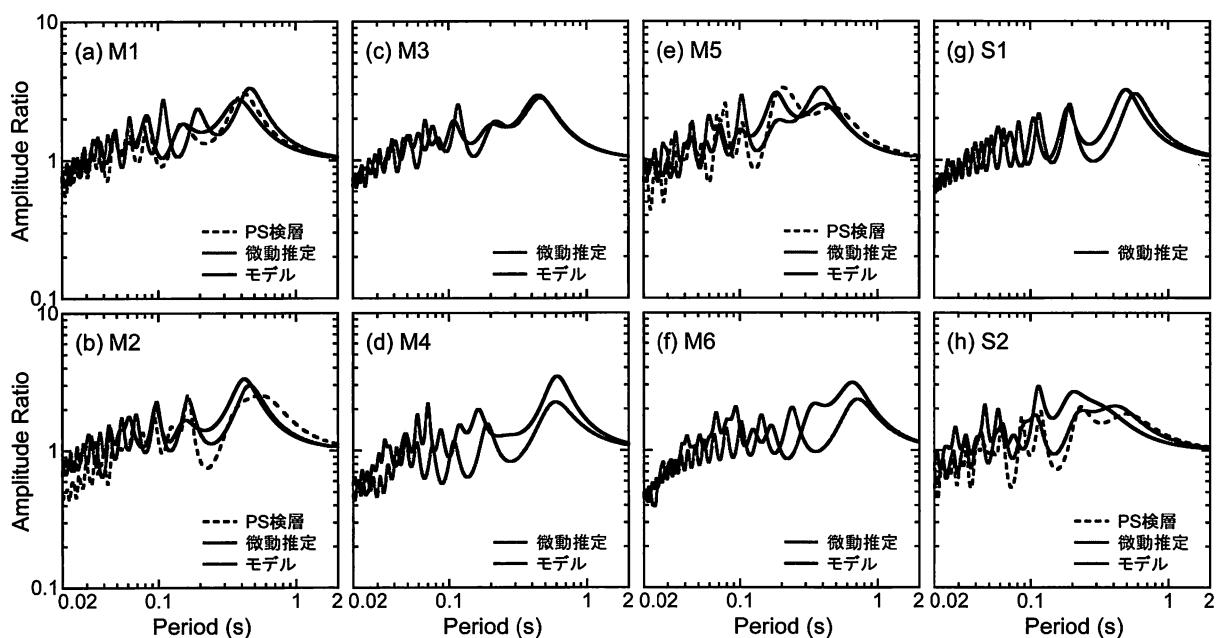


図 7 PS 検層結果と推定 S 波速度構造から求めた S 波の理論伝達関数

積層基底⁹⁾のおぼれ谷(図3)に対応して内陸側でも固有周期が長くなる地区がある。微動観測結果と比較すると概ねその傾向を良くとらえている。

図9に微動H/Vスペクトルの卓越周期とその地点近傍メッシュの推定された地盤の固有周期との関係を示す。相関係数が0.81となり、相関が高いと言える。微動H/Vスペクトルの卓越周期の方が長くなる傾向があるが、地盤の固有周期とは必ずしも一致しないためであると考えられる。

図1のS1,S2地点において本震後の2011年11月から2012年2月の間に地震観測を行った。2地点は同じ新港地区にありながら噴砂の程度が大きく異なり、S1地点のみ周辺で大規模な噴砂が見られた。図1における同地区の海側から内陸側へのA-A'ラインについて推定した地盤モデルの地質断面を図10に示す。S2地点に比べ海側のS1地点付近では埋立土層と沖積層が厚く堆積していることがわかる。

表1に両地点で記録が観測された地震の諸元と両地点における2成分合成最大地動速度を示す。マグニチュード M_J は4.3以上と比較的大きいが、震央が遠いため記録の最大速度は大きいもので4cm/sであり、地盤の非線形化の影響は少ないと考えられる。

図11に観測されたNS, EW方向の加速度地震記録のS1地点とS2地点のフーリエスペクトル比を4つの地震について灰細線で重ねて示す。ここでスペクトル比の表示範囲は記録のS/N比が10以上となる周期0.1~1.0sとした。異なる地震の記録であるにもかかわらずスペクトル比は比較的安定している。スペクトル比の周期特性には両地点のサイト特性が影響しており、周期0.3s以上の長周期側で1より大きい範囲はS1地点の固有周期に、周期0.2s付近の1より大幅に小さくなる谷の部分はS2地点の固有周期に概ね対応していると、図7(g),(h)の両地点の伝達関数からも類推される。図11には、図7(g),(h)の推定されたモデルの理論伝達関数から求めた比を太線であわせて示してある。観測記録のスペクトル比の周期特性を概ね再現できており、推定されたモデルの妥当性が示唆される。

5.3 地震応答解析

推定された各メッシュの1次元のS波速度構造に対して周波数依存型の減衰となる等価線形解析¹⁰⁾により地表での地震動と各層のせん断ひずみを求めた。地盤のせん断剛性および減衰のひずみ依存性は文献¹¹⁾を参考に設定した。

美浜区の地形は図3に示すように沖積層のおぼれ谷が入りこむ不整形なものとなっている。しかし中瀬地区におけるこれまでの検討¹²⁾により、その不整形性による地

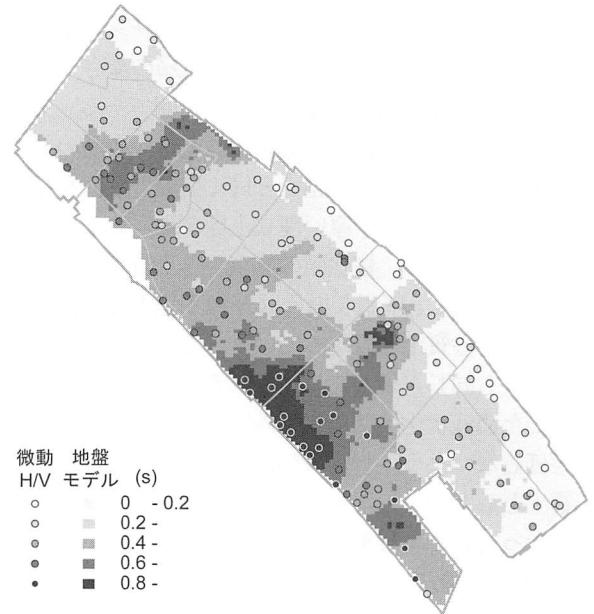


図8 微動H/Vスペクトルの卓越周期と推定地盤モデルの固有周期の分布

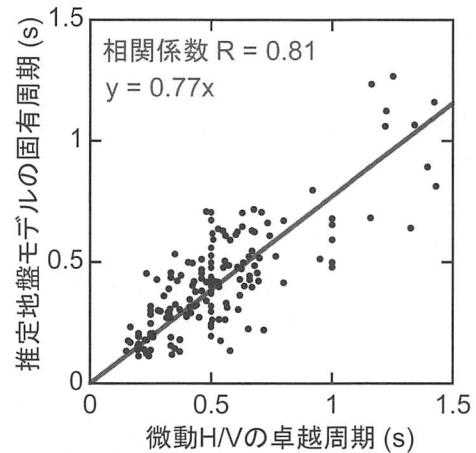


図9 微動H/Vスペクトルの卓越周期と推定地盤モデルの固有周期の関係

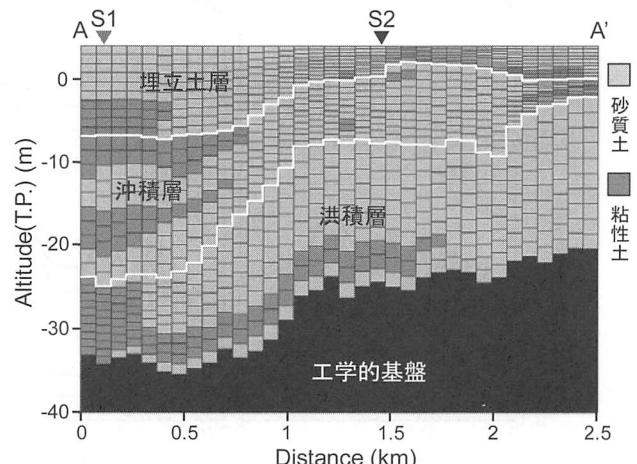


図10 推定した地盤モデルの地質断面図

表1 観測記録が得られた地震の諸元

日付	時刻	震央地名	M_J	震央距離 (K-NET千葉) (km)	震源深さ (km)	2成分合成最大 地動速度 (cm/s)	
						S1	S2
2011/11/28	23:33	茨城沖	4.3	101	54	0.07	0.06
2012/01/01	14:29	鳥島近海	7.0	489	370	3.93	2.93
2012/01/27	13:19	千葉東方沖	5.0	84	14	0.25	0.30
2012/01/28	07:43	富士五湖	5.4	101	18	0.43	0.80

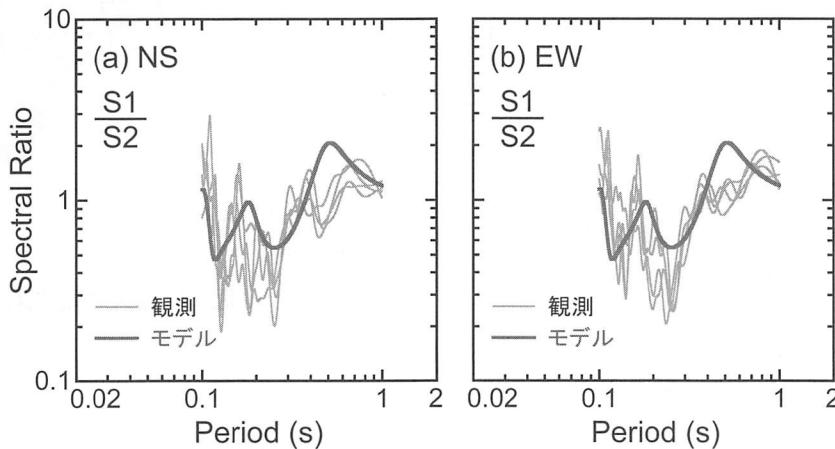


図11 地震記録のフーリエスペクトル比と理論伝達関数の比

震動特性への影響についてはその範囲や程度は限定的であると考えられるため、本研究では1次元のみの解析を行うものとした。

入力地震動は、真砂（図1）にある計測震度計で観測された本震記録のEW成分を、推定された近傍のS波速度構造に対して同じ等価線形解析を用いて工学的基盤まで戻したもの用いている。図12に入力地震動を求める際に使用した真砂の地表での本震記録の加速度時刻歴とそれを積分して求めた速度時刻歴を、図1の幕張メッセおよびK-NET稻毛地震観測点の観測記録とあわせて黒線で示す（すべてEW成分）。真砂の地震観測点付近で噴砂などが見られているものの、他の2地点で時刻30~40s付近に見られる砂のサイクリックモビリティによると考えられるスパイク状の波形が真砂ではあまり見られず、地盤の液状化の影響を大きく受けではないと考えられる。

図12の赤線は解析から得られた幕張メッセおよびK-NET稻毛近傍のメッシュの地表での加速度および速度時刻歴である。時刻30s付近以降では観測記録の位相が解析結果のものより遅れる傾向がある。これは等価線形解析（全応力解析）では考慮できない液状化（間隙水圧の上昇）によるさらなる地盤の剛性低下が2地点で生じたためと考えられる。しかし地盤の間隙水圧が上昇している途中と考えられる主要動前半の時刻30s付近まで

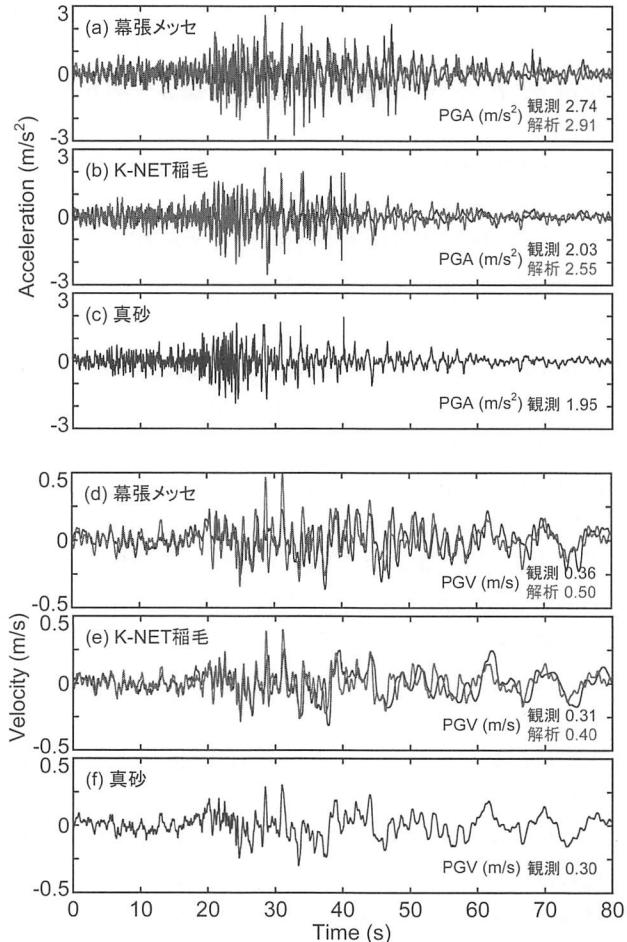


図12 本震記録の加速度および速度の時刻歴 (EW成分)

の位相は概ね再現できている。このことから、本研究において等価線形解析により液状化直前までの地表の応答を概ね評価できるものと考えられる。

図 13, 14 に解析から得られた各メッシュの地表での最大地動加速度と最大地動速度の分布をそれぞれ示す。海側で加速度、速度ともに大きくなる傾向がある。図 8 と図 14 の比較から、地盤の固有周期が長い地点ほど最大地動速度が大きくなる傾向が認められる。これはより長周期の地震動成分が表層地盤で增幅されることにより地表での速度が大きくなつたためと考えられる。図 13, 14 の分布は噴砂被害の分布と比較的よく対応するものの、噴砂の見られなかつた打瀬地区で加速度が、磯辺地区と高浜地区の境界部付近で速度がそれぞれ大きくなつており、海側での噴砂の程度の違いを説明できていない。

図 6 のボーリング柱状図からわかるように、海側で噴砂の少なかつた地区 (M2, M4, M6 地点付近など) では、表層地盤にシルトが卓越していることが多い。特に磯辺地区では埋立時のサンドポンプ工法の排砂管の排出口からの距離が埋立土層の土質に大きく影響していると筆者らは既報¹³⁾で報告している。

本研究で用いたボーリング資料の補間手法ではメッシュごとに各層の N 値が推定され、また等価線形解析により各層のせん断応力が求まるため、文献¹⁴⁾の手法を用いて各深さにおける液状化発生に対する安全率 (液状化抵抗率) F_L さらに地表面の推定沈下量 S を図 6 と同じ 8 地点について計算した。ただし、 F_L の計算式の分子にあたる液状化強度を求める際に砂質土の細粒分含有率が非常に重要であるが、本研究で用いた手法では砂質土の詳しい土質分類は補間の際に省略せざるを得ないため細粒分含有率の目安となるものがない。よってここではすべての砂質土層の細粒分含有率を、美浜区に多く見られるシルト混じり細砂から、20%と仮定した。また、地下水位については不明なものは GL-1.5m と仮定した。

図 15 に図 6 と同じ 8 地点の近傍のメッシュにおいて計算された液状化抵抗率 F_L 、推定沈下量 S および等価線形解析から得られた最大せん断ひずみの深度分布をモデルの土質分布とあわせて示す。ここで、赤丸で示しているのが各層の F_L で、赤線、青線がそれぞれ砂質土、粘性土の最大せん断ひずみである。推定沈下量 S については図上段の噴砂被害の大きい地点で大きく、下段の被害の小さい地点では小さくなつていている。しかし周辺でほとんど噴砂が見られなかつた下段の M2, M6 地点では、上段の地点よりは小さいものの、 $S=10\text{cm}$ と比較的大きい。これは同図にある F_L からもわかるように、深度 10m 程度以深の沖積層と設定された砂質土層によるものであり、地表での噴砂被害には影響が小さいと考えられる。これらの層におけるせん断ひずみに着目すると 0.1%程度と

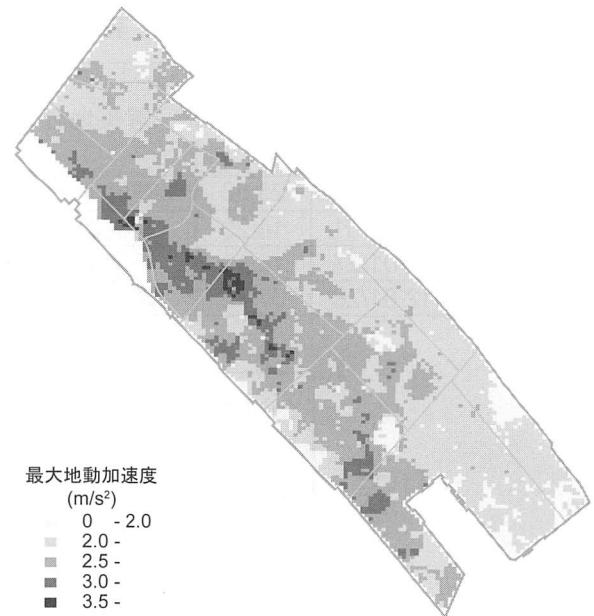


図 13 最大地動加速度分布

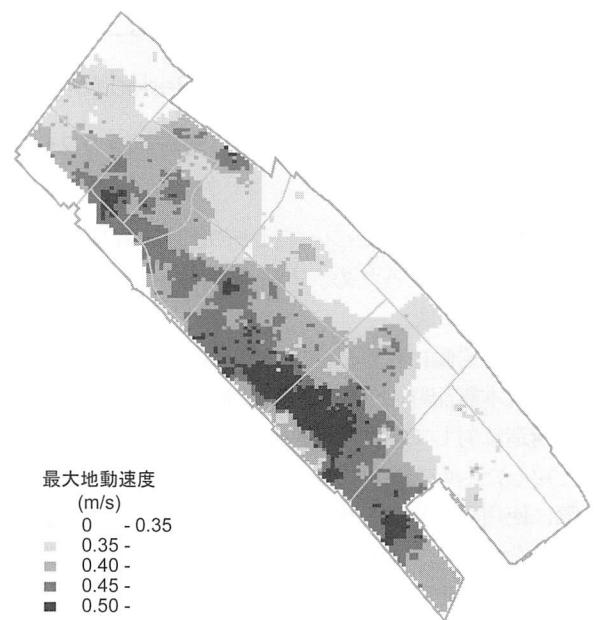


図 14 最大地動速度分布

液状化するためにはひずみが小さい。ひずみが小さいにもかかわらず F_L が小さく S が大きくなつたのは、これらの層の S 波速度 V_s が初期せん断剛性が大きいため小さいひずみでも最大せん断応力 (比) が大きくなつたためである。

そこでせん断ひずみの深度分布に着目すると、図上段の噴砂被害の大きい地点では、いずれも深度 5m 付近の砂質土層における最大せん断ひずみが 1%を超えるかまたはそれに近い値となっている。一方下段の噴砂被害の小さい地点では、せん断ひずみが 1%程度に達するような砂質土層がない。これは、S 波速度が小さくひずみが

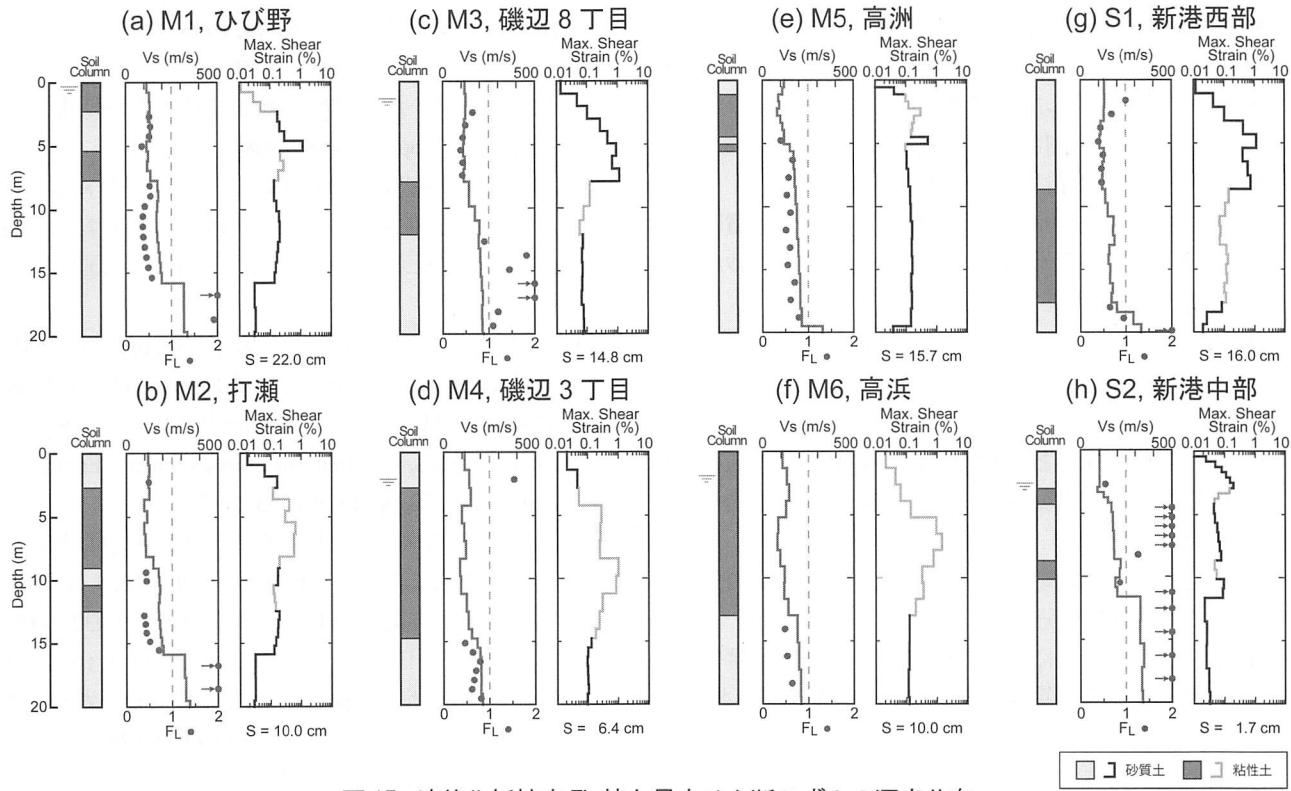


図 15 液状化抵抗率 FL 値と最大せん断ひずみの深度分布

大きくなる深度 10m 程度までの埋立土層において粘性土（主にシルト）が卓越しているためであるか、または S2 地点近傍のように厚い砂質土層は存在するが、その N 値や S 波速度が大きい（図 6）ためであると考えられる。被害の大きい上段の地点では深度 5m 付近と比較的地表から深い層でせん断ひずみが大きくなっているが、等価線形解析では考慮できないものの、そこでの間隙水圧が上部に伝わりより浅い層でさらに液状化が発生することも考えられる。

各メッシュについて砂質土層でのせん断ひずみの最大値を求めその分布を図 16 に示す。海側においてもせん断ひずみが大きくならない地区が見られ、打瀬地区、磯辺地区の中心付近や磯辺地区と高浜地区の境界部付近など噴砂が見られなかった地区とよく対応している。この分布には図 13, 14 に見られる表層地盤の地震動增幅特性だけでなく、各地点の土質構造が大きく影響していると考えられる。

本研究で用いた等価線形解析は、有効応力解析とは異なり間隙水圧の上昇やそれに伴う地盤剛性の低下を考慮できない。しかし、図 11 で示した通り有効応力が大きく低下する液状化直前までの地盤震動特性は概ね評価できることから、砂質土のせん断ひずみを評価することでどの層またはどの地点で液状化が発生する可能性が高いかを推定することはできると考えられる。

以上のことから、多数のボーリング資料から補間によ

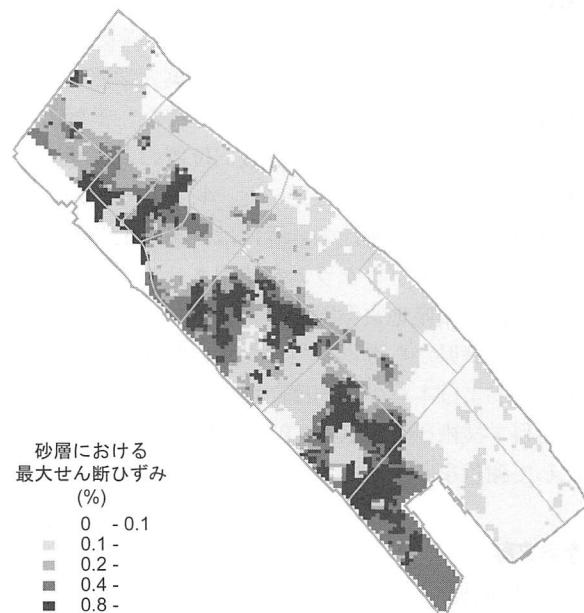


図 16 砂質土層の最大せん断ひずみ分布

り推定した表層地盤モデルに対して地震応答解析を行い砂質土層のせん断ひずみを評価することで、東北地方太平洋沖地震での千葉市美浜区における噴砂分布を概ね説明できると考えられる。

6. まとめ

東北地方太平洋沖地震で千葉市美浜区において生じた液状化被害への表層地盤増幅特性の影響を検討するた

め、地震直後に噴砂分布の調査を行い、微動・地震観測を行った。そして多数のボーリング資料に基づき同区をメッシュ状に分割した表層地盤 S 波速度構造のモデルを作成し、区内で観測された本震記録を用いて地震応答解析を行った。その結果以下の知見が得られた。

- 1) 噴砂被害の分布は、海側の地区で大規模な噴砂が多く発生している傾向があるが、海側でも噴砂が広域で見られない地区もある。
- 2) 同じ地区の埋立地であっても埋立土層の土質は場所により大きく異なる。
- 3) ボーリング資料に基づき広域で推定された表層地盤の S 波速度構造とその地震動增幅特性は、PS 検層結果や微動・地震動観測に基づく結果と調和的な結果となった。
- 4) 推定された最大地動加速度や最大地動速度の分布だけでは噴砂被害分布を説明できない。
- 5) ボーリング資料に基づき推定された表層地盤モデルに対して地震応答解析を行い砂質土層のせん断ひずみを評価することで、東北地方太平洋沖地震での千葉市美浜区における噴砂被害分布を概ね説明できる。

謝辞

本研究を実施するに当たり千葉大学森貴寛君の協力を得た。噴砂被害分布の調査には千葉大学郝景坡君、石野尋生君および和田健介君の協力を得た。千葉市中央・美浜土木事務所には道路応急復旧位置および埋め立て工事の資料を提供していただいた。レイリー波の理論分散曲線と水平鉛直振幅比の計算には、東京工業大学名誉教授齋藤正徳氏のプログラムを使用させていただいた。本研究では千葉県地質環境インフォメーションバンクのデータと千葉県から提供していただいた地震後のボーリング資料および本震の加速度記録を使用している。また、防災科学技術研究所 K-NET の地震記録を使用している。記して謝意を示す。

参考文献

- 1) 太田尚利, 中井正一, 関口徹 : 千葉市北西部を対象とした三次元表層地質モデルの構築と浅部地盤振動特性の評価, 日本建築学会大会学術講演会, 仙台, 構造 II, pp. 65-66, 2009
- 2) 村方賢介, 関口徹, 中井正一 : 地質断面を考慮した地盤モデルに基づく地震動增幅特性の評価, 日本地震工学会大会-2009梗概集, pp. 210-211, 2009
- 3) 千葉市臨海開発部 : 稲毛海浜ニュータウンのあゆみ, 1984
- 4) 時松孝次, 新井洋 : レイリー波とラブ波の振幅比が水平鉛直スペクトル比に与える影響, 日本建築学会構造系論文集第511号, pp. 69-75, 1998
- 5) 長郁夫, 多田卓, 篠崎祐三: 極小アレイによる新しい微動探査法：浅部地盤平均 S 波速度の簡便推定, 物理探査, 61, pp. 457-468, 2008
- 6) 加藤晶子, 風岡修, 楠田隆, 吉田剛, 古野邦雄, 香川淳, 酒井豊, 佐藤賢司, 山本真理 : 千葉市美浜区周辺の沖積層の三次元分布に関する研究, 全国環境研会誌, 2012
- 7) 地盤工学会 : 土質試験の方法と解説, pp. 121, 1990
- 8) Tokimatsu, K., Tamura, S. and Kojima, H. : Effects of Multiple Modes on Rayleigh Wave Dispersion Characteristics, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 118, 10, pp. 1529-1543, 1992
- 9) 永田葉子, 中井正一, 関口徹 : 千葉市を中心とした千葉県北西部における土質別 S 波速度の検討, 日本建築学会技術報告集, 第14巻, 第28号, pp. 429-432, 2008
- 10) 杉戸真太, 合田尚義, 増田民夫, 悅永賢司 : 周波数特性を考慮した等価線形化手法に関する一考察, 第28回土質工学研究発表会, pp. 1129-1132, 1993
- 11) 今津雅紀, 福武毅芳 : 砂礫材料の動的変形特性, 第21回土質工学研究発表会, Vol. 1, pp. 509-512, 1986
- 12) 中井正一, 永田葉子 : 千葉市の埋立地の地盤振動特性についてーその 2 : 埋没谷の影響ー, 第42回地盤工学研究発表会, pp. 1777-1778, 2007
- 13) 中井正一, 関口徹 : 東北地方太平洋沖地震による千葉市美浜区における液状化被害分析, 物理探査, Vol. 66, No. 1, pp. 37-43, 2013
- 14) 日本建築学会 : 建築基礎構造設計指針, pp. 61-66, 2001
- 15) 関口徹, 中井正一 : 千葉市美浜区の液状化被害に与えた表層地盤構造の影響, 日本地震工学会論文集, 第12巻, 第5号 (特集号), pp. 21-35, 2012

3. 特別講演

液状化時の地盤の振動特性と長継続時間地震動に対する液状化予測

GROUND MOTION CHARACTERISTICS IN LIQUEFIED GROUND AND PREDICTION OF LIQUEFACTION UNDER LONG DURATION EARTHQUAKE

吉田 望*

Nozomu YOSHIDA

Characteristics of the ground motion during earthquakes are reviewed based on the past earthquake records and researches. The peak acceleration decreases and the predominant period increases in the liquefied ground. In addition, spiky peaks appear in acceleration in the liquefied ground, which is caused by the cyclic mobility behavior. Then earthquake records in the Urayasu city during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake are compared. Waves at the liquefied and nonliquefied sites that are located close by are compared. There is no significant difference between the frequently used earthquake motion indices, although predominant period increases and predominant amplitude increases as well. It suggests that many earthquake motion indices are controlled by the waves before liquefaction. Finally, method to predict onset of liquefaction under long duration earthquakes such as the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake is important. As the number of effective cycles increases significantly under these earthquakes, conventional method yields unsafe design. Several methods have been proposed to reduce apparent liquefaction strength to consider large effective cycles; the ratio spreads from 0.7 to 0.85, but methods seem not to be established yet. Evaluation of effective cycles seems a key factor to establish a more accurate prediction.

1 はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震では、断層のサイズが大きかったこともあり、広範囲で液状化の発生が報告されている。この原因は地震の継続時間が長く、繰返し回数が多いいためと考えられている。しかし、現状では、この様な繰返し数の多い領域の液状化予測式は確立されているとは言いがたい。

本論では、まず、液状化時の地盤の振動特性をこれまでに観測された地震波とそれに関する研究などを基に紹介する。次に、2011年東北地方太平洋沖地震の際に観測された液状化地盤とその近傍の非液状化地盤の地震記録を基にして、液状化地盤の振動特性を検討する。最後に、2011年東北地方太平洋沖地震の様な継続時間の長い地震動に対する液状化の発生予測について論じる。

2 液状化サイトの振動の特徴

まず、過去に観測された地震波形から、液状化サイトの振動を見るところにする。

液状化サイトの振動が最初に記録されたのは、液状化による構造物被害が初めて着目されるようになった1964年新潟地震である。この際、川岸町にある新潟県営アパートは8棟すべてが沈下、傾斜し、そ

のうちの1棟は転倒した。このアパートの2号棟に地震計が設置されており、地下と屋上記録が得られた¹⁾。

この波形を図1に示す。波形は6秒付近から振動が長周期化しており、この時点では液状化が発生したものと考えられてきた¹⁾。その後、この長周期化は液状化ではなくても、断層で発生した直達のS波でも説明可能であるという意見が示され²⁾、また数値解析によると、液状化の発生が12秒付近であることが確認された³⁾。

図1では、液状化が発生すると揺れが長周期化し、振幅が小さくなることが示されている。これに対して、1987年にアメリカ Wildlifeで観測された波形は少し違う特徴も示した。図2(a)に波形を示す。15秒付近から長周期化しているが、図1と異なり、加速度が極大値になる付近で急激に大きくなる、パルス状の波形が見られる。このサイトでは加速度や間隙水圧計が鉛直方向にも配置されていたので、加速度記録から応力-ひずみ関係を求め、間隙水圧計から有効上載圧の変化を求めたものが図2(b)⁴⁾であり、過剰間隙水圧が大きく振動し、ひずみが大きくなると応力が急激に増加する現象が見られる。

この現象は、地震動の上限とサイクリックモビリティの二つの知識で理解できる。図3は土中の軟弱

*東北学院大学工学部

な層に作用するせん断応力とそれより上の慣性力との釣合いを示している。図より、減衰項がないとすれば

$$\tau = \int m i \ddot{u} dz \approx \dot{u}_{ave} \int m dz = \frac{\dot{u}_{ave} \sigma_v}{G} \quad (1)$$

の関係が得られる。ここで、 m は密度、 \ddot{u} は加速度、 \dot{u}_{ave} は対象層から上の平均加速度である。液状化が発生すると、地震動が上方に伝播しないため、液状化層より上の加速度はほぼ一定となるのでこの式はおおむね成立する。これより、液状化層でせん断応力が急激に増加するような現象があれば、対応して地表の加速度も大きくなることが理解できる。

図4に液状化強度試験の結果の例を示す。載荷を始めた最初のうちは有効応力が減少し、対応してひずみが次第に大きくなる現象が見られる。しかし、

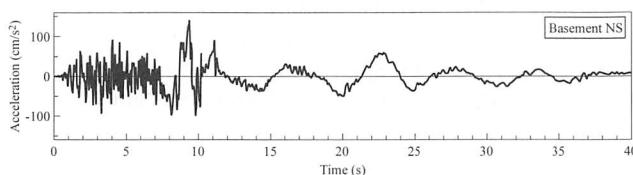


図1 川岸町アパートの記録²⁾

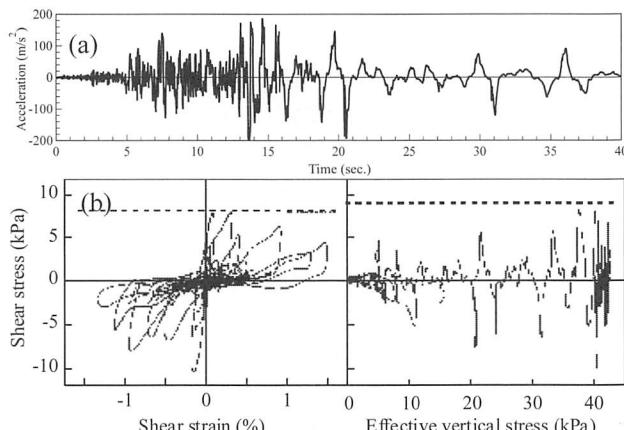


図2 Wildlife の記録と解析

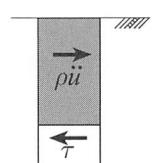


図3 一次元の土中の釣合

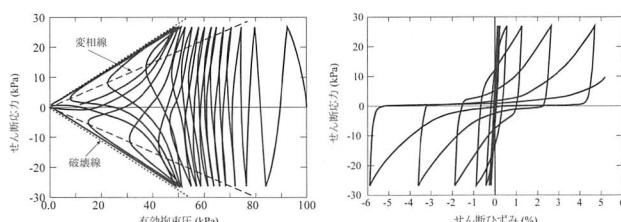


図4 液状化後の土の挙動

ひずみが大きくなり、応力点が図で変相線として示した線を横切ると、有効応力が増大し、対応してせん断応力が急激に大きくなる現象が現れる。これは、土骨格が再構成されるためである。このため、応力-ひずみ関係が逆S字型の形状となる。このような現象をサイクリックモビリティとよぶ。液状化では過剰間隙水圧の発生による耐力現象が問題となることが多いが、液状化以後の挙動を求めようすると、サイクリックモビリティは重要な要因である。図2(b)と図4を比較すると、パルス状の波形がサイクリックモビリティにより発生したことがわかる。

日本でこのような波形が顕著に表れたのは、1993年釧路沖地震の際に釧路港で観測された波形である。図5にその波形を示すが、13秒付近より長周期化が始まり、同時に鋭いピークが見える。解析によてもこの鋭いピークがサイクリックモビリティによって起こされたことが確認されている⁵⁾。

このような波形は、1983年日本海中部地震の八郎潟(図6)、1995年兵庫県南部地震のポートアイランド(図7)などでも観測され、液状化地盤の一般的な特徴となっている。さらに、八郎潟の記録では本震が終わった後も揺れが延々と続いている。これは八郎潟が全体としてスロッシングの様な挙動をしているためと考えられる。

新潟地震の記録、ポートアイランドの記録は、基礎構造設計指針の液状化判定用の最大加速度を設定する際の根拠として使われてきた。

エンジニアにとっての興味の一つは、このような

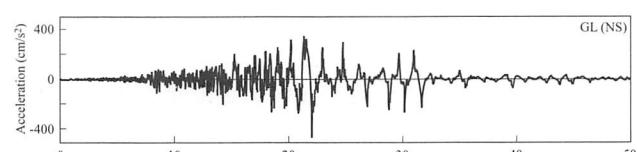


図5 釧路港湾事務所の記録

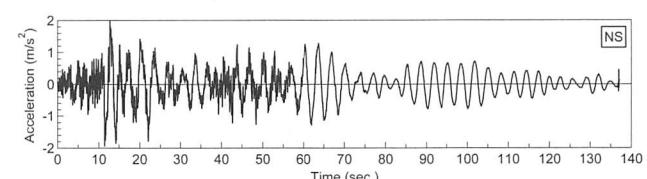


図6 八郎潟の記録

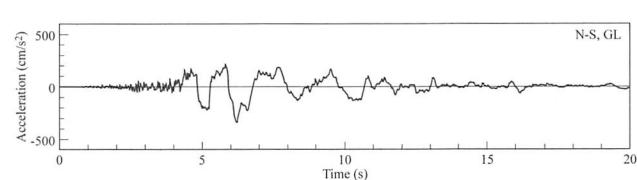


図7 ポートアイランドの記録

加速度のピークがどの程度構造物の設計に影響するかということであろう。そこで、サイクリックモビリティによる波形が顕著に現れている釧路港湾事務所について、文献⁵⁾を参考し、有効応力解析、全応力解析、等価線形解析を行った事例⁶⁾を図8に示す。全体的な波形はそれほど変わらないが、全応力解析や等価線形解析では鋭いピークが現れていない。

次に、図9(a)にはこれらの波形による地震動指標を観測値と比較してレーダーチャートで示す。ここで、PGAは最大加速度、SIはSI値、A0は計測震度を決める基になった加速度、PSIは速度のパワースペクトル強度⁷⁾、PGVは最大速度、TFは卓越周期である。卓越周期はどの解析でもほとんど変わらないが、その他の指標で見ると有効応力解析が一番観測値に近く、かつ他の指標より大きくなっている。解

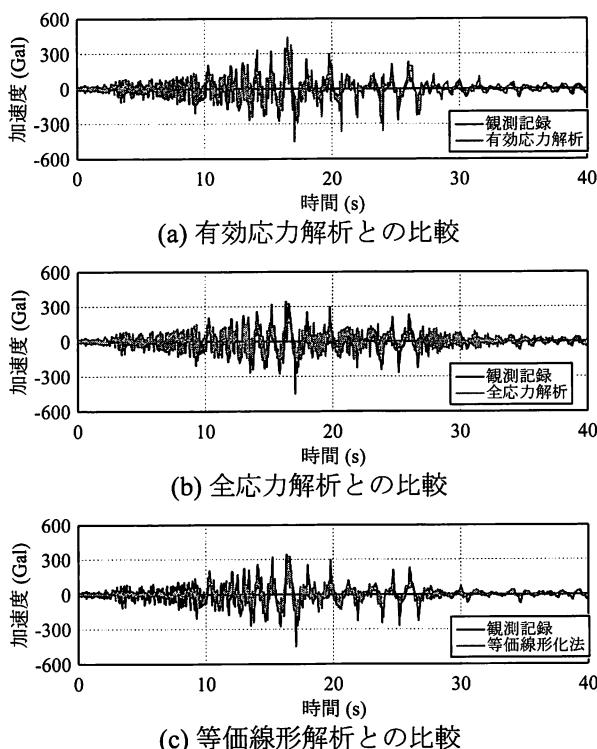


図8 釧路港湾事務所の解析結果

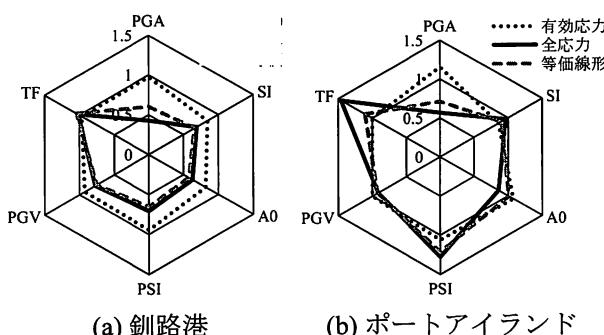


図9 地震動指標の比較

析法も異なるので、単にパルス状の波形の影響だけではないが、波形も一緒に見ると、パルス状の波形が応答に影響していると考えるのが妥当であろう。

ただし、このことがすべての液状化地点についていえるかは別問題で、例えば、図9(b)は同じプログラムを用いた解析をポートアイランドで行ったものである⁶⁾が、最大加速度と卓越周期を除けば、どの手法も同じようなオーダーであり、パルス波形の影響はそれほどない。

この問題に関しては、もう少し事例を集めて検証する必要があると考えられる。

2007年新潟県中越沖地震の際に、新たに問題を提起するような波形が得られた。図10に波形を示す⁸⁾が、Cで示した加速度がほぼ0の区間があること、その後Bで示した下に凸な形状で加速度が急激に大きくなっていくことなど、これまでに示したサイクリックモビリティによる波形の特徴を備えている。道路を一つ隔てたところで、古戸戸が浮き上がったという発見はあったので、地下の深いところで液状化が発生した可能性は捨てきれないが、研究者が精力的に探したにもかかわらず、周辺では噴砂等、液状化の発生を直接確認できる証拠は見つからなかつた。

この周辺では図10に示したK-NETと新潟県自治体地震計が設置されており（距離60m），同じような波形であることから、広域で同じような振動をしていたと考えられる。また、地盤調査によれば、地下水位はGL-5m程度であり、その下にはN値20以上の砂がある。従って、液状化したとすれば、N値20以上の砂であるので、これまでに無い事例といえる。

異なる考えもある。図10⁹⁾の様な波形は液状化に限らず発生する。すなわち、乾燥した緩い砂地盤を加振すると揺り込み沈下という現象が発生するが、この際に、同じような波形が発生する¹⁰⁾（図11）。

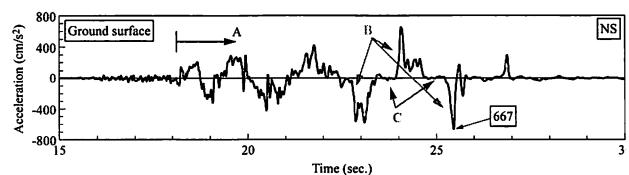


図10 柏崎市役所の波形

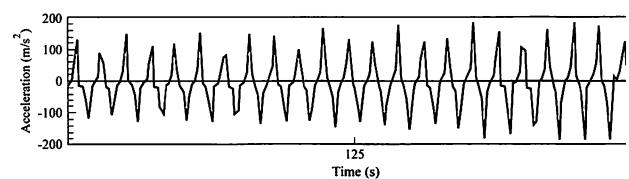


図11 乾燥砂の振動台実験結果

周辺では揺すり込み沈下と考えられる沈下も発生していることから、その可能性も捨てきれない。この記録は、色々な意味で今後の検討を要する地震動である。

3 東北地方太平洋沖地震における液状化記録

2011年東北地方太平洋沖地震では、これまでと全く異なる被害の報告が現れた。携帯電話などで動画が簡単にとれるようになり、液状化現象も多く撮影され、You Tube などで公開されたのである。それまでは噴砂の動画というと1964年新潟地震のものが唯一であったが、この地震では特に千葉県の埋立地を中心に多くのビデオが公開されている。この中には、地震時の地盤の揺れを撮影したものもある。これらを見ると、地盤はゆっくりと上下左右に動いている。たとえば、図12¹¹⁾は構造物近くの上下振動のスナップショットであるが、大きい振幅で地盤が上下方向に振動している。このほか、地盤の亀裂が閉じたり開いたりしているケースもある。これらの振動は、少なくともそれまで想定していた S 波による振動とは違っているように見える。

2011年東北地方太平洋沖地震では、浦安市で大規模な液状化が発生している。そこで、この地点の地震波形で、液状化の特徴を検討する。対象としたのは、K-NET 浦安の波形¹²⁾（以後、単に浦安と呼ぶ）、および、今川、高洲の波形である。地盤工学会の調査¹³⁾と合わせると、浦安は非液状化、今川と高洲は液状化している地点であるが、今川は地盤改良されているため液状化していない。K-NET とその他の二つは計測方法が異なり、後者では初動の部分が記録されていないなどの違いがあるため、同じシステムの非液状化と液状化の違いを見ることが出来る。

図13～図15に観測波形を示す。浦安の波形には液状化を示唆するような波形は全く見られない。今川の波形も同様である。これに対して、高洲では液状化したと考えられる、長周期化し、鋭いピークを持つ波形が見られる。詳細に見ると、主要動付近では両方向に鋭いピークが見られるが、主要道が終わつた50秒意向では鋭いピークは EW 方向にのみ顕著に見られるようになる。一方方向のみに液状化の特徴が顕著に現れるのは、過去の記録でもよく見られるところである。

表1に色々な地震動指標を比較して示す。ここで、 α_{max} は最大加速度、 v_{max} は最大（絶対）速度、 δ_{max} は最大絶対変位であり、加速度を積分する際には、0.1Hz のハイパスフィルターを用いて低周波成分を



図12 液状化地盤の上下振動

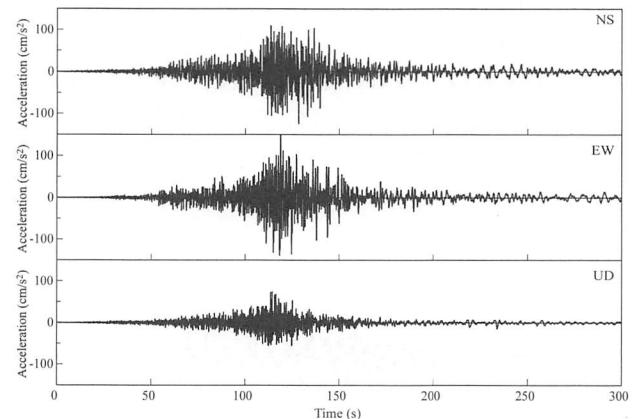


図13 K-NET 浦安の記録

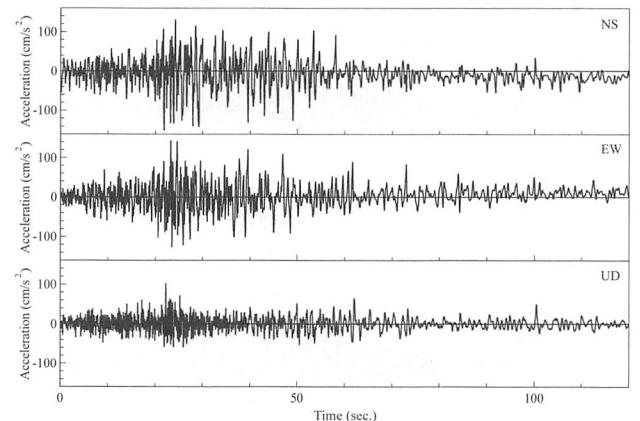


図14 今川の記録

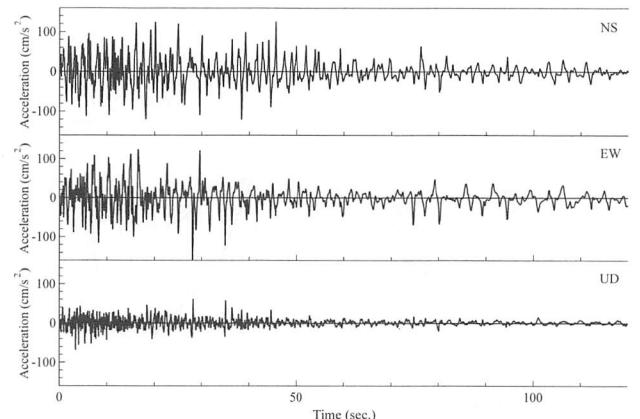


図15 高洲の記録

表1 地震動指標の比較

	浦安			今川			高洲		
	NS	EW	UD	NS	EW	UD	NS	EW	UD
α_{max} (cm/s ²)	125.1	157.5	75.1	150.6	143.5	102.6	125.5	159.8	68.4
v_{max} (cm/s)	26.0	27.5	8.5	32.1	22.3	11.9	34.6	35.6	8.2
δ_{max} (cm)	11.5	14.8	4.8	16.4	13.6	5.7	18.8	24.4	5.9
I_{JMA} (個別)	4.9	5.1	4.1	5.0	4.9	4.3	5.0	5.0	4.0
I_{JMA} (全体)	5.2			5.2			5.1		
SI (cm/s)	27.9	31.2	9.2	29.4	25.2	12.7	28.1	29.6	7.4
T (s)	111.73	101.96	106.61	92.71	87.82	92.19	78.47	90.77	82.95

除いている。IJMA は計測震度、 SI は次式で定義されるスペクトル密度である。

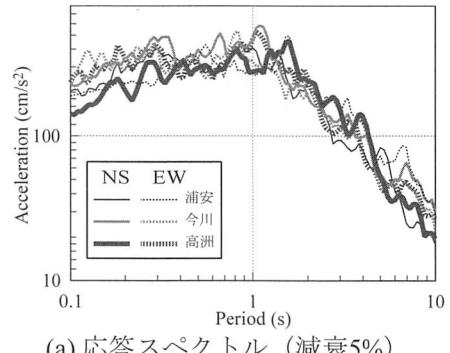
$$SI = \frac{1}{2.4} \int_{0.1}^{2.5} S_{v,20}(t) dt \quad (2)$$

ここで、 $S_{v,20}$ は減衰定数20%の速度応答スペクトルである。スペクトル密度は Housner の提案によるものであり¹⁴⁾、かなりの計算の自由度があったが、日本では次元を速度にするために積分区間で除している、減衰定数を20%に固定して用いるのが一般的である。 I_{JMA} は計測震度である。2行に書かれているが、上の行は一つの波形のみから計算した値、下の行は、本来の求め方である3成分から求めた値である。最後に、 T は蓄積エネルギーが5%と95%になる時間から計算した継続時間である。

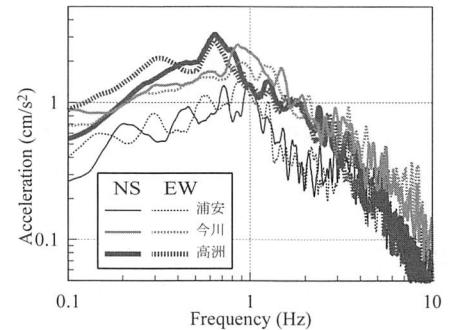
浦安と他の2地点で継続時間が大きく異なっているが、これは、後者では初動部分のデータがないためであるので、直接の比較することは意味がない。液状化した高洲の方が継続時間は短いが、初動部分が異なるので、この比較もあまり意味はない。

最大加速度は液状化、非液状化でほとんど差がない。しかし、最大速度、最大変位は液状化サイトの方が大きくなっている。一方、 SI 値、計測震度はほとんど同じである。従って、振動が与える構造物被害という観点では液状化、非液状化サイトで差がないといえる。しかし、液状化サイトの方が変位は大きいことから、地中構造物の設計では液状化サイトの方が厳しいといえる。

なお、この結果は、2節で示した釧路港湾事務所の結果と矛盾しているように見える。これは、高洲の記録では、液状化の発生が遅めであり、液状化前の挙動で指標が支配されていると考えれば理解できる。すなわち、前にも述べたように、地震動指標が液状化前の挙動に支配されるのか、液状化した後の挙動にも支配されるのかで、被害に与える影響が



(a) 応答スペクトル（減衰5%）



(b) フーリエスペクトル

図16 スペクトルの比較

異なることになる。

最後に、図16に応答スペクトルとフーリエスペクトルを示す。応答スペクトルは三つの地震波で大きな差はなく、先に、地震動の被害に関連する地震動指標に大きな差がなかったとの調和的である。一方、フーリエスペクトルでみると、液状化サイトである高洲では卓越周期が長くなっているなど、液状化サイトの特徴が現れている。また、同じ非液状化である、浦安と今川を比べると、卓越周期はほぼ似ているが、振幅は今川の方が小さい。

いかに近くの記録とはいえ、地盤の応答は異なるので、それが影響しているのかもしれない。

4 海溝型長継続時間に対する液状化予測

4.1 液状化予測の基本と繰返し数の効果

液状化の発生予測は、多くの指針で、液状化に対する抵抗率 F_L を用いて行われている。すなわち、

$$F_L = \frac{R_{max}}{L_{max}} \quad (3)$$

ここで、 L_{max} は地震時の最大せん断応力、 R_{max} はこれに対応する液状化強度である。最大を強調するために、添え字に *max* をついている。 F_L は建築分野では安全率と呼ばれることが多いが、式(3)は強度を外力で除すということでは一般の安全率と同じような表現であるが、力の釣り合いに基づくものではないため、安全率ではない。

ここで、 L_{max} の定義は明瞭であるが、 R_{max} はやや曖昧である。道路橋示方書の基となつた論文¹⁵⁾では、 R_{max} は次のように定義されている。

$$R_{max} = C_1 C_2 C_3 C_4 C_5 R_{20} \quad (4)$$

ここで、 R_{20} は丁度20回の繰返しで液状化する際のせん断応力比（いわゆる液状化強度で、せん断応力振幅を初期有効拘束圧で除したもの）、 $C_1 \sim C_5$ はこれを最大せん断応力に対応させるための補正係数である。ここで、 C_1 は初期応力の異方性（実地盤は K_0 压密状態）の影響で $(1+2K_0)/3 \approx 2/3$ 、 C_2 は繰返し数の効果に対するもので、 $1/0.55 \sim 1/0.7$ ¹⁶⁾、 C_5 は多方向せん断に対する補正係数で 0.9、 C_3 と C_4 は試料採取時の乱れや運搬時の密実化などの影響によるもので評価が困難としてその積を 1 に設定している。この結果、およそ次式が成立するとしている。

$$R_{max} \approx R_{20} \quad (5)$$

一方、基礎構造設計指針では C_3 、 C_4 、 C_5 の影響は陽には考慮されておらず、式(3)は次のように表されている。

$$F_L = \frac{C_1 R_{15}}{L_{max} / C_2} \quad (6)$$

基礎構造設計指針と道路橋示方書では基準になる繰返し数が異なっており、式(6)では15回の繰返し数に対する液状化強度が用いられている。また、基礎構造設計指針では $1/C_2 = r_n$ として表され、

$$r_n = 0.1(M - 1) \quad (7)$$

でマグニチュード M により設定されている¹⁷⁾。基準となる $M=7.5$ では $r_n=0.65$ となり土木で用いているのとほぼ同じ値である。さらに、原論文¹⁸⁾では

表2 等価繰返し数 N_{eq} ¹⁷⁾

M	N_{eq}	液状化強度比
8.5	26	0.89
7.5	15	1.0
6.75	10	1.13
6	5~6	1.32
5.25	2~3	1.5

$C_1=0.57$ であるが、指針では $C_1 R_{15}$ の値が液状化強度として示されている。

建築と土木で基準になる繰返し数が15回と20回で異なるが、その原因は文献からははつきりとしない。筆者の推測であるが、有効繰返し回数に関する初期の Seed らの研究¹⁹⁾では $M=7, 7.5, 8$ に対して 10, 20, 30 を示しており、文献16)でもこれを引用し $M=7.5$ に対する20回を用いたと考えられる。しかし、その後、文献17)では表2に示すように $M=7.5$ に対して 15 回と設定し、建築はこれを用いたと考えられる。ここで、 N_{eq} は最大せん断応力 τ_{max} の 65% のせん断応力振幅の正弦波載荷と等価な繰返し数である。

地震動の継続時間が長くなると、繰返し数も増えると考えられることを考えると、長継続時間地震動に対する液状化の発生予測は C_2 または r_n で行うのが妥当と考えられる。なお、道路橋示方書では直下型地震のように地震動の継続時間が短いが揺れの強度が高いケースに対しては C_w として補正係数が設定されている。しかし、長継続時間に対する補正是行われていない。

この様に、建築では r_n 、土木では C_2 （または C_w ）が繰返し回数に対する補正項として設定してきた。しかし、繰返し回数に対する認識は異なる。

文献16)では繰返し数は次のように定義されている。せん断応力時刻歴で、最大せん断応力が発生した方向で最大せん断応力の 60% を超える応力が最大せん断応力前に発生した回数として定義され、2回以下を衝撃型、3回以上を振動型として定義し、 C_2 は $1/0.55, 1/0.7$ と設定しているが、繰返し数による差がそれほどないことから、道路橋示方書では両者を区別していない。一方、基礎構造設計指針では式(7)に示す MSF (Magnitude scaling factor) で考慮しており、大地震では M も大きくなるので、一応考慮されていることになる。

4.2 長継続時間地震動に対する補正

筆者は、2009年に当時問題となつた南海、東南海地震が連動して起こることを想定し、液状化予

測をする方法を検討したことがある²⁰⁾。1995年兵庫県南部地震の際などに液状化が問題になったサイト286（このうち、液状化判定の対象となる層は1345）をターゲットにし、直下型地震の代表として1995年兵庫県南部地震の際のポートアイランドの記録(GL-33m)、海溝型地震の代表として2003年十勝沖地震の際に観測された苦小牧の記録、及び、東南海地震の模擬地震動の三つの地震動を考慮した解析を行った。図17に波形を示すが、PIが20秒なのに対して、東南海は600秒、苦小牧は200秒の記録が示されている。

この際、地盤の液状化強度は道路橋示方書に基づいて設定し、有効応力地震応答解析プログラムYUSAYUSA²¹⁾を用いて解析を行ない、得られた地表の最大加速度を用いて道路橋示方書の方法に基づき L_{max} を計算し、 F_L を求めた。

図18に両者を比較して示す。図では、横軸は F_L 値、縦軸は最大過剰間隙水圧 U_{max} であり、L、Nは液状化、非液状化を表している。液状化の発生は、 $F_L=1$ または $U_{max}>0.95$ で判断される。ここで、両者が同じ判断（○と□）になれば簡易法（道路橋示方書）の成績はよくいと言ふことになる。また、簡易法で液状化すると判定し有効応力解析で液状化しなかったケース（●）は安全側の評価（過剰率）で、許容されるかもしれない。一方、簡易法で液状化しないと判断され、有効応力解析で液状化したケース（■）は危険側の評価（危険率）である。

この結果をまとめて表3に示す。正解率は両方液状化と両方非液状化をまとめたものである。直下型地震に対する道路橋示方書の成績は非常に悪く、正解率は約84%である。一方、海溝型の場合には評価は悪い。

この原因の一つは繰返し数にあると考えられる。図19には、道路橋示方書方式の有効繰返し数が示されているが、先に示したようにこれまで2、3程度の話を問題にしてきたのに対して、数十となっており、オーダーが違う。

なるべく成績をよくするために、トライアルをした結果、 C_w の値を従来の0.5倍とすれば、正解率はそれほど上がるわけではないし、悪くなることもあるが、危険率は非常に改善されている。しかし、正解率が直下型地震ほどのよい精度にはならず、単純に C_2 だけで補正するのは無理があるかも知れない。

4.3 L_{max} の有効性

道路橋示方書では鉛直方向の最大せん断応力分布

L_{max} は次式で表される。

$$L = r_d k_{hg} \frac{\sigma_{v0}}{\sigma'_{v0}} = r_d (k_{hg} g) \left(\frac{\sigma_{v0}}{g} \right) / \sigma'_{v0} \quad (8)$$

ここで、 k_{hg} は震度、 σ_{v0} と σ'_{v0} は上載圧と有効上載圧、 g は重力加速度であり、

$$r_d = 1 - 0.015z \quad (9)$$

である（ z はm単位の深さ）。式(8)の最後は、再解釈した式であり、第2項は最大加速度、第3項は対象層より上の質量である。従って、2項の積は地表の

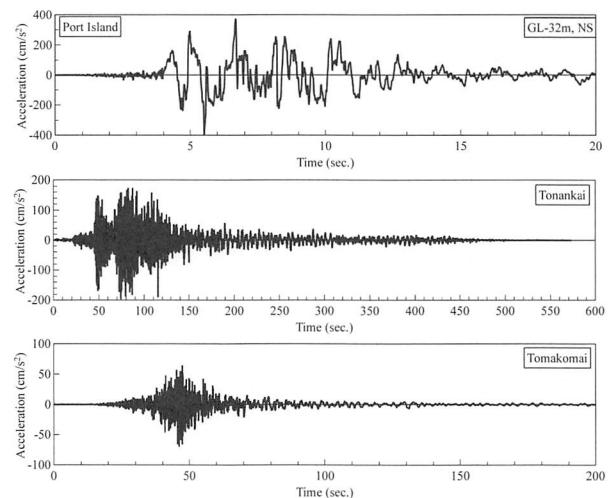


図17 地震波形（上から、PI、東南海、苦小牧）

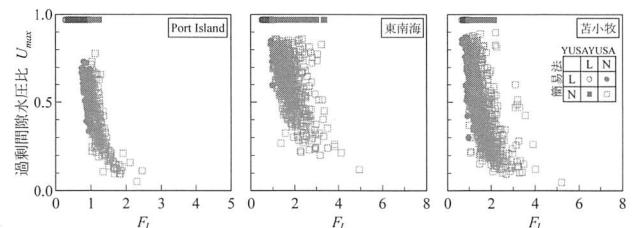


図18 二つの判定法の比較

表3 簡易法の精度

	道路橋			$C_w=0.5$	
	PI	東南海	苦小牧	東南海	苦小牧
両方液状化	64.7	6.9	4.2	51.7	15.8
過剰率	15.0	0.4	4.9	34.1	73.8
危険率	1.4	46.8	11.6	2.1	0.1
両方非液状化	18.9	45.9	79.3	12.2	10.3
正解率	83.6	52.8	83.5	63.9	26.1

注) いずれも全1345データに対する比率 (%)

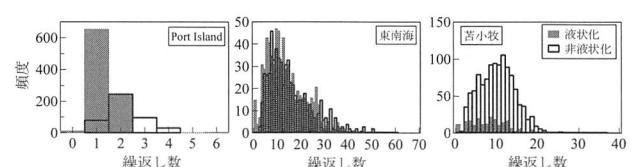


図19 繰返し数の比較

最大加速度で動いている土中の慣性力である。 r_d は深さ方向の低減係数であり、文献15)では地震時作用荷重の低減係数があるので、加速度の低減係数と考えられる。図20(a)に式の根拠を示すが、1つの地盤にいくつかの地震波を作用させた結果で、かなりのばらつきのあるなかで中央値を用いている。

ところで、液状化強度の方はせん断応力比を初期有効拘束圧 (C_1 を乗じたものとして捉えれば初期有効上載圧) で無次元化したものである。これと対応させるという観点で見ると、式(8)最後の式の分子は最大せん断応力に相当する。すなわち、 r_d は液状化判定をしている層に作用するせん断応力と、それより上の土柱が地表の動きと同じ剛体運動をしているときの慣性力に対する比と考えることができる。または、図3から考えると、対象土槽の平均加速度と地表の加速度の比と考えても良い。図20(b)は Seed と Idriss によってこの様な観点で整理されたものであり²²⁾、ばらつきの程度は小さくなり、式(9)はその平均的な値といえる。

図21は前節の解析で得られた最大せん断応力を簡易法の結果と比較したものである。上段のサイト1と77は予測精度がよかつた事例、下段のサイト43と

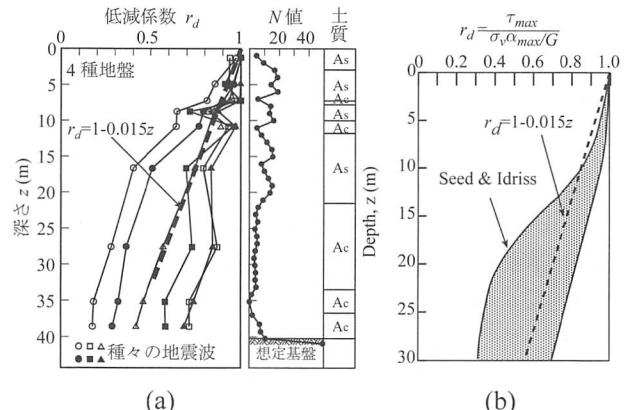


図20 r_d の分布 (SHAKEによる)

162は予測精度が非常に悪かった事例である。精度のよかつた、サイト77では液状化が発生していない。一方、精度が悪かったサイト43とサイト162は途中で液状化が発生している。ところで、精度の悪かった事例でも、最大せん断応力は液状化した層以浅では簡易法と地震応答解析の一一致はよく、液状化層以深では地震応答解析の方が最大せん断応力が大きくなっていることで精度が悪くなっている。

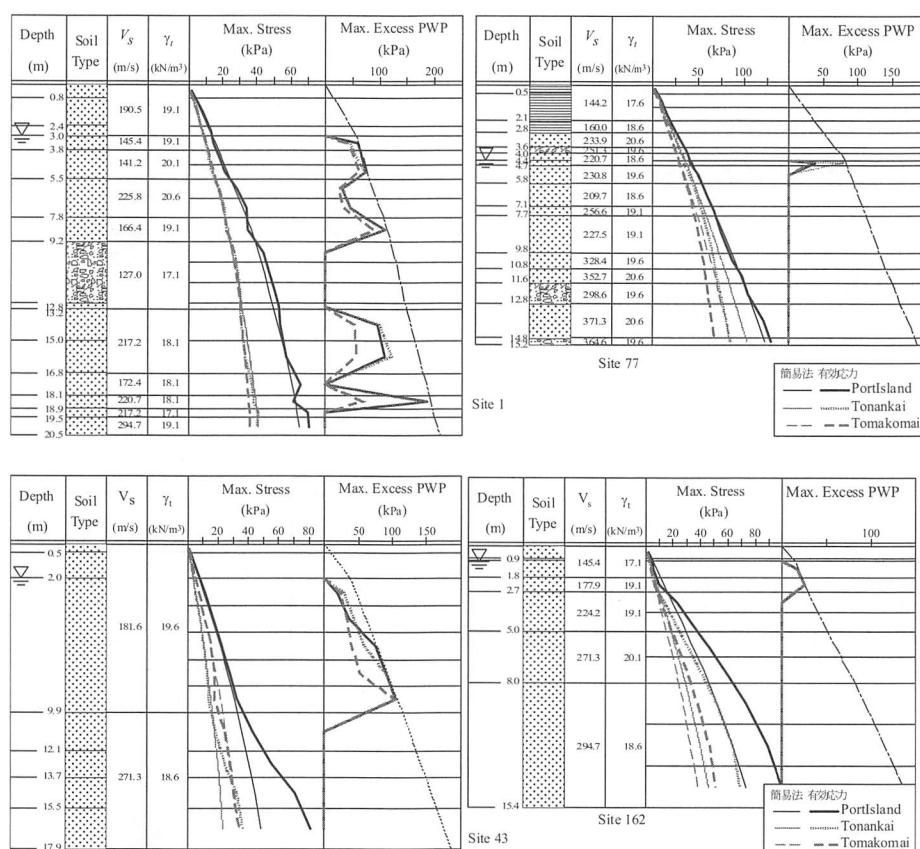


図21 せん断応力の予測事例
(上段は精度が良い事例、下段は悪い事例)

図20(b)のばらつきと、図21の結果は矛盾している様にも見えるが、図20(b)が液状化を考慮しない解析結果であり、かなりの非線形領域に入っている可能性があることが影響していると考えられる。すなわち、図21では、弱層で液状化が発生すると、それより上の層への地震動の伝播が少なくなるので、あまり大きな非線形領域には入らないということが原因していると考えている。

これからいくつかの議論ができる。

まず、地表の最大加速度を決め、地中のせん断応力を求める方法はかなり精度がよいということである。しかし、限界がある。図3に見られるように、弱層がせん断強度に達してしまうと、地表の加速度はそれ以上大きくならない。すなわち、地表の加速度には上限がある。従って、大地震をターゲットにして大きい地表加速度を与えるという現行の方法では、安全側の判定をすることはできても、精度良い判定をすることはできない。

ところで、最大加速度は敏感な指標であり、その他の指標、たとえば、最大速度や SI 値などを提案する論文もある。しかし、文献20)でこの様な方法の比較も行っているが、最大加速度で与える現行の方法が精度がよいことがわかっており、いくつかの提案法の中では道路橋示方書の精度が最もよかつた。

4.4 長継続時間地震動に対する既往の研究と実証

著者らが、行った長継続時間地震動に対する液状化判定法についてはすでに紹介した。2011年東北地方太平洋沖地震を契機としてそのほかにも研究が行われている。ここではいくつかを紹介する。

新井²³⁾は千葉港（2011年東北地方太平洋沖地震）、夢の島（2011年東北地方太平洋沖地震、1987年千葉県東方沖地震）、ポートアイランド（1995年兵庫県南部地震）の3地点で括弧内に示した地震で観測された入力地震動を用いて一次元有効応力解析を行い、

$$N_{eq} = \frac{1}{2} \tau_e^{1/C} \sum_i \tau_i^{1/C} \quad (10)$$

で表現される等価繰返し回数とマグニチュードの関係を調べた。この式は液状化強度曲線が両対数軸上で直線であるとし（C はその勾配）、累加式が成立するという仮定で求められている。ここで $\tau_e = 0.65\tau_{max}$ は等価せん断応力（ τ_{max} は最大せん断応力）、 τ_i は半サイクルごとのせん断応力振幅である。

図22にその関係を示すが、基礎構造設計指針の誤差の範囲内に入っているようである。ただし、この

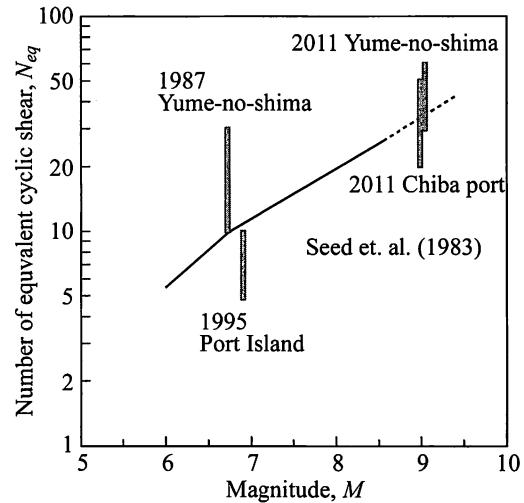


図22 マグニチュードと繰返し数の関係（文献23）
を修正）

検討は液状化の痕跡の認められない2地点で行われただけである。また、繰返し数が適正だとしてもそれが液状化の補正係数として適當であるということを示しているわけではないので、この検討により基礎構造設計指針がここで対象としているような地震に対して有効であるということを実証しているわけではない。

安田ら²⁴⁾は浦安市の K-NET の本震と29分後の余震があたかも連続して発生したように合成した加速度時刻歴をせん断応力時刻歴と読み替え、振幅の値を変えた実験を行った結果、過剰間隙水圧比が丁度1となった際の最大せん断応力比と20回の繰返しで液状化する際の液状化強度比の比は1.24～1.46の間にあり、これを C_w に換算すると $C_w=0.82$ となるとしている。

筆者も同じような検討を行ったことがある²⁵⁾。前述の解析で得られた最大せん断応力を等価 N 値 (N_a) の関数として表したもののが図23である。データはかなりばらつきがあるが、直下型地震（2004年新潟県中越地震）では最大せん断応力比は設定値（図では R_L ）とほぼ一致するのに対して、長継続時間地震動では小さく、その中間値は0.7～0.8 R_L であった。対象とした地震波は浦安の K-NET の波形よりかなり繰返し数が多いものであったことを考えると、この結果は安田らの検討と整合しているように見える。しかし、表3の結果 ($C_w=0.5$) とは整合しない。この理由の一つとして、表3では正解率が小さくても安全側になるように小さめの値を用いていることが考えられる。また、表3では二つの波によってずいぶん傾向が異なるので、繰返し数の効果を C_w で評

価しようとする方法に問題があるようにも考えられる。これは、以前の研究でも指摘したこと、繰返し数の効果を入れる別な方法が必要なのかも知れない。

なお、表3で示すように、 $C_w=0.5$ はかなり保守的な値であり、図23で平均的な値を狙ったのとは差があり、実際の差はそれほど多くないのかも知れない。

土木研究所では2011年東北地方太平洋沖地震の後、関東地方の112箇所（液状化発生箇所とその周辺の非液状化箇所で判定に必要なデータが得られる箇所を選定）を対象に液状化判定法のチェックを行った²⁶⁾。判定結果を表4に示す。 $F_L > 1$ と判定された地点で液状化した所はないが、 $F_L \leq 1$ と判定されたが、液状化しなかった地点がかなりの数あり、これらの多くが液状化発生地点の周辺に分布していることが報告されている。設計としては安全側であるが、精度がよいとはいえない状況であろう。

なお、この報告では、外力（水平震度）に何を用いているのかが記述されていない。「今回の地震動の外力」と記述されている一方、液状化判定の説明では、設計水平震度と書かれている。後者を用いていとすれば、観測値よりかなり大きい値となっている可能性がある。また、前者とすれば、すべての液状化地点で記録が得られているとも考えにくいので、周辺の非液状化地点の記録も用いている可能性がある。この場合、大きめの入力を用いているとも考えられる。

4.5 将来の判定に向けて

液状化判定法が、他の設計法と大きく異なるのは、設計用の地震動が地表の加速度（震度）で設定されていることである。

地表の加速度が与えられると、鉛直方向のせん断応力が精度良く予測できることは、すでに4.3節で示した。しかし、図3で示したように、入力が大きくなってしまっても、弱層のせん断強度に起因して、地表の最大加速度には上限があるので、これを超える大きな地震動を設定しても、力学的には意味がない（安全側の設計をするという意味では、意味はある）。ここで、二つの選択肢がある。

一つは、基盤で入力を設定することである。しかしながら、これから簡易に表層のせん断応力分布を求める方法は提案されていない。港湾の指針のように、地震応答解析を用いる様にすれば、全応力地震応答解析では有効応力解析より大きめのせん断応力となる可能性があり、かつ、実務で良く用いられる

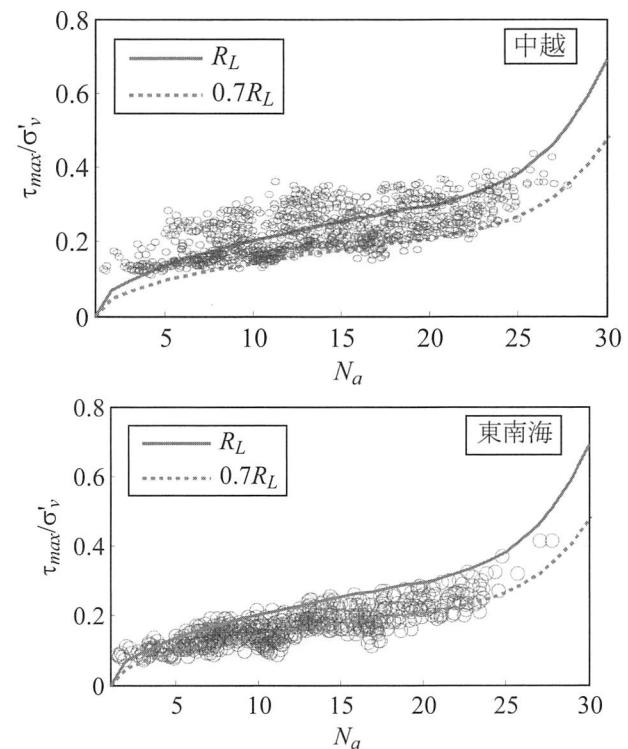


図23 液状化強度と等価 N 値の関係

表4 液状化判定結果（地点数）

	被害実態		
	液状化	非液状化	
判定結果	$F_L \leq 1$	53	35
	$F_L > 1$	0	24

SHAKE は逐次積分非線形解析よりせん断応力を大きめに評価するとしても、現状より論理だった設定が可能と考えられる。最近では、建築の設計でも大規模構造物では地盤の地震応答解析を行うことが一般的になっているので、その結果を液状化判定に使うことを許容する、などが考えられる。

もう一つは、上限の影響を受けにくい指標を用いることである。たとえば、最大速度は加速度ほどには影響を受けない²⁷⁾。このほか、地震被害と加速度より密接に関係していると考えられる SI 値も、加速度に変わる指標として考えられる。しかし、文献 20)でこれらに基づいて提案されている液状化判定法の精度も検証したが、最大加速度で設定する現行の方法より精度は悪かった。これは、これらの指標はせん断応力と直接関係していないことが原因と考えている。

もう一つの問題は、本論の対象である繰返し数の影響である。これにはいくつかの問題がある。

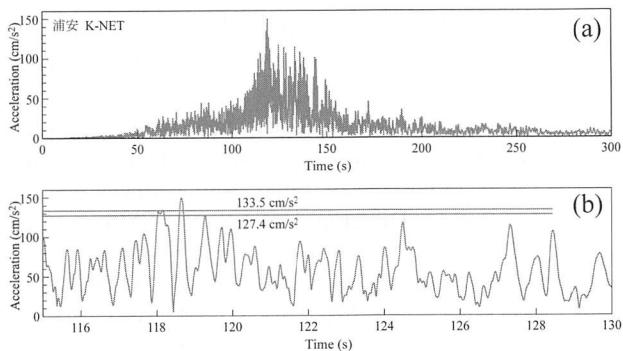


図24 フィルタ処理後の記録

まず、有効な繰返し数の計算方法がある。文献15)と文献17)では計算方法が全く異なる。これが設定できるとすれば、液状化強度曲線のモデル化ができれば良いだけなので、問題はかなり簡単になる。この際、建築学会では表2を用いている。また、新井が使っているように²³⁾液状化強度曲線を両対数軸で直線にモデル化する方法もある設計指針では15回、ないしは20回の繰返し載荷時のせん断応力振幅として液状化強度を計算しているが、液状化強度を使うとすればこれだけでは不十分で、異なる繰返し数に対して補間する必要があるが、堆積年代、拘束圧、細粒分含有率、など色々な要因に支配される²⁸⁾。これらの研究は有効応力地震応答解析を使うときの液状化強度曲線の設定のために行われてきた様に見えるので、これを液状化判定のためということで割り切って簡略化する様な研究が必要なのかも知れない。

震度と液状化の発生を結びつける研究もある²⁹⁾。長継続時間の問題に関しては、これも難しそうに見える。たとえば、図24(a)は図13の記録から計測震度を求める過程で得られる、フィルタ処理された加速度時刻歴である。これから震度を求める際の基準となる加速度 a_0 を求めるとき 127.4 cm/s^2 で、対応する計測震度 I_{JMA} を少数以下2桁まで求めると、5.15となる。一方、地震の継続時間を2倍にするために、図13の記録を二つ並べ、同じ処理をすると、 $a_0=133.5 \text{ cm/s}^2$ で $I_{JMA}=5.19$ となる。どちらも少数以下1桁で表示すると5.2で全く変わらない。

図24(b)は a_0 を求める部分を詳細に示したものである。118秒付近で、単発の場合には、2箇所、二つ合わせた場合には一箇所のピーク（二つ合わせたので、300秒以降にもう一つある）で、 a_0 より大きい加速度が0.3秒となっている。1例であるので、一般論とは言い難いが、計測震度はピーク付近を捉えているので、これまでに見た等価繰返し数を求めるような所は含まれていないと考えられる。

5 おわりに

本報告では、液状化地盤の振動特性と、長継続時間に対する液状化予測の二つを扱った。

液状化時の地盤の振動特性をまとめると以下の様である。

- 1) 振動が長周期化する
- 2) サイクリックモビリティのため、パルス状の波形が現れる。
- 3) 液状化地盤の地震動指標では、液状化が発生する時期により、非液状化地盤と差が現れるときと差が現れないときがある。

次に、長継続時間の液状化予測については、現行の指針の液状化強度を0.7～0.85倍程度にすることで対処できるという報告がいくつかあるが、予測法は十分確立していないように思える。その原因是、長継続時間に対する繰返し数の評価が適切に行われていないためと考えられる。

謝辞

本論で用いた浦安市の地震波の一部は京葉ガス(株)より提供いただきました。記して感謝いたします。

参考文献

- 1) 時松孝次 (1989) : 1964年新潟地震による川岸町アパートの被害と強震記録、委員会報告、地盤、土構造物、構造物基礎の地震被災事例、地盤と土構造物の地震時の挙動に関するシンポジウム発表論文集、土質工学会、pp. 44-49
- 2) Kudo, K., Uetake, T. and Kanno, T.: Re-evaluation of nonlinear site response during the 1964 Niigata earthquake, using the strong motion records at Kawagishi-cho, Niigata City, Proc. 12WCEE, Auckland, New Zealand, Paper No. 0969, 2000
- 3) 吉田望、工藤一嘉 (2000) : 1964年新潟地震における川岸町の液状化に関する地盤工学的再検討、日本建築学会学術講演概要集(東北)構造II, pp. 293-294
- 4) Dobry, R. A., Elgamal, A.-W. and Baziar, M. (1989): Pore Pressure and Acceleration of Wildlife Site during the 1987 Earthquake, Proc., second U.S.-Japan Workshop on Liquefaction, Large Ground Deformation and Their Effects on Lifelines, New York, Technical Report NCEER-89-0032, NCEER, pp. 8145-160
- 5) Iai, S., Morita, T., Kameoka, T., Matsunaga, Y., and Abiko, K. (1995): Response of a dense sand deposit during 1993 Kushiro-oki earthquake, Soils and Foundations, Vol. 35, No. 1, pp. 115-131
- 6) 大矢陽介、野津厚、吉田望、小濱英司、菅野高弘：地震応答解析の精度評価ツールとしてのレ

- 一ダーチャートの提案と各種解析手法の適用限界の検証、地盤工学ジャーナル（投稿中）
- 7) 野津厚、井合進：岸壁の即時被害推定に用いる地震動指標に関する一考察、第28回土木学会関東支部技術研究発表会講演概要集、2001年、pp. 18-19
- 8) 青井真、中村洋光、吉田望、若松加寿江、藤原広行、白坂光行（2007）：2007年新潟県中越沖地震後の K-NET 柏崎（NIG018）の様子、日本地震学会講演予稿集、2007年度秋季大会、p. 185
- 9) 渡邊潤平、三浦均也、西川洋人、吉田望、小濱英司（2008）：擁壁の振動および滑動挙動の振動台模型実験、第43回地盤工学研究発表会、平成20年度講演集、広島、2008.7.9-12, pp.1669-1670
- 10) 渡邊潤平、三浦均也、西川洋人、吉田望、小濱英司（2008）：擁壁の振動および滑動挙動の振動台模型実験、第43回地盤工学研究発表会、平成20年度講演集、広島、2008.7.9-12, pp.1669-1670
- 11) YokoyamaTohru : 20110311 地震直後、船のように揺れて見える建物（浦安）, http://www.youtube.com/watch?v=qeA_rrv09Lo, [2011]
- 12) 防災科学技術研究所強震観測網（K-NET, KiK-net）, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>
- 13) 浦安市における液状化ならびに対策技術の調査・検討に関する報告会【報告】、地盤工学会、http://www.jiban.or.jp/...iew=article&id=1239:uraya_suekijokahokoku20110210&catid=52:2008-09-15-02-30-46&Itemid=29, [2012]
- 14) Housner, G. W.: Intensity of earthquake ground shaking near the causative fault, Proc., 3WCEE, Vol. I, pp. III-94-III-115, 1965
- 15) 岩崎敏男、龍岡文夫、常田賢一、安田進（1978）：砂質地盤の地震時流動化の簡易判定法と適用例、第5回日本地震工学シンポジウム論文集、pp. 641-648
- 16) 石原研而、安田進（1975）：液状化に及ぼす地震波の不規則性と初期拘束圧の影響、土と基礎、Vol. 23, No. 6, pp. 29-35
- 17) Seed. H: B., Idriss. I. M. and Arango. I.: Evaluation of liquefaction potential using field performance data, Journal of Geotechnical Engineering. ASCE, Val. 109, No 3, pp. 458-482, 1983
- 18) Tokimatsu, K. and Yoshimi, Y.(1983) : Empirical Correlation of Soil Liquefaction Based on SPT N-value and Fines Content, Soils and Foundations, Vol. 23, No. 4, pp. 56-74
- 19) Seed, H. B. and Idriss, I. M. (1971): Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential, ASCE Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, Vol. 97, No. SM9, pp. 1249-1273
- 20) 吉田望、大矢陽介、澤田純男、中村晋（2009）：海溝型長継続時間地震動に対する簡易液状化判定法の適用性、日本地震工学会論文集、第9卷、第3号, pp. 28-47
- 21) 吉田望、東畑郁生（1991）：YUSAYUSA-2・SIMMDL-2理論と使用法、2003改訂
- 22) Seed, H. B. and Idriss, I. M. (1971): Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential, ASCE Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, Vol. 97, No. SM9, pp. 1249-1273
- 23) 新井洋：2011年東北地方太平洋沖地震における東京湾岸の液状化に関する等価繰返し回数、第47回地盤工学研究発表会, pp. 1559-1560, 2012
- 24) 安田進、石川敬祐、青柳貴是：東京湾岸エリアで液状化した砂の強度や変形特性の影響要因に関する研究、第47回地盤工学研究発表会, pp. 403-404, 2012
- 25) 森健、吉田望（2012）：簡易液状化判定法に対する繰返し数の評価に関する研究、平成23年度土木学会東北支部技術研究発表会、秋田、III-13
- 26) 土木研究所 地質・地盤研究グループ 土質・振動チーム：東北地方太平洋沖地震における液状化の発生を踏まえた液状化判定法の検証、2011
- 27) 吉田望（2010）：地盤の地震応答解析、鹿島出版会、256pp.
- 28) 三上武子、吉田望（2010）：液状化強度曲線の類型化と経験式の提案、土木学会第65回年次学術講演会講演概要集、第Ⅲ巻, pp. 683-684
- 29) 地震による地盤災害に関するゾーニングマニュアル、地盤工学会、1998年6月20日、155pp.

2011年東北地方太平洋沖地震における 石油タンクのスロッシングとやや長周期地震動に関する幾つかのこと

Liquid Sloshing of Oil Storage Tanks and Long-period Strong Ground Motions in the 2011 Tohoku Earthquake

座間信作*

Shinsaku ZAMA

Damage of oil storage tanks by the liquid sloshing in the 2011 Tohoku Earthquake is reviewed. Typical damage was found in Kawasaki, Niigata and Sakata districts, such as sinking of a floating roof and an inner roof, leakage of oil onto deck, deformation of a gauge pole, and fracture of pontoons. As a whole, spectral amplitudes of long-period ground motions at the tank sites were nothing more than the ones in the technical standard of the Fire Service Law of Japan. The predicted spectra in the long-period range by the empirical method for the Tohoku Earthquake assuming a point source agree well with the observed ones at the JMA observatories near the tank sites, and the sum of spectrum for the point source in each segment of off Tohoku region also agrees with the observed. Thus, it will be important to focus on the prediction for an earthquake with the maximum expected magnitude in the segmented area rather than for a mega earthquake such as Nankai Trough Earthquake.

1. はじめに

東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）の発生後まもなく、消防研究センターが石油コンビナート地区に設置している地震計から、メール添付の形で地震波形、応答スペクトルの画像が送られてきた。筆者らはその情報に基づき、酒田で大きな被害が、新潟、東京湾岸で何らかの被害が発生しているおそれがあると判断した。そこで、スロッシング被害発生地区の確認と被害の内容・程度を知るために、従来から用いてきている調査票によるアンケート調査を実施（調査主体は消防庁）するとともに、管轄消防本部にご協力いただき現地調査を行ってきた。その結果、上記判断は被害状況の大凡を捉えており、地震観測システムからの情報が初動時での判断に有用であることが示された。

ここでは、2003年十勝沖地震を受けて実施された設計地震動の見直し、浮き屋根の浮き性能の基準化、補強等の対策の検証という観点も併せ、2011年東北地方太平洋沖地震での石油タンクのスロッシング被害とそれに係る長周期地震動についての若干の検討結果を示す。

2. アンケート調査に基づく被害概要

消防庁のまとめによれば¹⁾、宮城、福島、山形、新潟、茨城、千葉、東京、神奈川の8都道県で何らかの被害が61基で生じていたことが判明した。浮き屋根耐震基準該当（適合済）屋外タンク貯蔵所（シングルデッキ）では

軽微な被害が4基に、未適合タンク5基で大きな被害（ポンツーン溶接部の割れ、油漏洩など）、19基で軽微な被害が確認された。浮き屋根耐震基準非該当の屋外タンク貯蔵所（シングルデッキ）では大きな被害（ポンツーン溶接部の割れ、油漏洩など）が3基に、軽微な被害が4基に確認された。ダブルデッキでは、大きな被害（ポンツーン内に油漏洩など）が9基に、軽微な被害が7基に確認された。ポンツーン型浮き蓋においては軽微な被害が3基であったが、簡易フロート型で沈没した事例が1基、その他軽微な被害が6基認められた。ただし、以上は事業所からの報告に基づくものであること、すべての事業所からアンケート回答が得られているわけではないことに留意する必要がある（後に、追加として、北海道2基、秋田1基で軽微な被害の報告あり）。

被害としては、浮き屋根の沈没、浮き蓋他の沈没、ポンツーン損傷、ポンツーン内滯油、デッキ母材の割れ、浮き屋根上への油流出、ルーフドレインピットへの油の流出、マンホールカバー変形、ローリングラダー脱輪、フォームダム変形、ゲージポール変形・亀裂、ウェザーシールド損傷、液面計ワイヤ絡まり等が挙げられている。

3. 現地調査による地区ごとの被害状況²⁾

消防研究センターが調査した10地区的危険部施設から、スロッシングによるものと思われる被害状況の主なもの概要について、最寄りの地震記録とともに以下に

*横浜国立大学

Yokohama National University

示す。なお、スロッシング最大波高 η_{max} は近似的に以下の式で表され、消防法では速度応答スペクトル Sv (減衰 0.5%程度)が約 100cm/s、地域・周期によっては最大 2 倍であり、液面管理、浮き屋根補強がなされている（猶予期間有）。

$$\eta_{max} = 0.837 \left(D/2g \right) (2\pi/Ts) Sv(Ts) \quad (1)$$

$$Ts = 2\pi \left\{ \left(D/3.682 \right) \coth \left(3.682Hl/D \right) \right\}^{1/2} \quad (2)$$

ここで、 D ：タンク直径、 Hl ：液高、 g ：重力加速度、 Ts ：タンクのスロッシング固有周期、 $Sv(Ts)$ ：周期 Ts における速度応答スペクトル。

3.1 仙台地区

スロッシングの被害としてよく挙げられるローリングラダーの脱輪（図 1）、側板内側の油痕（図 2）が認められた。一方、最寄りの仙台港（港湾空港技術研究所観測点）での速度応答スペクトル（図 3）を見ると、周期数秒付近で高々 30cm/s であり、大きなスロッシングは期待できない。油の痕跡は浮屋根と側板との間から吹上げたようであり、浮屋根の短周期振動によるものと考えられる。



図 1 ローリングラダーの脱輪（消防研究センター撮影）

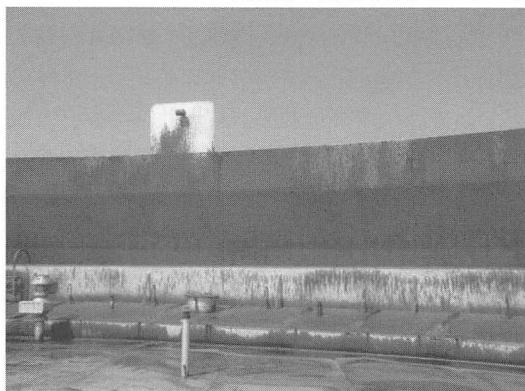


図 2 側板の油痕（消防研究センター撮影）

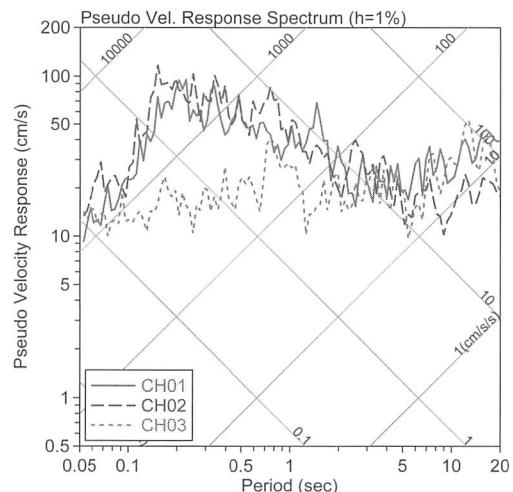


図 3 仙台港での減衰 1% の擬似速度応答スペクトル

3.2 酒田地区

アルミ製内部浮き蓋のデッキスキン（図 4）、フロートチューブ（図 5）の破断が認められた。また、当該事業所（消防研究センター地震観測点）の速度応答スペクトルは図 6 のとおりで、このタンクの固有周期 4.17 秒付近では約 200cm/s と大きな値となっている。



図 4 デッキスキンの破断状況（消防研究センター撮影）

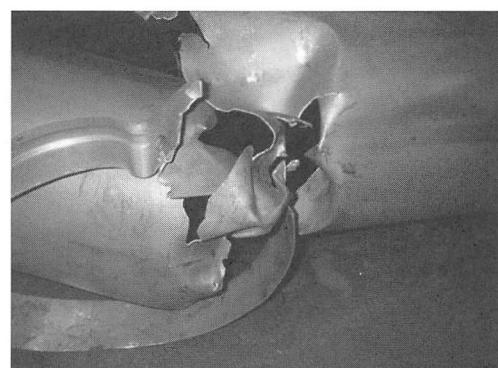


図 5 フロートチューブの破断状況
(消防研究センター撮影)

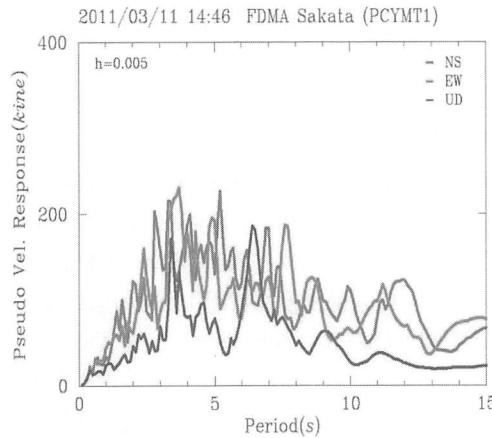


図 6 酒田地区での 0.5% 擬似速度応答スペクトル

3.3 新潟・新発田地区

ポンツーン内の滯油（図 7）、アルミ製内部浮き蓋の破損（図 8）、ゲージポールの変形（図 9）、浮屋根上への油の流出（図 10）などが認められた。事業所（消防研究センター観測点）での速度応答スペクトル（図 11）では、周期 9 秒付近で 100cm/s を若干上回る。



図 7 ポンツーン内の滯油（消防研究センター撮影）

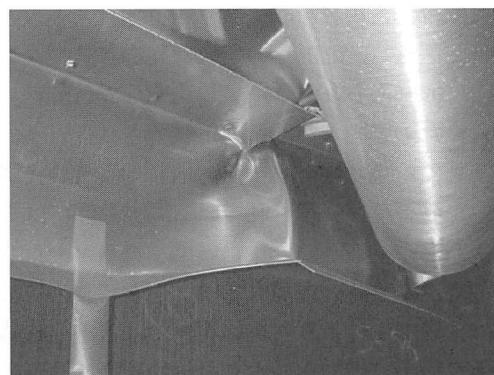


図 8 アルミ製内部浮き蓋の破損
(消防研究センター撮影)

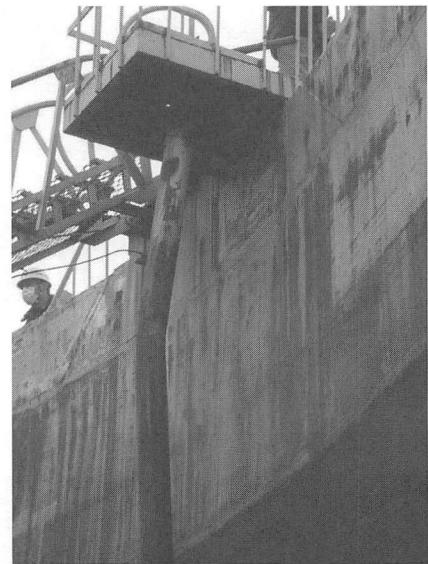


図 9 ゲージポールの変形（消防研究センター撮影）



図 10 浮屋根上への油の流出（消防研究センター撮影）

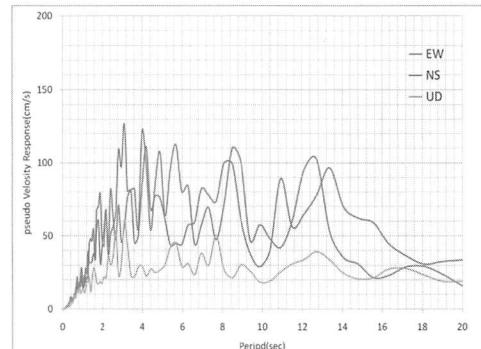


図 11 新発田地区での 0.5% 擬似速度応答スペクトル

3.4 川崎地区

浮屋根の沈没（図 12）、ガイドポール固定ボルトの破損、内部浮き屋根上への滯油、ポンツーンでの滯油等が認められた。図 13 は沈没した浮屋根のポンツーン部分の状況である。消防研究センター川崎水江観測点の速度応答スペクトルでは、周期 6 秒、7 秒付近で約 150cm/s の値を示す（図 14）。

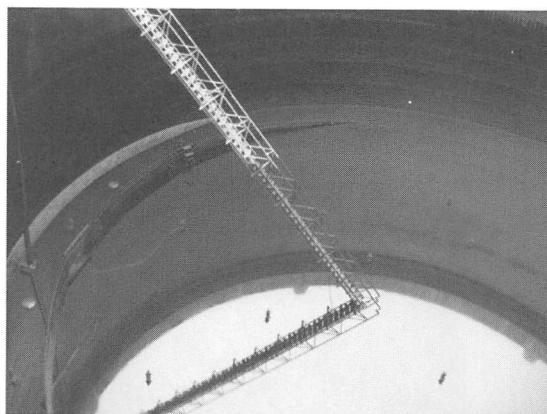


図 12 浮屋根の沈没（消防研究センター撮影）

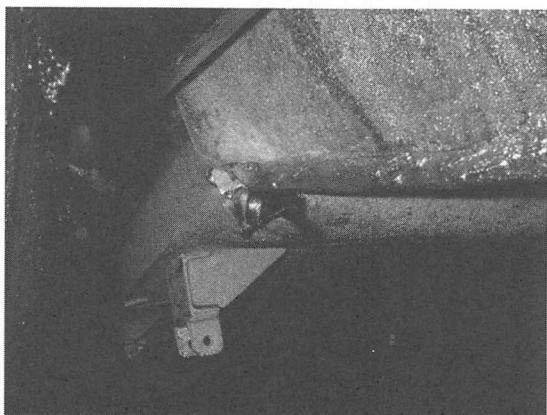


図 13 沈没した浮屋根のポンツーン部分の破断状況
(消防研究センター撮影)

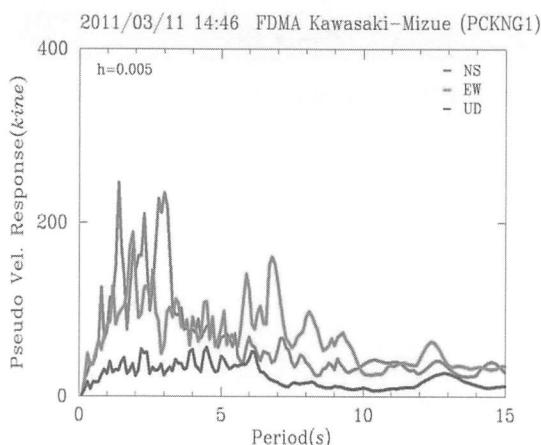


図 14 川崎地区での 0.5% 擬似速度応答スペクトル

4. 消防法令からみた長周期地震動に関する検証²⁾

ここでは、消防研究センターが石油コンビナート等特別防災区域（特防区域）で観測した上述以外の地区での長周期帯域のスペクトルを消防法令の基準値と比較してみる。

図 15 に千葉県特防区域における本震時の揺れの擬似速度応答スペクトル（減衰 0.5%）を示す。PCCHB1（市川）は地盤の液状化の影響を受けているため、参考として点

線で示した。図中「2003 Refinery」は、十勝沖地震の際に、苫小牧市内の製油所内で記録された揺れの疑似速度応答スペクトルである。また、消防法令で定められている長周期地震動の大きさとの比較のため、これらの図には、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 49 年自治省告示第 99 号、告示）第 4 条の 20 第 2 項第 3 号において東京湾岸の特防区域に対して定められている液面揺動の水平設計震度に相当する疑似速度応答（「Kh2 for Tokyo Bay」、速度応答告示スペクトル）も示した。PCCHB1（市川）を除き十勝沖地震の際の苫小牧市内の製油所内における速度応答値を超えていない。また、速度応答告示スペクトルが定められている周期 3~15 秒の全帯域にわたって、本震時の速度応答値は速度応答告示スペクトルを超えていない。これは東京湾岸神奈川県側の観測点でも同様である。

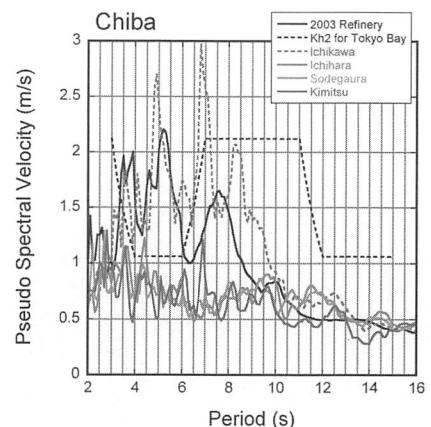


図 15 東京湾岸千葉県側の特防区域における本震時の擬似速度応答スペクトル（減衰 0.5%）

擬似速度応答値は水平動 2 成分の幾何平均

図 16 は、苫小牧特防区域（FRITOM、苫小牧西港）と上磯特防区域（PCHKD1）の疑似速度応答スペクトルである。FRITOM（苫小牧西港）は、「2003 Refinery」の記録が得られたのと同じ製油所内に設置されている。苫小牧西港における東北地方太平洋沖地震本震時の長周期の揺れは、このグラフに示されている周期範囲では十勝沖地震時よりも小さい。より長い周期を見ると、東北地方太平洋沖地震本震時の方が大きい。上磯特防区域における揺れは、周期 4 秒よりも短い周期では苫小牧特防区域よりも大きいが、周期 4 秒よりも長い周期では苫小牧特防区域に及ばない。

消防研観測地点は限られるため、東北地方太平洋沿岸地域の特防区域の周辺に位置する他機関の強震観測点で東北地方太平洋沖地震の本震時に得られた強震記録を用いて、特防区域周辺の揺れを見てみる。用いた強震記録は、防災科学技術研究所の K-NET 及び KiK-net 並びに国土交通省港湾局・港湾空港技術研究所の港湾地域強震観

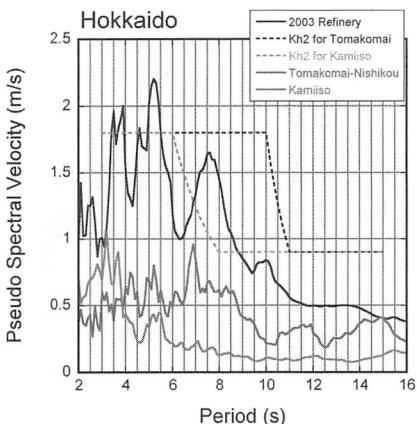


図 16 苦小牧特防区域と上磯特防区域における本震時の疑似速度応答スペクトル（減衰 0.5%）

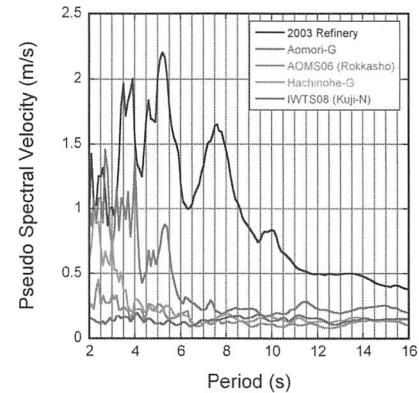


図 17 東北地方太平洋沿岸北部の特防区域周辺の強震観測点における擬似速度応答スペクトル（減衰 0.5%）

測によるものである。

図 17 に、青森 (Aomori-G)、むつ小川原 (AOMS06)、八戸 (Hachinohe-G)、久慈 (IWTS08) の各特防区域周辺の強震観測点における本震時の揺れの擬似速度応答スペクトルを示す。Aomori-G では、周期 4 秒以下の帯域に速度応答値 1m/s を超える成分がある。Hachinohe-G の周期 4 秒以下の速度応答値も Aomori-G ほどではないがやや大きい。AOMS06 と IWTS08 における長周期の揺れは、これら 4 つの観測点の中では小さい。これら 4 つの観測点の速度応答値は、「2003Refinery」に及ばない。

図 18 は、仙台 (Sendai-G)、広野 (FKS010)、いわき (Onahama-Ji-G)、鹿島臨海 (IBR018) の各特防区域周辺の強震観測点における擬似速度応答スペクトルである。Sendai-G を除く 3 つの観測点では、周期 7 秒以下の帯域に速度応答値 1m/s を超える成分があり、それらの中には「2003Refinery」に迫る大きさのものがある。Sendai-G における長周期の揺れは、これら 4 つの観測点石油タンクのスロッシングによる被害の中では小さい。

以上のように、特防区及びその周辺での長周期地震動の強さは告示スペクトルをほぼ下回っていたことが分かった。

5. 長周期地震動の空間変動

5.1 新潟・新発田地区におけるスロッシング高さからみた地震動

図 19 に示す新潟新発田の石油コンビナート等特別防災区域の約 2km 離れた事業所 (Niigata-E、W) において、タンク側板、ゲージ・ガイドポールに残っている油痕高さ、あるいは衝突したエアフォームダムとラダーとの距離など、一つのタンクで複数箇所測定し、そのうちの最大値をスロッシング最大波高とした。当該事業所は備蓄基地であり、ほぼ同じ諸元を持つタンク群からなるので、同程度のスロッシング高さが期待されたが、固有

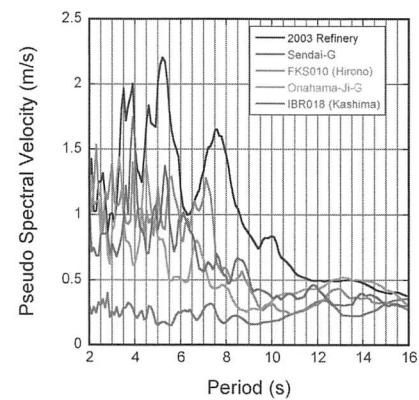


図 18 東北地方太平洋沿岸南部及び茨城県沿岸の特防区域周辺の強震観測点における擬似速度応答スペクトル（減衰 0.5%）



図 19 新潟県新発田石油コンビナート特別防災区域 Niigata-E と Niigata-W との距離は東港を挟んで約 2km、■は消防研究センター設置の地震計、●は新たに設置された地震計位置

周期 10.5 秒付近での石油タンクのスロッシングの最大波高に図 20 に示すような差異が認められた。すなわち、新発田地区のスロッシング最大波高は固有周期約 10.75 秒で 1.2~2.1m 程度にばらつくこと、港の西側の波高 (○) が東側 (●) よりも系統的に大きい。

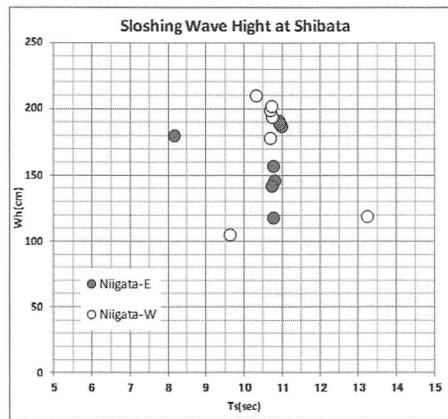


図 20 スロッシング最大波高の計測値(cm)
横軸はスロッシング固有周期

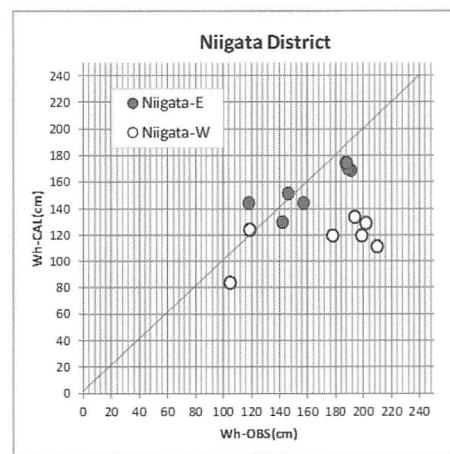


図 21 スロッシング最大波高の観測(Wh-OBS)と2次元応答解析結果(Wh-CAL)との比較

このように地域、タンク諸元が同じであってもスロッシング応答値がばらつくことは過去にも知られており、その要因が不明のままであった。そこで、消防研究センターが Niigata-E の構内に設置していた地震計(図 19 の■)の記録を用いて、3 次モードまで考慮した 2 次元スロッシング応答解析を行った。その結果、Niigata-E 内のタンクのスロッシング波高はよく説明することができた一方で、Niigata-W では約 50% 過小評価となった(図 21)。この解釈として、高々 2km 離れていても、長周期地震動が約 50% 変動することが考えられた。

この推察の確認には、新たな地震計の設置による同時比較観測や地下構造の解明等が考えられるが、いずれもそれなりの費用がかかることから、検討できないままとなっていた。2012 年 8 月末、上記 2 つの地区の間に位置する事業所が、スロッシング対策の一つとして地震計を設置した(図 19 中の●印)。以下では、当該事業所のご厚意により提供を受けた地震動データを用いて、上記推察に関する検討を行う。

観測開始後、東北地方太平洋沖地震の余震域で、2012 年 10 月 2 日 7 時 22 分頃、M6.3 の地震(三陸沖(北緯 39.8 度、東経 143.4 度、深さ 10km) 及び 2012 年 12 月 7 日には三陸沖で M7.4 の地震(北緯 39 度 50 分、東経 143 度 31 分、深さ 10km: 暫定値) が発生した。そこでこの地震による長周期帶域の速度応答スペクトルを比較したところ(図 22)、当該タンクのスロッシング固有周期である 10.5 秒付近では約 20%~50%、地震計新規設置地点の方が大きくなっている。ただし、このことは三陸沖を震源とする場合であって、他震源域にあっては成立するか不明であり、今後とも観測を継続実施することが必要である。

5.2 長周期地震動の広域の空間分布

上述のような非常に狭い範囲での空間変動に加え、広

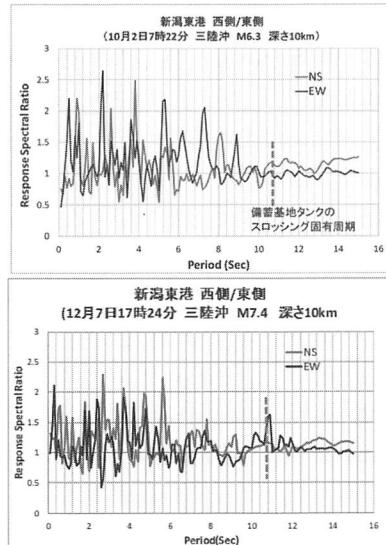


図 22 2012 年 10 月 2 日三陸沖の地震(M6.3)及び 12 月 7 日三陸沖の地震(M7.4)での Niigata-E(東側)に対する地震計新設地(西側)の速度応答スペクトル比

域の伝播特性も興味あるところである。我が国では 1995 年兵庫県南部地震以降、K-NET 等の稠密な強震観測網が整備されたことから、Mw9 という巨大地震の震源域からのやや長周期の波動の変化を検討できる。

図 23³⁾ は、疑似速度応答スペクトルの周期 5~15 秒での最大値を空間補間したもので、従来から揺れやすいとされた地域が大きな値を示しており、この周期帯域では特段の Mw9.0 の特異さは認められない。

図 24 は、東北地方太平洋岸から東京湾岸に至る K-NET 観測点での記録に基づく周期 8 秒の速度応答波形を、時刻を揃えて並べたものである。なお、各波形の振幅はそれぞれの最大振幅で基準化してある。この図から、大凡宮城県から北側では 2 つの波群、南側では 1 つの波群の伝播が認められ。更に関東平野内部に入り東京湾に至る測線では、後続の位相が大きく発達し継続時間

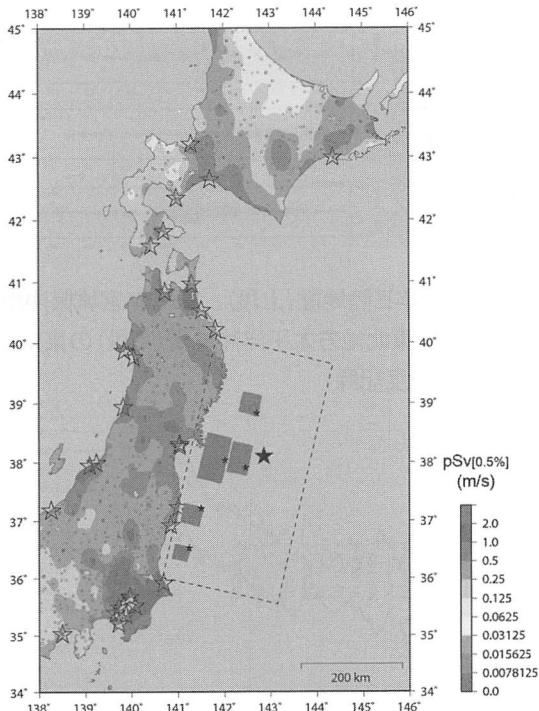


図23 周期5~15秒の0.5%減衰速度応答スペクトル分布³⁾ ☆印：特防災区

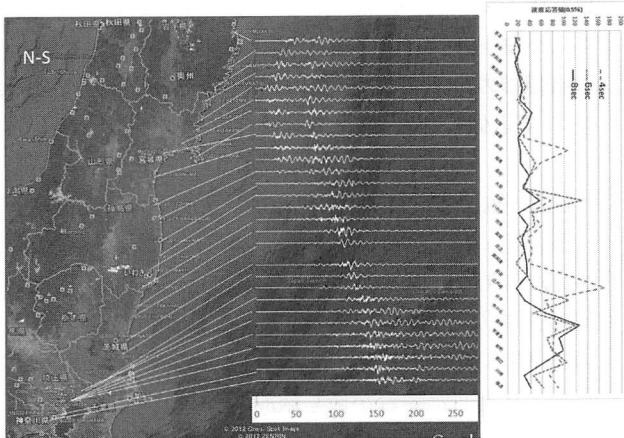


図24 太平洋沿岸～東京湾岸での周期8秒の速度応答波形と周期4, 6, 8秒の速度応答スペクトル値

が長くなっている。更に、周期4, 6, 8秒の速度応答スペクトル値をプロットすると、距離とともに減衰するという一般的に短周期地震動で見られる特徴は持たず、震源からの距離の大きな関東平野、東京湾岸で大きくなっていることが分かる（図24右側）。長周期地震動については、このように地域・周期によって異なった特徴を示すことをよく理解しておく必要がある。

6. 長周期地震動の経験的予測に関する検証

6.1 経験的予測手法の概要

Kudo(1989)⁴⁾は、長周期地震動が主に表面波からなるとし、Love波に対する加速度スペクトルの簡易評価を与

えた。この方法に基づき、座間(1999)⁵⁾は東北日本の太平洋沖で起こった過去の大地震に対して予測したところ、殆どの場合過小評価する事が分かった。そこで、上式等について検討を行った結果、Mと地震モーメント (M_0)との関係が $M \geq 7$ で大きく変わること等がその原因であることを示した。更に、断層パラメータと Mとの関係についての知見に基づき、座間(2000)⁶⁾はこれらの関係を取り込んだ経験式を導出した。

6.2 気象官署に対する予測と実際

過去に東北地方太平洋沖で発生した地震の加速度フーリエスペクトル $F(T)$ と上記経験式との比の平均を $R(T)$ とすると、この地域に発生する海溝型地震 ($M \geq 6.9$) に対しては次式で予測ができる。

$$F(T) = R(T) \cdot 4.8 \cdot 10^{0.3M-15} \exp(-0.001r) / r^{0.5} \quad (3)$$

$R(T)$ については、東北地方太平洋沖を震源とする地震の1930年～1987年に各気象官署で観測された気象庁一倍強震計記録等から求めた。

2011年東北地方太平洋沖地震の地震規模 M と震央距離 r を(3)式に代入して得られる各気象官署での予測スペクトルと観測値との比較を図25に示す。本来、(3)式は遠方近似で点震源を仮定しているものであるが、スペクトルレベル、形状を比較的よく表している。それを見ると、

- ・大阪での予測平均スペクトルはほぼ観測値とよく一致している。
- ・名古屋では予測値のはらつきは小さく、観測値は平均土 σ の中に入っている。ただし、周期6秒付近で観測値が若干大きい。
- ・新潟でもほぼ平均土 σ の中に入っている。周期12秒付近で観測値が大きい。
- ・酒田の観測スペクトルは、広い周期帯で 100cm/s を超えている。予測のはらつきが大きいが、予測平均スペクトルはほぼ観測値を包絡している。
- ・仙台では予測スペクトルのはらつきは小さく、観測値はその中にほぼ入っている。スロッシングが問題となる周期数秒以上では小さいのが特徴的である。
- ・秋田、青森においては、予測スペクトルのはらつきは小さく、観測値はその中にほぼ入っている。
- ・東京においては、周期7秒付近及び周期10秒以上を除けば観測値は大凡平均土 σ に収まっている。周期7秒付近の過小評価については今後検討が必要である。周期10秒以上の観測値とのかい離については、カットオフ周期 T_c が正しく設定されていないことが示唆されるため、次節で検討する。

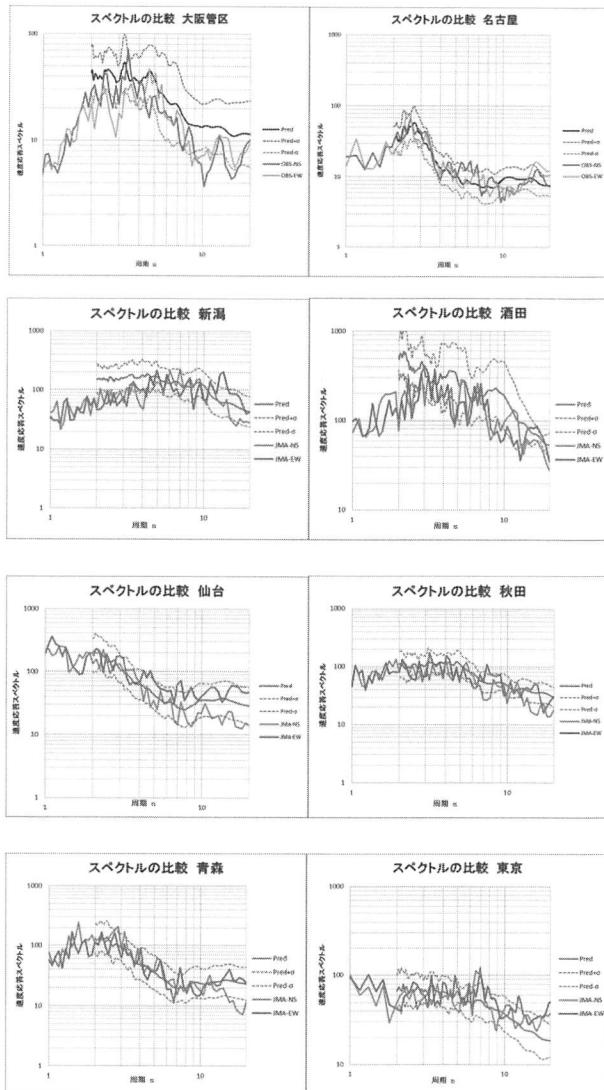


図25 気象官署での観測スペクトルと予測との比較
破線は予測の平均土 σ

6.3 震源スペクトルのスケーリング則に関する検討

震源スペクトル（ここでは加速度フーリエスペクトル＝低減衰速度応答スペクトル）が ω^{-2} モデルに従うとすると、それを規定する①長周期帯域のフラットなレベルと②周期の2乗に逆比例して落ち始めるカットオフ周期 T_c が重要である。①については、マクロ的には地震モーメント、立ち上がり時間、断層長さとMとの経験則を考慮して得られた(3)式から理解できるように、 $10^{0.5M}$ に比例することが期待される。

そこで、今回の震源域とその周辺で発生したMの異なるこれら3つの大きな地震（1933年三陸地震、1978年宮城県沖地震、2011年東北地方太平洋沖地震）の東京大手町の記録を取り上げる（図26）。伝播経路の影響を小さくして、この関係を見るために、各地震間のスペクトル比（2011/1978、1933/1978、2011/1933）をとって比較した（図27）。なお、1933年三陸地震のMについては、7.9

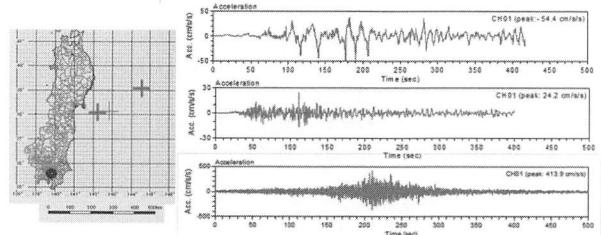


図26 1933年三陸地震（上段）、1978年宮城県沖地震（中段）、2011年東北地方太平洋沖地震（下段）の東京（大手町）での加速度記録

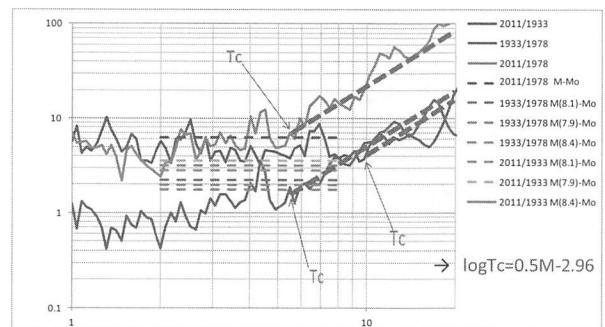


図27 1933年三陸地震、1978年宮城県沖地震、2011年東北地方太平洋沖地震間のスペクトル比と式(3)に基づくスペクトル比

太破線はカットオフ周期以上の周期での各スペクトル比を T^2 で近似したもの

（風神・他, 2003）⁶⁾、8.1（気象庁）、8.4（Kanamori, 1977）⁷⁾があるのでそれぞれ示してある。これによれば、2011/1978は周期3から6秒付近でMの違いから期待される比率(6.3)でほぼ近似できる。2011/1933および1933/1978については、周期数秒では1933年三陸地震のMを7.9とした場合が最も観測スペクトル比に近い。

②のカットオフ周期については、各スペクトル比が周期の2乗で増大し始める周期を T_c （みかけ）とすると、

$$\log T_c = 0.5M - 2.96 \quad (4)$$

この値は従来の関係式と比べて小さな T_c を与えるので、予測精度に与える影響が大きいと思われる。因みに、従前、座間(2000)および上述の T_c を用いた時の式(4)を用いた時のM7.4に対するM9.0地震の予測スペクトルの比を求めるに、図28となって T_c 以上の周期では前2者は実際とは大きくかい離することが分かる。ただし、ここで議論は、東北地方太平洋沖を震源とする大地震のみかけの T_c についてであり、Mが7程度より小さな地震、他の震源域の地震、他観測点で成り立つか不明であり、今後の継続的検討が望まれる。

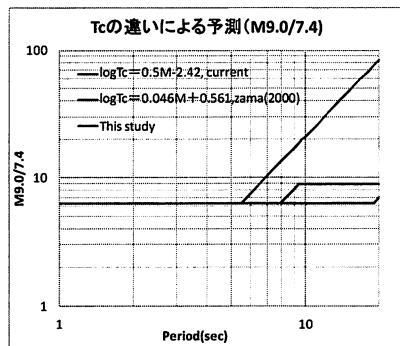


図28 M7.4地震に対するM9.0地震の T_c の定義の違いによる予測スペクトル比

6.4 セグメント化した時の地震動スペクトルの重ね合わせの予測結果

上述の予測式は、地震の規模と震央距離を用いるだけの距離減衰式ではあるが、予測値は観測値を概ね説明している。今回のM9.0という規模は事前には想定できていなかったことを考えると、それぞれのセグメントが震源域となった場合の予測値への寄与を見ることは興味深い。

そこで、地震本部が示している東北地方太平洋沖のセグメント毎に震央(ほぼ中央)と期待地震規模を与えて寄与を比較した(図29, 30)。

東京の場合、本震Mw9.0と各セグメントからの寄与の合計の相違は、周期周期8秒以上で現れてくる。これは T_c によるものであろう。宮城県沖+海溝寄りの地震の寄与が最も大きいが、単独では観測値の半分かそれ以下であり、それぞれの寄与がある。

一方、酒田の場合には茨城や福島県沖の地震の寄与は相対的に低く(この一帯をおなじ地体構造区分にしているため、実際は不明)、宮城県沖、三陸沖の地震が同程度に大きく寄与し、この2地震で今回のスペクトルをほぼ説明する。

これらから、Mw9地震級による長周期地震動スペクトルは地震本部等のセグメント化された震源域を持つ地震をベースに重ね合わせることで評価できる可能性がある。

7. 発生が懸念されている巨大地震による長周期地震動

南海トラフ巨大地震に対して、例えば文献8)では、最大級地震を想定し、41ケースの震源モデルについて長周期地震動(周期3~20秒)の計算を行っている。これは震源パラメータの感度解析に当たるものと考えられ、例えば東京には深部セグメントや破壊開始点の影響が大きいことが示されており、5%減衰で速度応答が500cm/sを超える場合もある。同様の試みを東北地方太平洋沖地震に対して行っており、観測スペクトルは計算値のばらつきの中にはぼ収まっているが、K-NET TKY007(新宿)では過大評価となっているとの検証がなされている。

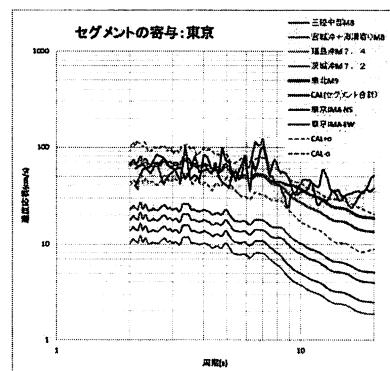


図29 東京に対する各セグメントの地震からの寄与

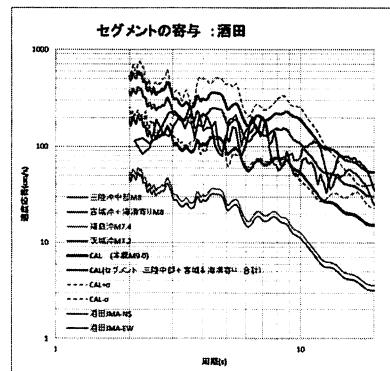


図30 酒田に対する各セグメントの地震からの寄与

因みに、南海トラフ巨大地震による長周期地震動が極めて強いとされることに関し、JMA 東京に対して経験的に求めた式(3)での $R(T)$ を東北地方太平洋沖と伊豆周辺の地震について比較すると、図31に示す通り同じ規模と距離の地震では周期9秒付近で10倍以上の違いがある。なお、参考のために1944年東南海地震の東京での地震動を図32に示す。周期8秒~10秒で約100gal·secであり、“うまく”他地震と連動すると現行の消防法令基準の0.5%減衰速度応答スペクトル換算値約200cm/sを上回ることが予想される。

8. おわりに

Mw9.0という超巨大地震によって励起された周期数秒から10秒付近までのやや長周期帯域での地震動強さは、2003年十勝沖地震を受けて改正された告示スペクトル(0.5%減衰で最大約200cm/s)をほぼ下回るものであった。この帯域の地震動は主に表面波からなり、震源特性に加え伝播特性(地下構造の影響)が地震動の強さに大きく影響する。今後の発生が危惧されている南海トラフ沿いの巨大地震に対しては、M8クラスでも今回の地震動レベル以上となることも考えられ⁸⁾、対策を考える立場からすると、地震動予測の信頼性に関する検討が強く望まれる。

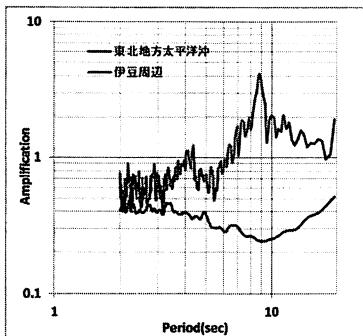


図 31 東北地方太平洋沖の地震と伊豆周辺の地震に対する東京でのR(T)の比較

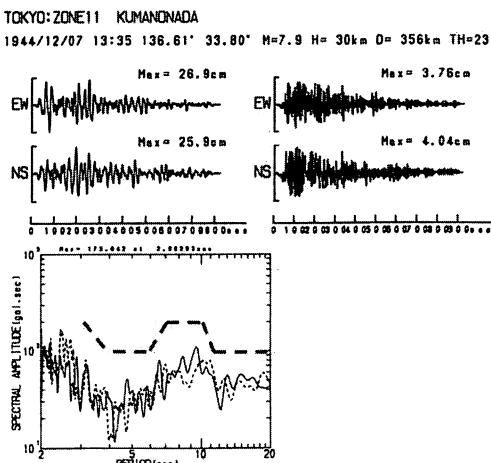


図 32 1944 年東南海地震の東京での記録

右上：CMO 地震計の読み取り波形(変位) 左上：CMO の公称地震計定数を用いて変換した地動変位 左下：加速度フーリエスペクトル 破線は東京湾岸に対する消防法令での基準スペクトル

謝 辞

本稿では、防災科学技術研究所の K-NET 及び KiK-net 並びに国土交通省港湾局・港湾空港技術研究所の港湾地域強震観測による強震記録、(株) 海洋運輸による強震観測データ、元地震研究所吉沢静代氏提供の 1933 年三陸地震、1978 年宮城県沖地震の東京での数値化データを利用させて頂きました。石油タンクの被害調査等では消防庁消防研究センター、関係消防本部に大変お世話になりました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 消防庁：東日本大震災を踏まえた危険物施設等の地震・津波対策のあり方に係る検討会屋外タンク貯蔵所等分科会、2011
http://www.fdma.go.jp/neuter/about/shingi_kento/jishin_tsunamitanku/01/1-4.pdf
- 2) 消防庁消防研究センター：平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震の被害及び消防活動に関する調査報告

書(第 1 報)、2011

http://nrfd.fdma.go.jp/publication/gijutsushiryo/gijutsushiryo_81_120/index.html

3) Hatayama, K. : Sloshing Damage to Oil Storage Tanks due to Long-Period Strong Ground Motions during the 2011 Tohoku, Japan Earthquake, Handout of the 10th International Workshop on Seismic Microzoning and Risk Reduction, 2013.

4) Kudo, K. : Significance of long-period strong Motion in seismic risk evaluation, Proc. 4th Int. Symp. on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk., pp.433-439 (1989)

4) 座間信作：東北日本東方沖の地震によるやや長周期地震動特性、消防研究所報告、88, pp.11-24 (1999)

5) 座間信作：やや長周期帯域における加速度スペクトルの半経験的表現、消防研究所報告、89, pp.1-10 (2000).

6) 風神朋枝, 谷岡勇市郎, 菊地正幸:日本海溝アウターライズで発生した 1933 年昭和三陸地震の震源過程、地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会、S052-003 (2003)

7) Kanamori, H. : The Energy Release in Great Earthquakes, J. Geophys. Res. 82, pp.2981-2987 (1977)

8) 文部科学省研究開発局、独立行政法人防災科学技術研究所:平成 24 年度長周期地震動予測地図作成等支援事業成果報告書、H25. 3

http://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/choshuki_shien/h24/index.htm

4. 来るべき巨大地震に備えて

新たな南海トラフ沿いの巨大地震の震源像と長周期地震動

NEW SOURCE MODELS OF NANKAI TROUGH MEGA-EARTHQUAKE AND LONG-PERIOD GROUND MOTIONS CAUSED BY THEM

森川信之*, 前田宜浩*, 青井真*, 藤原広行*

Nobuyuki MORIKAWA, Takahiro MAEDA, Shin AOI, Hiroyuki FUJIWARA

After the 2011 Tohoku-oki earthquake, new source models of Nankai trough earthquake whose magnitude is about 9 have been evaluated by the Central Disaster Management Council and Headquarters for Earthquake Research Committee (HERP). In addition, long-period evaluation by HERP shows that the occurrence pattern of past Nankai trough mega-earthquake was much variety. Based on the new evaluations, we calculate long-period ground motions for the anticipated Nankai Trough megathrust earthquake in southwest Japan. To understand a variation of long-period ground motions caused by the uncertainty of source model, we perform a finite difference simulation using 104 source models assuming various possible source parameters including rupture area, asperity configuration, and hypocenter location. Simulated waveforms and response spectra show a large variation at a site. It is important to consider how to account for the large variation of the simulation results in the seismic hazard assessment.

1. はじめに

南海トラフでは、過去にマグニチュード（以下、M）8程度以上の巨大地震が、おおむね100から200年の間隔で発生していることが知られている。直近の地震である1944年の昭和東南海地震（M7.9）、および1946年の昭和南海地震（M8.1）の発生からすでに70年近くが経過していることに加え、昭和の地震の規模が過去の地震と比べて小さかったことから、次の南海トラフの巨大地震は今世紀前半に発生することも懸念されている。

そのような中、平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震（M9.0）の発生を受けて、M9クラスの超巨大地震が南海トラフ沿いでも発生する可能性がゼロではないことが言われるようになってきた。ここでは、以上の背景を踏まえ、M9クラスまで含む南海トラフの地震を対象とした長周期（3～20秒）地震動に関する検討事例を課題も含めて紹介する。

2. 南海トラフ沿いの巨大地震

2.1 従来（東北地方太平洋沖地震以前）の震源像

2001年に公表された地震調査研究推進本部地震調査委員会（以下、地震本部）の「南海トラフの地震の長期評価」¹⁾では、高知県の足摺岬沖から和歌山県の潮岬沖の領域で発生する南海地震（図1の領域X）と潮岬沖から静岡県の浜名湖沖の領域（図1の領域Y）で発生する東南海地震がそれぞれ別々に評価されていた。具体的には、南海地震はマグニチュード（M）8.4前後で（2001年1月から）今後30年内の発生確率が40%程度、東南海地震はM8.1前後で今後30年内の発生確率が50%程度という評価であった。しかしながら、両地震が同時に発生する場合については、規模がM8.5前後となることに言及され

ているのみであった。これらは、主に歴史地震の記録等により過去数百年間で確認された地震活動から、「ほぼ同じ領域で同様の規模の地震が繰返し発生する」という固有地震モデルに基づいて、次にもっとも起り得る地震として評価がなされていた。

一方、中央防災会議では、大地震発生の切迫性が高いといわれている東海地震（図1の領域Z）について、平成15年（2003年）に震源域の見直しとそれに基づく被害想定が行われ²⁾、さらに、東南海、南海地震の被害想定において、参考であるものの、想定東海地震、東南海地震、南海地震の震源域が同時に破壊される場合について示されていた³⁾。結果として、東北地方太平洋沖地震以前の南海トラフ沿いの巨大地震は、

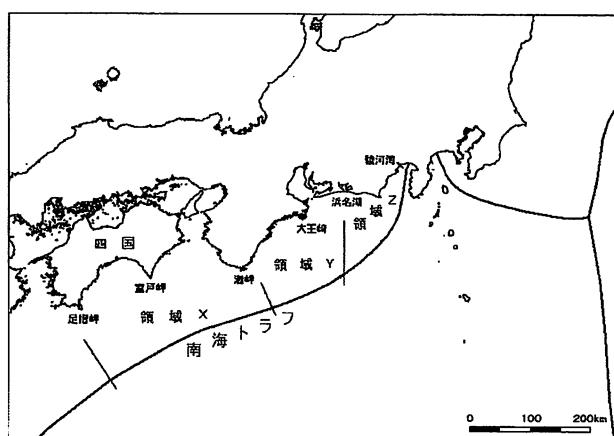


図1 従来の南海トラフの震源域¹⁾

*独立行政法人防災科学技術研究所

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

- ①想定東海、東南海、南海の3領域が同時に破壊
- ②東南海、南海の2領域が同時に破壊
- ③想定東海と東南海の領域が同時に破壊
- ④東南海地震が単独で発生
- ⑤南海地震が単独で発生
- ⑥想定東海地震が単独で発生

の6通りの震源域でほぼ表されていた状況であった。

2.2 新たな震源像

東北地方太平洋沖地震のような日本海溝沿いで発生するM9クラスの巨大地震は、過去数百年間の活動では確認されていなかった^{4),5)}。実際には、869年貞觀地震が地震本部の長期評価がなされている地震の規模よりも大きかったという指摘はされていたものの、推定されていた規模は東北地方太平洋沖地震よりは小さかった⁶⁾。

このようなことから、過去に発生したことが確認されていない地震についても、科学的根拠に基づいて各領域で起こり得る最大クラスの地震について検

討する方針が示された^{4),5)}。南海トラフの地震については、最近の南海トラフ地域に関する調査・研究の成果や東北地方太平洋沖地震による知見に基づいて、従来の最大クラス（上記①）の領域に対して東側以外すべてが拡張され、従来想定されていたよりも大きなM9クラスの地震の震源域が提示されるに至った^{6),7)}。

地震本部による新しい南海トラフの地震の長期評価⁷⁾では、過去の地震活動（図2）について、従来考えられてきた固有地震モデルが必ずしも成立しておらず多様性を考慮した形となっている。また、個々の震源域ごとに評価されていた発生確率についても、2013年1月から今後30年以内に南海トラフ全体で1つまたは複数のM8～9の巨大地震が発生する確率として、60～70%という評価となっている。ただし、この中には最大級であるM9の地震も含まれているが、「その発生頻度は100～200年の間隔で繰り返し発生している大地震に比べ、一桁以上低いと考えられる。」と述べられていることも留意するべきである。

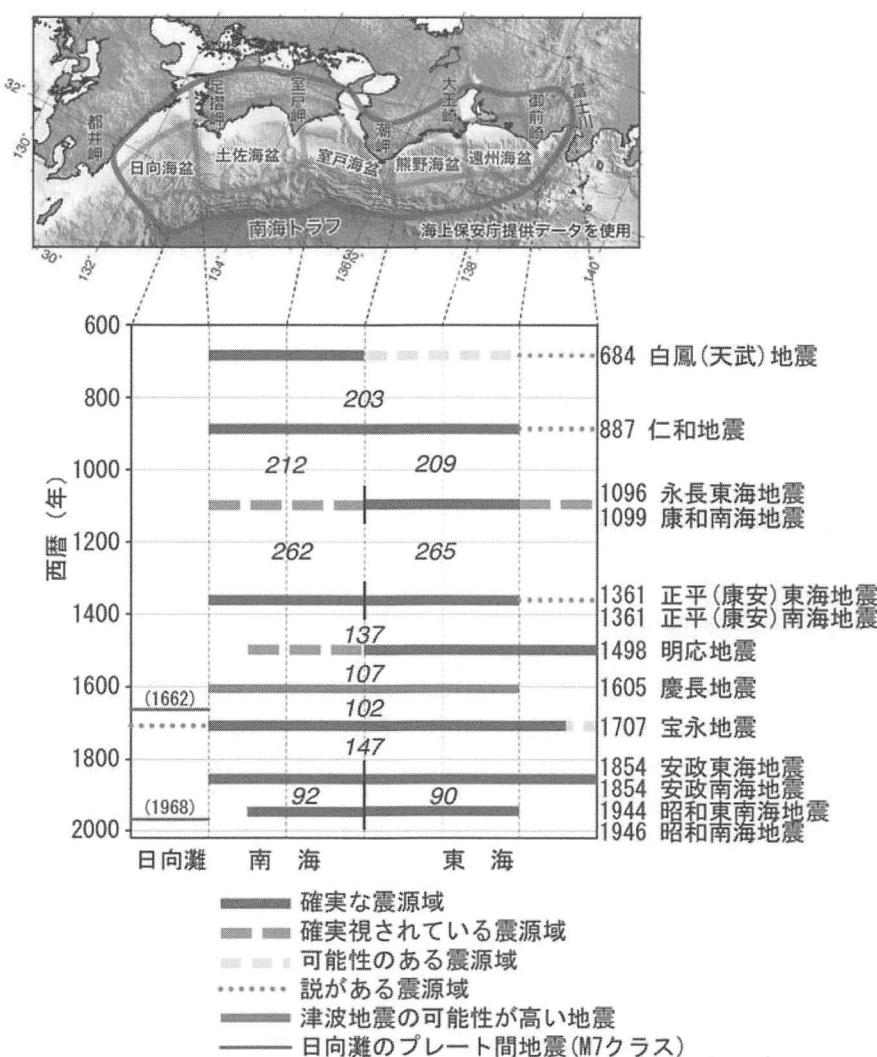


図2 過去に発生した南海トラフの巨大地震の時空間分布¹⁾

3. 長周期地震動シミュレーション

2.1 節で述べた従来の震源モデルや 2.2 節で述べた最大クラスの地震に対する震度分布の推定結果はすでに公表されている^{3), 8)}。一方で、南海トラフの巨大地震では、東京、名古屋、大阪といった高層建築物が集中する大都市に大きな影響を及ぼすことから、長周期地震動による大きな被害が懸念される。したがって、南海トラフの巨大地震による長周期地震動を評価することはきわめて重要である。しかしながら、先に述べた震源域の多様性に加えて、震源断層上の破壊開始点位置やアスペリティ（または強震動生成域）の配置の不確実性が大きい。そのため、一つの「シナリオ」に特定した地震動シミュレーションの結果のみを示すよりも、南海トラフの地震による長周期地震動の大きさがどのような幅になるかを示すことがより重要である。そこで、これらのパラメータの不確実性を考慮した多数の震源モデルを作成し、長周期地震動シミュレーションを行う。

なお、本章の内容は主に文献 9), 10) に基づくものである。

3.1 最大クラスの地震の震源モデル

長周期地震動シミュレーションを行うため、地震本部による「レシピ」¹¹⁾にしたがって特性能化震源モデルを設定する。ここでは、最大クラスの地震に関する震源モデルについて述べる。本稿で結果を示す他の震源モデルについては文献¹⁰⁾を参照されたい。

震源域全体の設定として、一つのセグメントとする場合 [m1] とプレート境界面の深さ約 10km を境界として浅部と深部の二つのセグメントに分割する場合 [m2] の二通りを考える。両者で全体の地震モーメントは変わらないが、浅部に配分される地震モーメントが m1 では大きくなる。破壊開始点については、西側 [w]、中央付近 [c]、東側 [e] の三通りとした。

プレート境界深さが約 10km より深い深部セグメントに関しては、強震動生成域に相当するアスペリティを配置する。内閣府の強震断層モデル⁸⁾を参照するモデルに加えて、それよりも小さい強震動生成域を有する以下の複数のパターンについて検討した。

[CDMC] : 強震断層モデル⁸⁾ 参照

[20x20] : 20km × 20km のみ

[30x30] : 30km × 30km のみ

[40x40] : 40km × 40km のみ

[20-30-40] : 20km × 20km, 30km × 30km,
40km × 40km の三種類

[20-40] : 20km × 20km, 40km × 40km の二種類

ここで、アスペリティ総面積は震源域面積の 20% としており、[CDMC] モデルについても内閣府のモデルにおける位置や形状を参考しながら大きさを調整している。震源域の S 波速度 (Vs) と密度 (ρ) はそれぞれ 3800m/s と 2800km/m³、破壊伝播速度 (Vr) は S 波速度の約 72% (2700m/s) で固定し、震源時間

関数は中村・宮武¹²⁾を用いる。

プレート境界深さが約 10km 以浅の浅部セグメントに関しては、大すべり域に相当するアスペリティを一つ配置する。本検討では東南海地震の震源域の沖のみの配置とした。この領域については、津波の励起には大きく寄与するが、地震動の励起には寄与しない、いわゆる津波地震を引き起こす領域とする考えがある。そこで、深部と同様に地震動を強く励起する場合と、地震動の励起が弱い場合を考える。そのための震源パラメータの設定として、震源域の物性値を変えるモデル

[p1] : Vs 3800 m/s, ρ 2800 kg/m³, Vr 2700 m/s

[p2] : Vs 3800 m/s, ρ 2800 kg/m³, Vr 2300 m/s

[p3] : Vs 3200 m/s, ρ 2650 kg/m³, Vr 2300 m/s
ならびに、震源時間関数を変えるモデル

[nm] : 中村・宮武¹²⁾ (深部と同じ)

[box] : 箱形関数 (すべり速度 1 m/s)

を設定した。

以上により設定された震源パラメータを表 1 に、震源モデルのアスペリティおよび破壊開始点の配置を図 3 に示す。なお、本検討ではあくまで震源の不確実性の一部しか考慮されておらず、また、震源断層全体の平均応力降下量をプレート境界地震の平均的な値である 3MPa を仮定している¹³⁾ことにより、内閣府による地震モーメントの値⁶⁾と異なっている。

3.2 地下構造モデルと計算手法

地震動シミュレーションのための地下構造モデルは、地震本部から公開されている「全国 1 次地下構造モデル（暫定版）」¹⁴⁾を用いる。ただし、計算を安定させるため、第 1 層 (Vs 350 m/s) の物性値を第 2 層 (Vs 500 m/s) に置き換え、地表付近の層厚が 50m 以下の層は除去した。

地震動シミュレーション計算には不連続格子の差分法¹⁵⁾を用いた。具体的には GMS¹⁶⁾により行った。本検討で対象とした周期帯は 3~20 秒となっている。

3.3 最大クラスの地震に関する結果

最大クラスの地震に関する地震動シミュレーション結果について、大阪府庁 (OSK) と東京都庁 (TKY) における速度波形および減衰定数 5% の速度応答スペクトルを例として図 4 および図 5 にそれぞれ示す。

浅部セグメントの影響は、大阪では東側から破壊が始まる場合に（例えば、CDMC_m1_p1_e）、東京では西側または中央付近から破壊が始まる場合に（例えば、CDMC_m1_p1_c）後続波群として現れている。また、[m2] と比べて浅部領域に大きな地震モーメントが配分されている [m1] の方が後続波群の振幅が大きくなる傾向が見られる。ただし、箱型の震源時間関数を用いたり（例えば、m1_p1_box）、破壊伝播速度を遅くする（例えば、m1_p3）ことで後続波群の振幅が小さくなっている。

東京では、破壊が西側または中央付近から始まる

表1 震源パラメータ^{9), 10)}

巨視的パラメータ

断層面積 S (km ²)	144030
地震モーメント M ₀ (Nm)	6.73 × 10 ²²
モーメントマグニチュード M _w	9.2
平均応力降下量 Δσ (MPa)	3.0

微視的パラメータ

アスペリティ (背景領域)	個数	面積 km ²	すべり量	Mo	Δσ	すべり量	Mo	Δσ
			m	Nm	MPa	m	Nm	MPa
			m1	m2	p1, p2, p3			

20x20

深部	TF011-a	55	400	14.7	2.38E+20	15.0	28.4	4.59E+20	19.2
	TF011-off		88360	8.1	2.8945E+22	0.6	9.1	3.2342E+22	0.5
浅部	TF100-a		6734	60.4	1.6447E+22	15.0	15.7	23.4	4.271E+21
	TF100-off		26936	8.1	8.824E+21	0.6	5.0	7.4	5.436E+21

30x30

深部	TF011-a	24	900	18.0	6.55E+20	15.2	28.4	1.034E+21	19.6
	TF011-off		88760	8.2	2.9291E+22	0.8	9.1	3.2801E+22	0.8
浅部	TF100-a	1	6734	49.2	1.3409E+22	15.2	15.7	23.4	4.271E+21
	TF100-off		26936	8.2	8.889E+21	0.8	5.0	7.4	5.436E+21

40x40

深部	TF011-a	14	1600	20.5	1.323E+21	14.8	28.4	1.837E+21	18.9
	TF011-off		87960	8.0	2.8600E+22	0.9	9.0	3.1882E+22	1.0
浅部	TF100-a	1	6734	42.0	1.1427E+22	14.8	15.7	23.4	4.271E+21
	TF100-off		26936	8.0	8.758E+21	0.9	5.0	7.4	5.436E+21

20-40

深部	TF011-a1	6	1600	24.7	1.596E+21	15.0	39.5	2.558E+21	19.2
	TF011-a2	31	400	12.3	2.00E+20	15.0	19.8	3.20E+20	19.2
	TF011-off		88360	8.1	2.8945E+22	0.7	9.1	3.2342E+22	0.7
浅部	TF100-a	1	6734	50.6	1.3782E+22	15.0	15.7	23.4	4.271E+21
	TF100-off		26936	8.1	8.824E+21	0.7	5.0	7.4	5.436E+21

20-30-40

深部	TF011-a1	6	1600	23.4	1.513E+21	15.1	35.9	2.323E+21	19.3
	TF011-a2	7	900	17.5	6.38E+20	15.1	26.9	9.80E+20	19.3
	TF011-a3	15	400	11.7	1.89E+20	15.1	18.0	2.90E+20	19.3
	TF011-off		88460	8.1	2.9032E+22	0.8	9.1	3.2456E+22	0.8
浅部	TF100-a	1	6734	48.0	1.3061E+22	15.1	15.7	23.4	4.271E+21
	TF100-off		26936	8.1	8.840E+21	0.8	5.0	7.4	5.436E+21

CDMC

深部	TA011-a	2	1905	20.4	1.575E+21	15.0	27.1	2.085E+21	19.2
	AM011-a	2	2822	24.9	2.839E+21	15.0	32.9	3.759E+21	19.2
	MS011-a1		3527	27.8	3.968E+21	15.0	36.8	5.253E+21	19.2
	MS011-a2		1587	18.7	1.198E+21	15.0	24.7	1.586E+21	19.2
	SD011-a	2	1471	18.0	1.069E+21	15.0	23.8	1.415E+21	19.2
	DO011-a	2	1471	18.0	1.069E+21	15.0	23.8	1.415E+21	19.2
	OF011-a	2	789	13.2	4.20E+20	15.0	17.4	5.56E+20	19.2
	TF011-off		88330	8.1	2.8919E+22	1.0	9.0	3.2310E+22	1.2
浅部	TF100-a		6734	38.4	1.0467E+22	15.0	15.7	23.4	4.271E+21
	TF100-off		26936	8.1	8.819E+21	1.0	5.0	7.4	5.436E+21

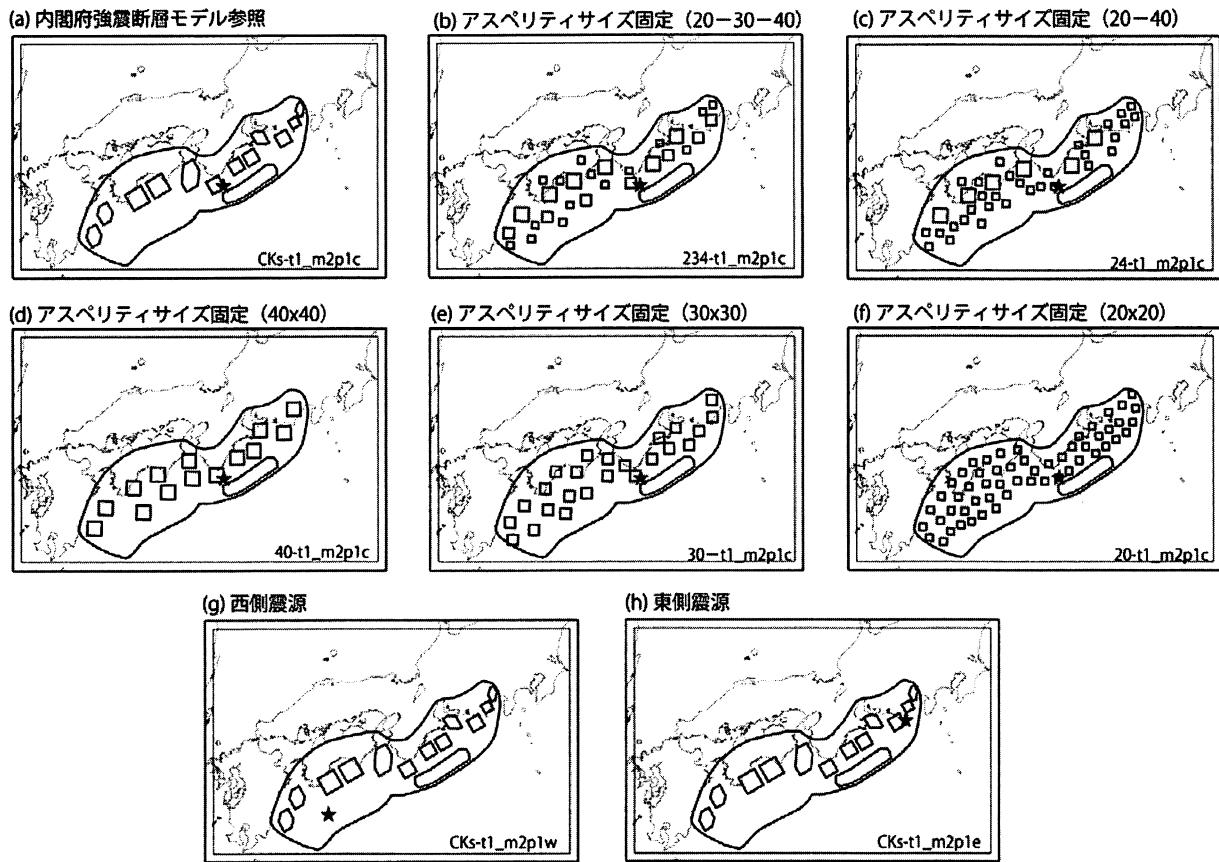


図3 アスペリティ配置および破壊開始点位置⁹⁾

場合に最大振幅が非常に大きい場合も見られ、破壊が東側から始まる場合は明らかに振幅が小さい。これは、破壊の進行方向にあたる場合に、フォワードディレクティビティの影響により各アスペリティからの寄与が効率良く重なり合ったためと考えられる。このことは、アスペリティの配置の違いにより、波形が変わることにも影響している。

3.4 従来のモデルも含めた結果の比較

図6に最大クラス未満の震源モデルによる地震動シミュレーション結果について、減衰定数5%の速度応答スペクトルを示す。図5と比べると振幅が小さい結果がほとんどである。図6では、個々の領域が単独で発生する場合から四つの領域が連動する場合までが考慮されており、様々な規模の地震が含まれていることにより、ばらつきは大きくなっている。

図7に、最大速度および減衰定数5%の速度応答スペクトルの周期5秒、7秒および10秒の4つの地震動強さ指標についてのヒストグラムを示す。ここでは、(a)は各領域単独の地震、(b)は二つの領域の同時破壊による地震、(c)は三つの領域の同時破壊による地震、(d)は四つの領域の同時破壊による地震、(e)は最大クラスの地震、の5つのグループに分けている。図7には、長周期地震動予測地図の試作版^{14),17)}による値もあわせて示しているが、グループ(a)の

範囲に含まれており、本検討のシミュレーションからは、少なくとも(a)に関しては妥当な結果が得られていると言える。

本検討の(a)～(d)と(e)では震源モデルの設定方法に違いがあるため厳密ではないものの¹⁰⁾、図7からは震源域が拡がるほど振幅が大きくなるだけでなくばらつきも大きくなっており、一部ではきわめて大きな振幅が計算されていることが分かる。一方で、「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」⁷⁾でも述べられているように、規模の大きな地震ほど発生頻度は低く、最大クラスの地震は、「南海トラフの巨大地震」の数十回あるいは数百回に一度起こるかどうかという地震である。(a)や(b)のグループの地震への対策は最低限必要であるが、最大クラスのようなきわめて稀な地震にどのように対処していくか、今後大きな問題となってくる。

4.まとめと今後の課題

東北地方太平洋沖地震を受けて、これまで経験したことがないような規模の地震まで考慮されるようになり、南海トラフの地震についてもM9クラスの超巨大地震が発生する可能性が指摘されるようになった。それにともない、これまで想定されなかつたようなきわめて大きな地震動もシミュレーション結果として示される可能性が出てきている。一方で、

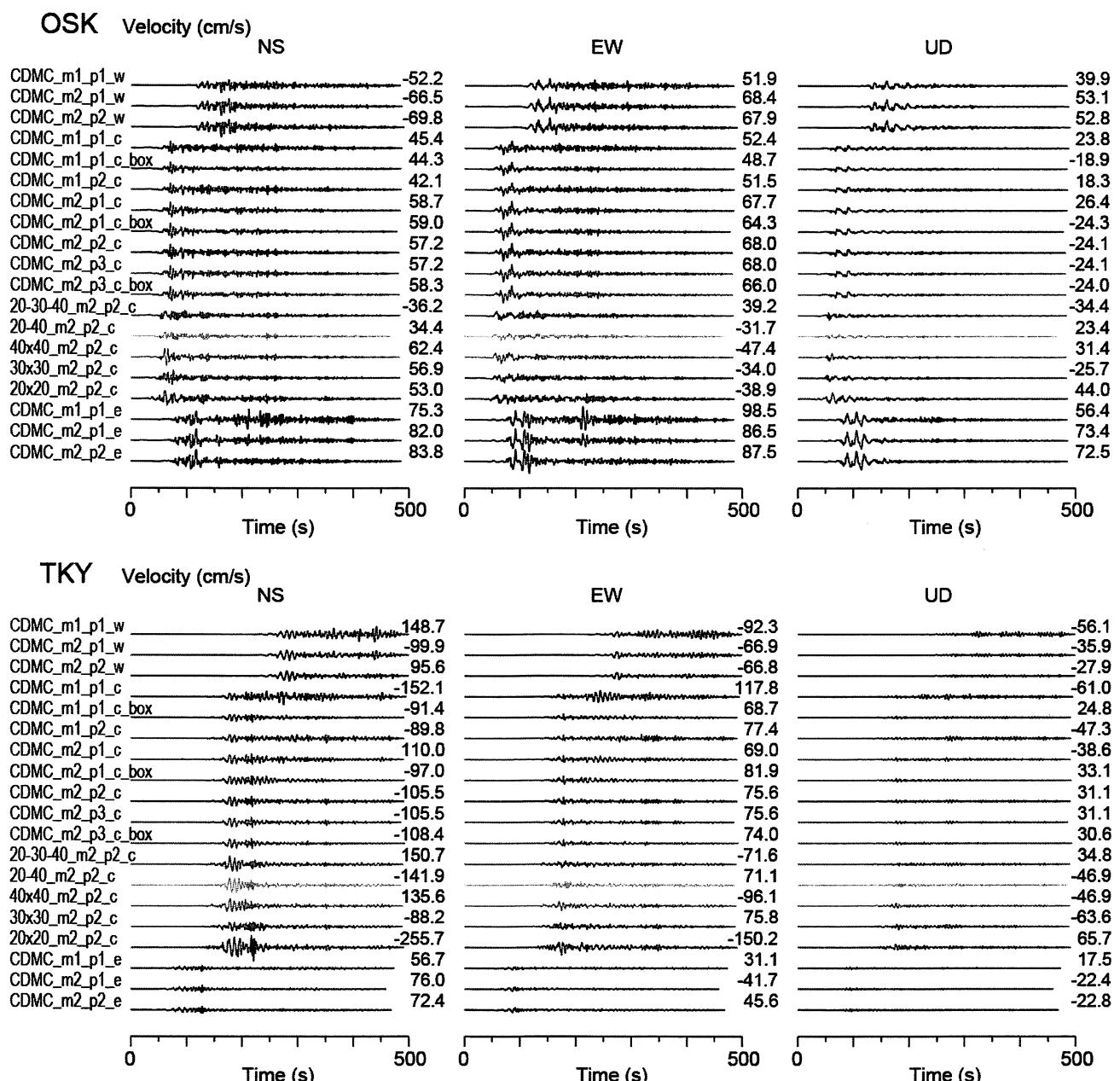


図4 計算された速度波形の例（上段：大阪、下段、東京）¹⁰⁾

M9 クラスの地震に関する知見は不十分であり、不確実性が多く残されている。従って今後は、特定のシナリオに基づく評価ではなく、不確実性を考慮したハザード評価を実施することが重要である。

謝辞

本検討は文部科学省の「長周期地震動予測地図作成等支援事業」による。

参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：南海トラフの地震の長期評価について，http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01sep_nankai/index.htm, 2001.9.
- 2) 中央防災会議「東海地震対策専門調査会」事務局（内閣府（防災担当））：東海地震に係る被害想定結果について，<http://www.bousai.go.jp/jishin/tokai/pdf/kisha.pdf>, 2003.3.
- 3) 中央防災会議事務局：中央防災会議「東南海、南海地震等に関する専門調査会」東南海、南海地震の被害想定について，http://www.bousai.go.jp/jishin/tonankai_nankai/pdf/siryou2.pdf, 2003.9.
- 4) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：東北地方太平洋沖地震に伴う長期評価に関する対応，http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11jun_chouki/taiou.pdf, 2011.6.
- 5) 中央防災会議：東北地方太平洋沖地震を教訓とした

- 地震・津波対策に関する専門調査会報告, <http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chousakai/tohokukyokun/pdf/houku.pdf>, 2011.9.
- 6) 南海トラフの巨大地震モデル検討会（内閣府）：南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ, http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/chukan_matome.pdf, 2011.12.
 - 7) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：南海トラフの地震の地震活動の長期評価（第二版）について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/13may_nankai/index.htm, 2013.5.
 - 8) 南海トラフの巨大地震モデル検討会：南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について（第一次報告）, http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/1st_report.pdf, 2012.3.
 - 9) 文部科学省研究開発局・防災科学技術研究所, 平成24年度長周期地震動予測地図作成等支援事業成果報告書, 2013.3.
 - 10) Maeda, T., N. Morikawa, A. Iwaki, S. Aoi and H. Fujiwara, Finite-Difference Simulation of Long-Period Ground Motion for Nankai Trough Megathrust Earthquakes, J. Disaster Research, Vol.8, No.5, 912-925, 2013.
 - 11) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）, 全国地震動予測地図技術報告書（2009）付録3, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf 2009.12.
 - 12) 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の滑り速度時間関数の近似式, 地震, 2, 53, 1-9, 2000.
 - 13) Kanamori, H. and D. L. Anderson, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073-1095, 1975..
 - 14) 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「長周期地震動予測地図」2012年試作版, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/index.htm, 2012.
 - 15) Aoi, S. and H. Fujiwara, 3-D finite difference method using discontinuous grids, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 918-930, 1999.
 - 16) 青井真・早川俊彦・藤原広行, 地震動シミュレータ-GMS, 物理探査, 57, 651-666, 2004.
 - 17) 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「長周期地震動予測地図」2009年試作版, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/index.htm, 2009.

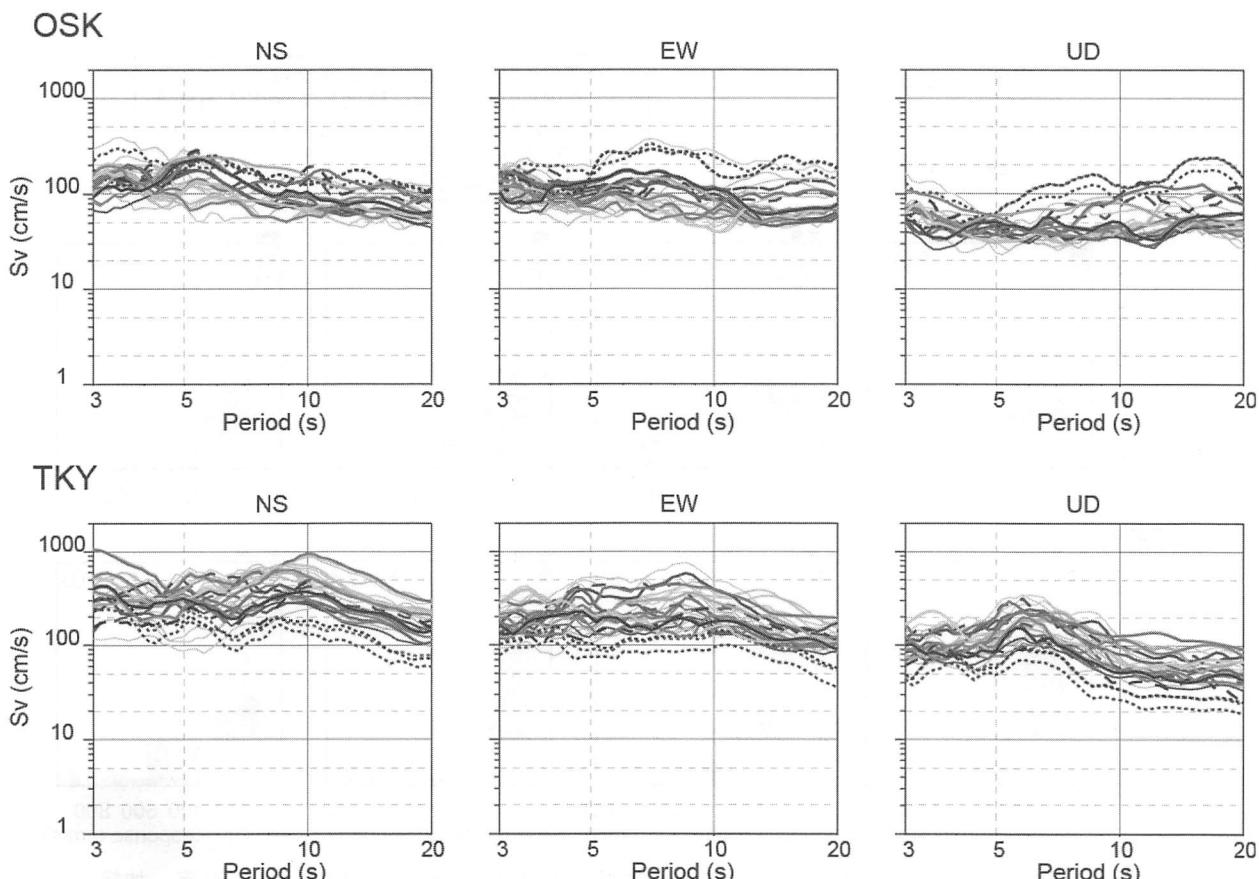


図5 計算された速度応答スペクトルの例（減衰定数5%）¹⁰⁾

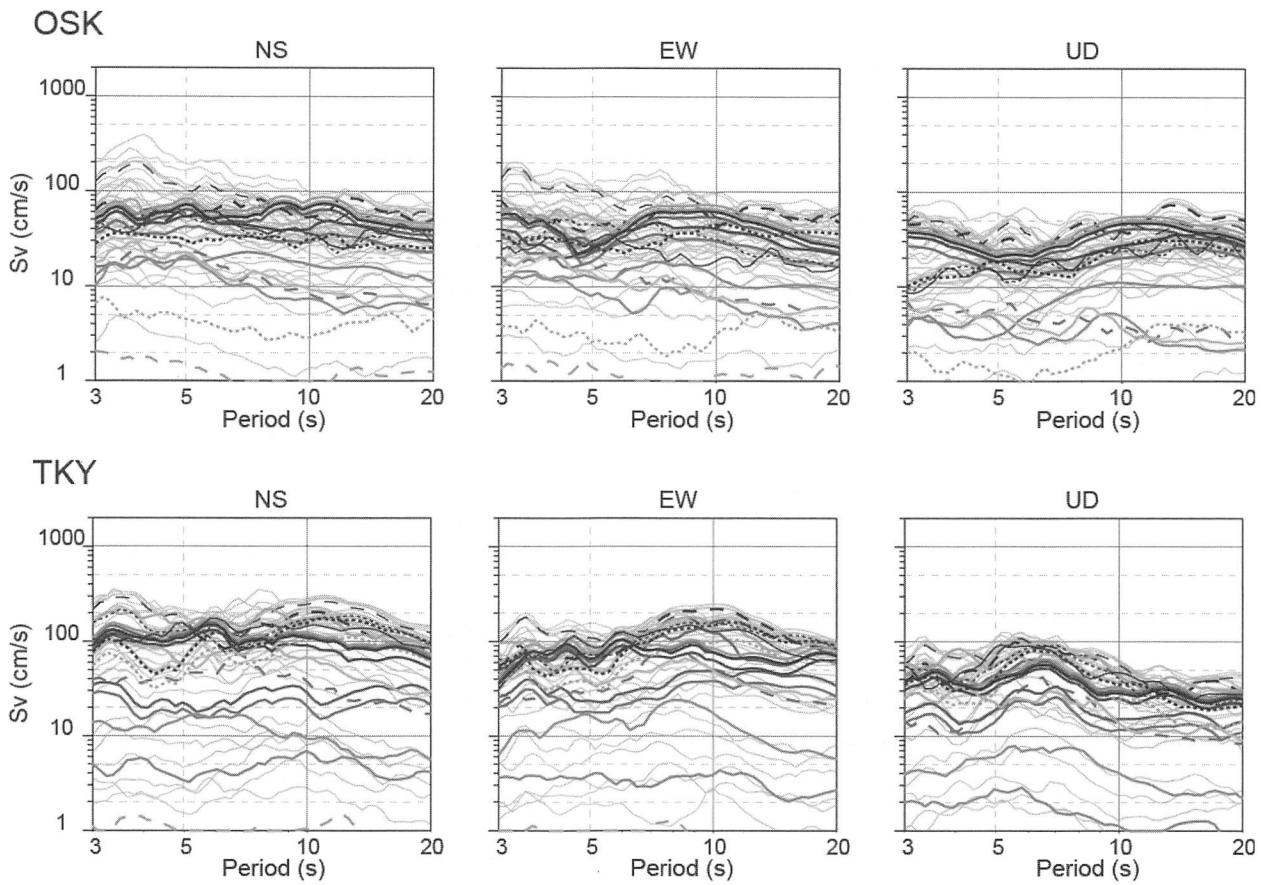


図 6 最大クラスの地震以外の結果の例（減衰定数 5% の速度応答スペクトル）¹⁰⁾

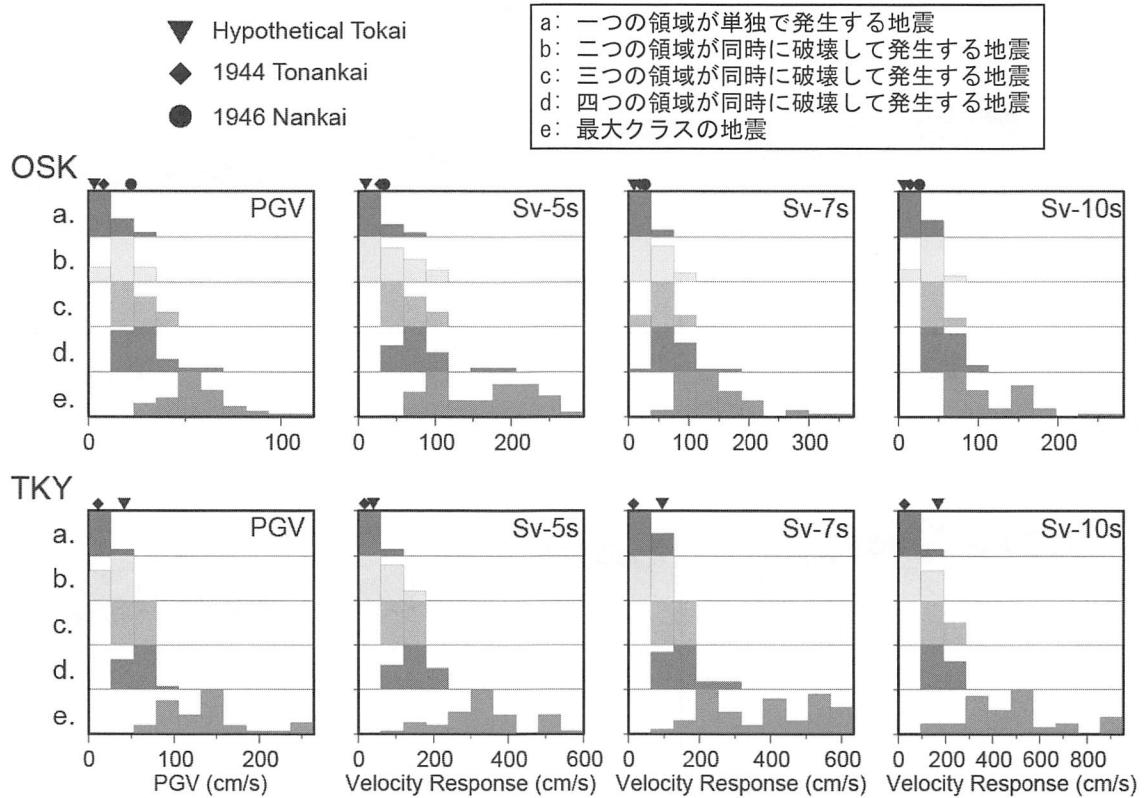


図 7 最大速度および速度応答スペクトル振幅のヒストグラム（文献¹⁰⁾より引用・加筆）
▼、◆、●は「長周期地震動予測地図」試作版^{14), 17)}による値

上町断層帯と大阪平野南部の地下構造に関する新たな知見と それに基づく地震動予測

Findings about Uemachi Fault system properties and sedimentary structure of the Osaka Plain
used for updated ground motion prediction

関口春子*、上町断層帯重点調査観測研究グループ**

Haruko SEKIGUCHI, Comprehensive Research Group on the Uemachi Fault Zone

Comprehensive research on the Uemachi Fault Zone conducted in fiscal 2010 to 2012 revealed various new features of the fault zone. Surface traces of the fault system with two behavioral segments, displacement due to the last event, and the uplift rate distribution were identified by the geographical analysis based on 2m DEM data. Deformation zones in the downtown area were identified based on a massive borehole database. The fault shape under the earth surface was inferred from the flexure structure in the sediment. Using these information, earthquake scenarios were revised. Velocity structure of the Osaka Plain, which overlies the Uemachi Fault system, was also investigated through 2 reflection surveys, 6 microtremor array observations, 100-points single microtremor observations, and PS-P time at the existing strong motion stations. We found that the velocity beneath the hilly area in the southeastern part of the Osaka Plain is underestimated in the former velocity structure models. The newly obtained survey data were injected into the revised velocity structure model of the Osaka basin. Based on the new earthquake scenarios for the Uemachi Fault zone and the new velocity structure model of the Osaka basin, the ground motion in the basin was computed. The synthetics suggest a possibility of occurrence of seismic intensity 6~7 all over the plain and especially large ground motion on the hanging wall side of the northern part of the fault near the surface trace.

1. はじめに

平成 22~24 年度に実施された「上町断層帯における重点的な調査観測（以降、上町重点調査）（代表：岩田知孝）」は、地震調査研究推進本部が平成 21 年度 4 月に作成した「新たな地震調査研究の推進について—地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策—」に基づいて行われた調査研究である。京都大学防災研究所、京都大学理学研究科、産業技術総合研究所活断層・地震研究センターの 3 機関が主となり、関係する研究機関（者）の参加・協力を得て実施された。

上町断層帯は、大阪平野の中心を貫き、ひとたび地震が起これば、社会的経済的影響が大きくなることが予想される、防災上重要な断層である。しかし、上町重点調査開始以前、この断層帯の活動履歴データの精度が低く、計算された地震発生確率の信頼度も低かった。また、断層帯沿いの微小地震活動が低く、地下の断層形状も不明だった。そこで、上町重点調査は、1) 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査、2) 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測、3) 断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測、4) 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究、の 4 テーマで進められた。本稿では、

上町重点調査の成果を、「上町断層帯に関する新たな知見」、「大阪平野の地下構造に関する新たな知見」、および、「それらに基づく地震動予測」という観点で抽出して紹介する。重要な知見であっても、地震動予測計算に直接使われなかつたものについては省いたものもあるので、興味のある方は、成果報告書¹⁾も併せて参照いただきたい。

2. 上町断層帯に関する新たな知見

2.1 断層の地表トレース位置

航空レーザー計測の標高点データから作成した 2m メッシュの数値標高モデル（DEM）に基づく地形解析、空中写真判読、地表踏査、および、既存文献調査から、上町断層帯の詳細な断層位置と分布形状を検討した²⁾。その結果、神崎川付近の（狭義の）上町断層から久米田池断層に至る長さ約 37km の上町断層帯主部と、大津川付近から沿岸部を南西へ延びる長さ約 26km の上町断層帯沿岸部の 2 つの活動区間を推定した（図 1）。上町断層帯主部に含まれる桜川撓曲と住之江撓曲は、これまで別々の分岐断層とされてきたが、一連の前縁断層をなす活構造であることが新たに見いだされた。神崎川以北の佛念寺山断層は、丘陵高度の不連続および急斜する大阪層群

*京都大学防災研究所

**メンバーは、文献 1) を参照のこと

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

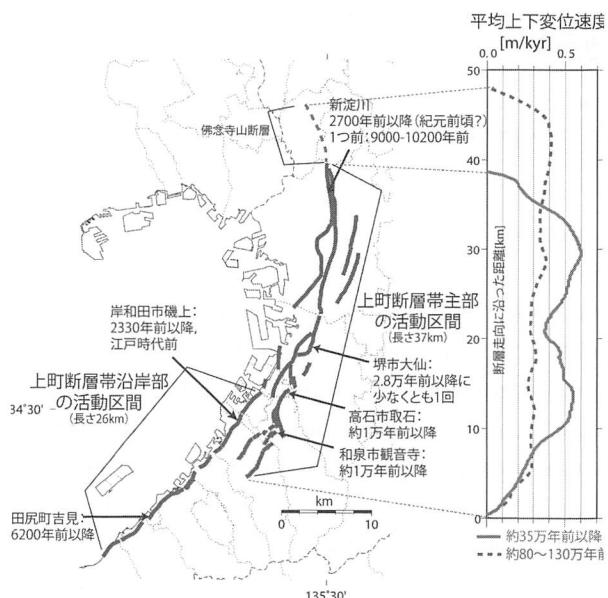


図1 (左) 上町断層帯地表トレースと最新活動時期、(右) 平均変位速度分布

を根拠に確実度Iの活断層とされてきた³⁾が、既往研究⁴⁾にも上町重点調査で行った検討においても第四紀以降の地形面及び地層に累積的な変形と変位が確認できなかったことから、活断層ではない可能性が高いと判断した。上町断層帯沿岸部活動区間の北側10kmあまりは、池田・他(2002)⁵⁾では推定活断層とされている。上町重点調査では、海岸線に沿って分布する河成段丘面上に累積的な短波長の逆傾斜及びバルジ状変形を認め、その存在を確認したが、詳細な位置・形状ともに不明である。

また、市街地直下の上町断層帯が地震を起こした際に顕著な地表変形が発生するゾーンを、淀川から大和川の範囲で、関西圏地盤情報ネットワークのボーリングデータベースを用いて推定した⁶⁾(図2)。変形ゾーンの幅は場所によって、数百mから1,500mほどまで大きく変動すると見積られている。

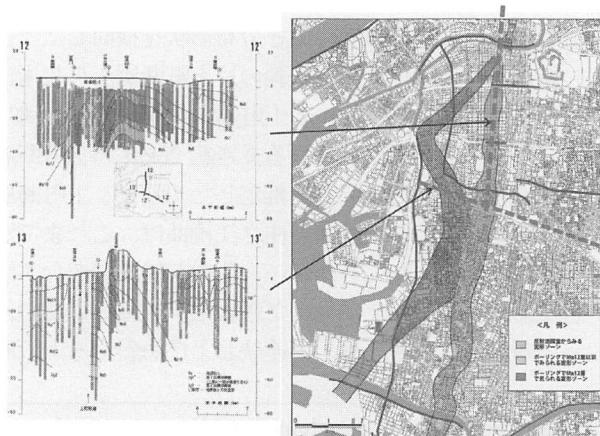


図2 変形ゾーンマップ

2.2 最新活動時期・変位、活動間隔

最新活動時期を制約し、複数回の断層活動履歴を復元するため、陸域におけるトレーナー・ボーリング掘削調査と地中レーダー探査、河川域における音波探査とボーリング掘削調査、試料分析を実施した^{7), 8)}。各地点での調査方法と得られた活動履歴データを図1に記す。これらの結果を総合すると、神崎川以南の上町断層から久米田池断層に至る上町断層帯主部の最新活動は、約2700年前以降と考えられる。最新活動による上下変位量は、新淀川から南数kmの範囲で、1.3~2.5mと推定される。また、新淀川での結果に基づけば、活動間隔は約7000年以上である。さらに、大津川付近より南の上町断層帯沿岸部は、少なくとも大津川周辺では2330年前以降、江戸時代以前に最新活動が生じた。

2.3 平均変位速度分布

2mメッシュDEM、および、既存の表層地質、地下地質層序を用い、段丘面(中期～後期更新世: 約35万年前以降)を変位基準とした平均変位速度分布を明らかにした⁹⁾。Ma-1およびMa3の海成粘土層(約80~130万年前)を用いた推定¹⁰⁾に比べ、現在の断層帯の活動をより反映した分布であると考えられる。

2.4 地下の断層面形状

地下深部の断層面形状は、上盤の堆積層の褶曲形状を再現するよう、3次元バランス解析によって推定した¹¹⁾。この際、上盤の変形様式はinclined simple shear model^{12), 13)}であると仮定した。大阪層群Ma-1層、Ma3、および、福田火山灰層の深度分布をコンパイルして褶曲形態モデルを作成し解析に用いた。得られた断層面形状は、

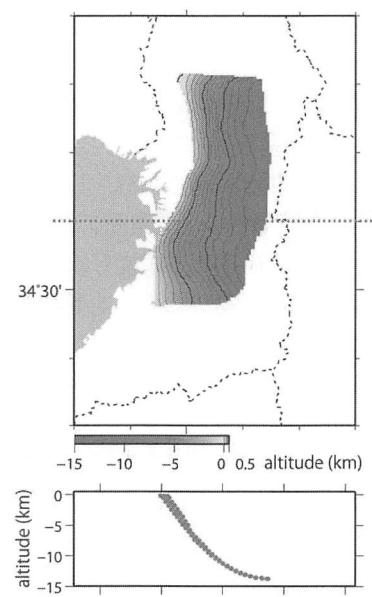


図3 上町断層帯主部の地下断層面形状

浅部でやや高角の60~70°、深度が深くなるほど低角化していき、全体的な傾斜は50~60°である。断層面の下端深度は約13~15kmとなった(図3)。

3. 大阪平野の地下構造に関する新たな知見

上町重点調査では、地下構造に関する探査・観測として、6地点での微動アレイ探査¹⁴⁾、100点での単点微動観測¹⁵⁾、15地点での連続微動観測¹⁶⁾、2本のP波反射法地震探査^{17), 18)}を実施した。また、大阪府震度計などの中小地震記録を収集し、レシーバー関数法によるPS-P時間の抽出¹⁹⁾や差分法による中小地震の地震動シミュレーション²⁰⁾を行った。特に、微動アレイ探査とP波反射法地震探査は、地下構造に関するデータの密度が相対的に低い大阪平野南部で実施された。

反射法地震探査では、大津川測線では深度2kmまでの深度変換断面を取得し、基盤岩上面までの地下地質構造を明らかにした(図4)。基盤岩深度は既往研究による推定値とほぼ同様(±100m程度)である。久米田池断層の地表トレースに対応する位置で、南東隆起の逆断層の存在を示す明瞭な変形構造も確認された。また、上町断層帯沿岸部の地表トレースと考えられている位置付近の地下では、堆積層中には緩やかな褶曲構造が見られた

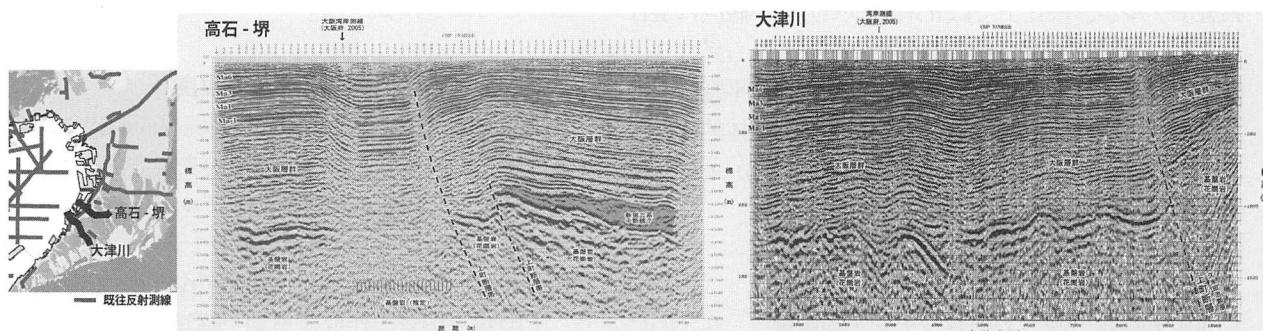


図4 上町重点研究で実施された反射法探査の深度断面

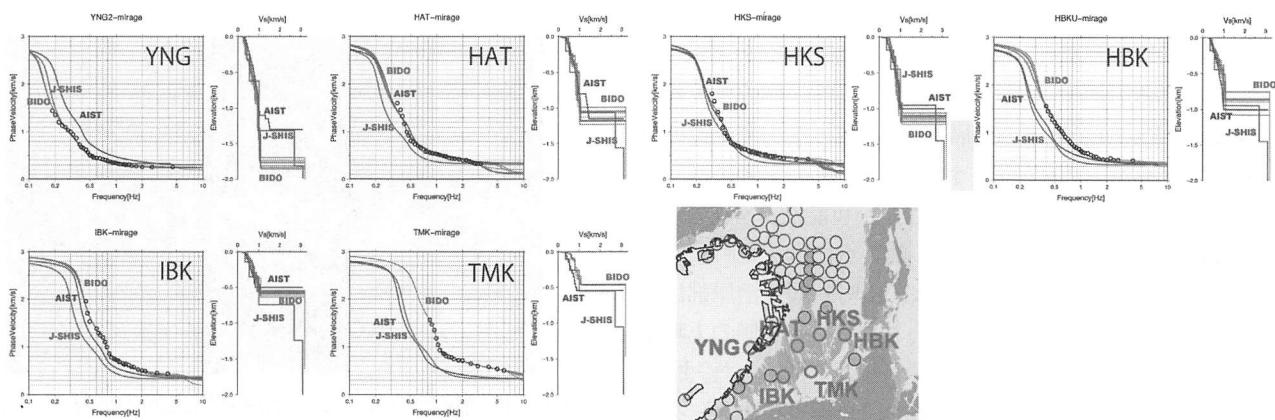


図5 上町重点研究で実施された微動アレイ探査による表面波位相速度と堀川ほか(2003)モデル(AIST), Iwata et al. (2008)モデル(図中: J-SHIS)の表面波位相速度との比較

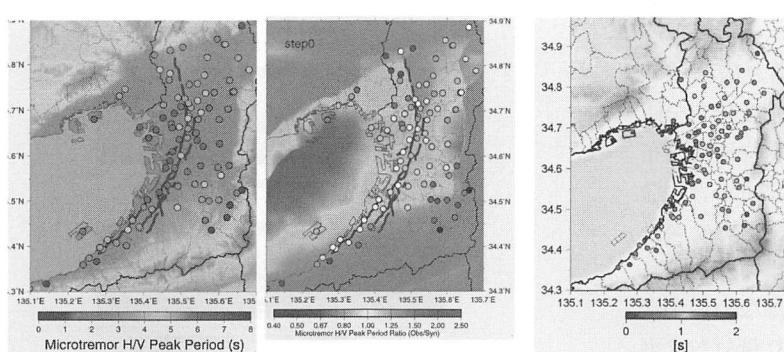


図6 H/Vスペクトルピーク周期分布

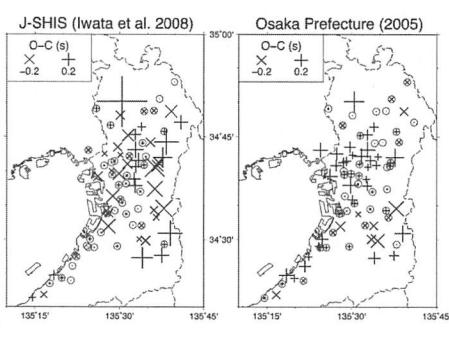


図7 レシーバー関数解析より得られたPS-P時間分布

が、基盤岩の構造はやや不明瞭であり、断層による変形を強く示す構造は確認されなかった。高石一堺測線での反射法地震探査でも基盤岩までの地下地質構造を示す断面を取得した。上町断層主部の地表トレースに対応する位置で変形構造が確認されたが、さらにその西側に、海側隆起を示唆する変形構造が現れた。このような上町断層主部とは異なると考えられる変形構造は、本測線と交差する湾岸第二測線²¹⁾でも見られ、両者を総合すると北東一南西走向の断層と考えられるが、その空間的な広がりや上町断層主部との関係は不明である。

微動アレイ探査は、大阪平野南部の沿岸部から段丘上、丘陵部で実施された。表面波位相速度は、沿岸部ではJ系統モデルが、段丘上ではH系統のモデルが観測に整合したが、丘陵部ではどちらの系統のモデルとも異なり、観測ではより大きな速度が得られた(図5)。平野南部の丘陵部で、既往の地盤構造モデルの速度が全体的に小さめであることは、H/Vスペクトルの解析(図6)とレシーバー関数解析(図7)からも得られた。

4. 地震シナリオの作成

上町断層帯で起こる地震シナリオの構築は、基本的には活断層の過去の活動による平均的な変位分布(平均変位速度)から推定した平均的な断層面上応力場に小スケールの不均質を載せ(図8)、動力学的破壊シミュレーションをする方法²²⁾で行った。今回、以前の作成と大きく異なるのは、1) 地下の断層面形状、2) 平均変位速度分布と1イベントの変位量、および、3) 動力学的破壊シミュレーションで地表面を切ることが可能な計算方法²³⁾を用いたこと、の3点である。前2点には、上町重点調査で得られた成果による。現状、上町断層帯沿岸部については、1)、2)は不明なため、ここでは、北側の上町断層帯主部のみが活動する地震シナリオを推定した。また、平均変位速度分布には、①前述の段丘面(相当層)を変位基準に用いたもの(図1右実線)に加え、佛念寺山断層が活断層である可能性を考え、②佛念寺山断層での変位が見られる古い地層を変位基準に用いたもの(図1右点線)を使った場合も検討した。

破壊開始点の設定により異なる破壊伝播と破壊域の地震シナリオが得られるが、①の平均変位速度分布を使った場合はMw7.0~7.1(図11)、②の平均変位速度分布を使った場合はMw6.5~7.0(図12)の地震になった。なお、地震調査研究推進本部の「レシピ」に従って断層長さから推定されるこの断層帯の起こす地震規模はMw7.1である。応力場の不均質を反映して、破壊はなめらかには伝播せず、壊れ残りも生じた。最終すべり量分布は平均変位速度分布と比べると、断層面南部で小さく、また断層南部に破壊開始点を置いた場合に破壊が北部に達し

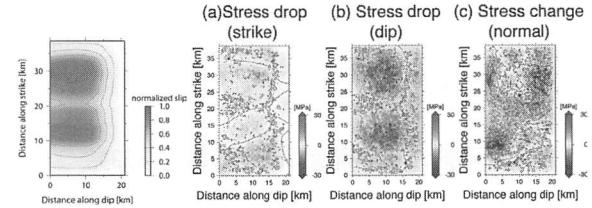


図8 長波長平均的すべり量分布モデルと、そこから推定された応力降下量分布に不均質を追加して得られた広帯域応力降下量分布モデル

ない(図11右下)などの特徴が見られたが、これらは、断層面形状および応力場の不均質分布による環境固有のものと考えられる。

5. 大阪堆積盆地構造モデルの改良

大阪堆積盆地に関しては、地層境界面形状や物性値(P波速度、S波速度、密度)構造の表現方法の大きく異なる2系統の3次元堆積層構造モデルが作られている。香川・他(1993)²⁴⁾に始まるJ系統モデル²⁵⁾などと、堀川・他(2003)²⁶⁾に始まるH系統モデル²¹⁾などである。

上町重点調査で作成する地下構造モデルとしては、H系統モデルのように堆積年代の属性をもつ地層境界面形

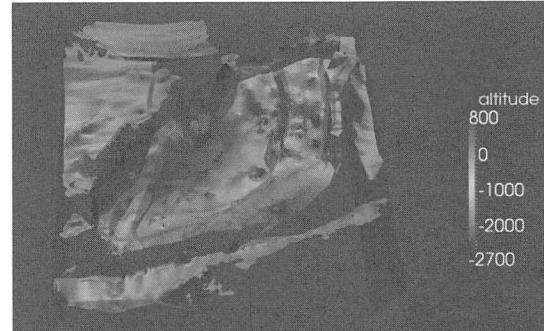


図9 地層境界面の1つ、地震基盤上面の形状モデル

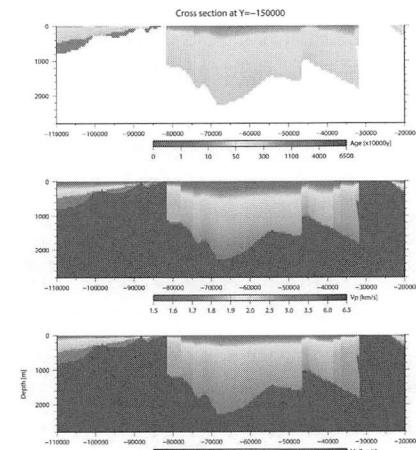


図10 物性値分布の深度断面の例

状を探査データに忠実に細かく表現しつつ、J 系統モデルのように地層境界面を関数系で表現し、任意の間隔のメッシュで物性値構造の抽出が可能なモデルを目指した。物性値構造は、J 系統モデル同様、深さと堆積年代に依存する経験式で表現した。

まず、複雑な地層界面形状を関数で表現する方法を模索した。滑らかに変化する部分については、点群を関数で近似して複雑な曲面を表現する各種方法を検討し、Radial Basic Function 法^{27), 28)} を採用した。これに、H 系統モデルでなされている、立った面で滑らかな地層面を断ち切る方法により急峻な断層構造を表現する方法を併用した。

次に、地層界面の深度に関する既存探査データ（反射法探査、ボーリング）に、前述の新しい探査・解析結果（反射法探査、H/V 卓越周期、表面波位相速度、PS-P 時間）によるデータを追加し、前述の方法で地層界面を作成し（図 9）、3 次元速度構造モデルを得た（図 10）。特に、既存の探査データが相対的に疎だった大阪平野南部地域において、本プロジェクトによりデータが増え、地層界面形状、物性値構造ともに大きく変更された。

6. 地震動予測計算

地震動の計算は、工学基盤面相当を地表とする地震動の長周期成分（> 1 秒）を 3 次元差分法、短周期成分を統計的グリーン関数法で計算し、これらを足し合わせてから浅層地盤応答を等価線形化手法で付加するという方法を用いた。

断層面（上町断層帯主部）北部に破壊開始点を置いた場合は、破壊が断層面全体に広がりマグニチュードも大きくなるため、平野ほぼ全域で震度 6 弱以上、断層面直上から地表トレース沿いの広い領域で震度 7 という非常に大きな地震動が計算された²⁹⁾（図 11 上）。中でも、北部の、浅い部分で断層面上のすべりの大きいところの直上あたりでは、最大地動速度 300cm/s を越える値が出たが、これはごく浅部での大きなすべり速度と、大きな破壊伝播速度で破壊開始点から地表へ進行したことによる強い前方指向性効果が重なった結果と考えられる。この値自体は、破壊開始点の位置のずれや断層面上の場の不均質度合い等の条件で変動しうるものであるが、平均変位速度分布を根拠に大きなすべりが予想される上町断層帯主部の北部の、その深部から破壊が始まった際には、この地域に局所的な強震域が発生する可能性を意識しておくのは意義のあることである。

7. まとめ

上町重点調査により、上町断層帯の性状について今までより一步進んだ情報が得られ、大阪平野の地下構造に

ついても新たな知見が追加され、予測地震動の描像も更新された。しかし、地震動予測計算に必要なモデル・情報には、まだ、やや信頼度の低いものや非常に情報に乏しい項目も存在する。特に、上町重点調査で指摘された南部の上町断層帯沿岸部の性状については不明な点が多く、今後の調査が必要だが、どのような調査が有効かの議論も必要である。

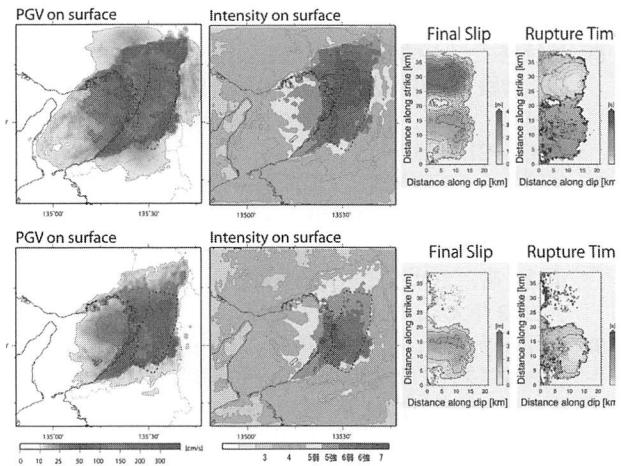


図 11 段丘面相当層を変位基準に用いた平均変位速度分布（図 1 右実線）に基づく地震シナリオと計算された地震動の強さ分布。上段は破壊開始点を断層面の北部に置いた場合、下段は南部に置いた場合。

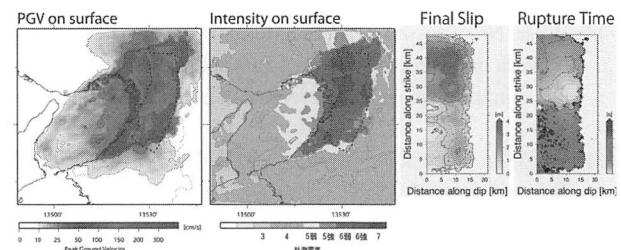


図 12 佛念寺山断層での変位が見られる古い地層（Ma-1, Ma3 層）を変位基準に用いた平均変位速度分布（図 1 右点線）に基づく地震シナリオと計算された地震動の強さ分布。破壊開始点を断層面の北部に置いた場合。

謝辞

本研究は、文部科学省委託「上町断層帯における重点的な調査観測」として実施しました。

参考文献

- 1) 文部科学省研究開発局、国立大学法人京都大学防災研究所：上町断層帯における重点的な調査観測平成 22～24 年度成 果 報 告 書，2013 .
http://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuuuemachi_juten/h24/i

- ndex.htm/ 2013.10 現在
- 2) 近藤久雄、杉戸信彦、吉岡敏和、堤浩之、木村治夫：上町断層帶の詳細位置・形状に関する地形・地質学的調査、日本地球惑星科学連合 2012 年大会、2012.
 - 3) 活断層研究会編：新編日本の活断層一分布図と資料、東京大学出版会、437pp, 1991.
 - 4) 市原実、藤田和夫、森下晶、中世古幸次郎：千里丘陵一大阪層群の研究（その 1）－、地学雑誌、61, 433–441, 1955.
 - 5) 池田安隆、今泉俊文、東郷正美、平川一臣、宮内崇裕、佐藤比呂志編：第四紀逆断層アトラス、東京大学出版会、253pp, 2002.
 - 6) 竹村恵二、北田奈緒子、井上直人、伊藤浩子、三田村宗樹、越後智雄：上町断層帶の市内西部に見られる変形ゾーンの性状について、日本地球惑星科学連合 2013 年大会、SSS32-P21, 2013.
 - 7) 杉戸信彦、近藤久雄：上町断層帶の最新活動と地形環境の変化、日本地質学会第 119 年学術大会、2012.
 - 8) 杉戸信彦、近藤久雄：上町断層帶の最新活動時期－岸和田市磯上町におけるピット掘削調査－、日本地球惑星科学連合 2013 年大会、SSS32-P19, 2013.
 - 9) 近藤久雄、関口春子、加瀬祐子、竿本英貴：詳細 DEM と第四系層序を用いた上町断層帶の平均変位速度分布、日本地球惑星科学連合 2013 年大会、SSS32-P18, 2013.
 - 10) 関口春子、加瀬祐子、堀川晴央、石山達也、佐竹健治、杉山雄一：活断層情報用いた想定地震の不均質すべり・応力分布の推定、活断層・古地震研究報告、3, pp.273-284, 2003.
 - 11) 木村治夫・堀川晴央・末廣匡基(2012)3 次元地盤構造データに基づいたバランス法解析から推定した上町断層帶の地下深部形状、日本地質学会第 119 年学術大会講演要旨,22
 - 12) Gibbs, A. D.: Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics, Journal of Struct. Geol., 5, 153-160, 1983.
 - 13) White, N. J., Jackson, J. A., and McKenzie, D. P.: The relationship between the geometry of normal fault and that of the sedimentary layers in their hanging walls, Journal of Struct. Geol., 8, 897-909, 1986.
 - 14) 吉見雅行、関口春子、浅野公之：微動アレイ探査と疊字微動計測から推定される大阪南部陸域の速度構造、日本地球惑星科学連合 2012 年大会、2012.
 - 15) 浅野公之・岩田知孝・関口春子・宮腰 研・西村利光：大阪堆積盆地における微動 H/V スペクトルの多点観測による盆地速度構造モデルの検証、京都大学防災研究所年報、56B, pp.117-129, 2013.
 - 16) Asano, K., T. Iwata, and H. Sekiguchi: Application of Seismic Interferometry in the Osaka Basin for Validating the Three-dimensional Basin Velocity Structure Model, Proc. 15th World Conf. Earthq. Eng., Lisbon, Portugal, paper no. 0666, 2012.
 - 17) 岩田知孝・上町断層帶重点調査観測研究グループ：上町断層帶における重点的な調査観測について（2）、日本地球惑星科学連合 2012 年大会、2012
 - 18) 岩田知孝・上町断層帶重点調査観測研究グループ：上町断層帶における重点的な調査観測について（3）、日本地球惑星科学連合 2013 大会、2013
 - 19) 堀川晴央：大阪平野を対象としたレシーバー関数解析、日本地球惑星科学連合 2012 年大会、2012
 - 20) 関口春子、浅野公之、岩田知孝、堀川晴央、吉見雅行、竿本秀貴、林田拓己：大阪堆積盆地 3 次元地盤構造モデルの改良に向けて、日本地震学会 2012 年秋季大会、2012.
 - 21) 大阪府：平成 16 年度地震関係基礎調査交付金 大阪平野の地下構造調査 成果報告書、2005.
 - 22) 関口春子、加瀬祐子、堀川晴央、吉田邦一、吉見雅行：内陸地殻内地震の強震動評価：上町断層系を例として、第 33 回地盤震動シンポジウム論文集、25-34, 2005
 - 23) Kase, Y.: Slip-length scaling law for strike-slip multiple segment earthquakes based on dynamic rupture simulations, Bull. Seism. Soc. Am., 100, 473-481, 2010.
 - 24) 香川敬生、澤田純男、岩崎好規、南莊淳：大阪堆積盆地における深部地下構造のモデル化、第 22 回地震工学研究発表会講演概要、pp.199-202, 1993.
 - 25) Iwata, T., T. Kagawa, A. Petukhin, and Y. Ohnishi: Basin and crustal velocity structure models for the simulation of strong ground motions in the Kinki area, Japan, J. Seismol., 12, 223-234, 2008.
 - 26) 堀川晴央、水野清秀、石山達也、佐竹健治、関口春子、加瀬祐子、杉山雄一、横田裕、末廣匡基、横倉隆伸、岩淵洋、北田奈緒子、Arben Pitarka：断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の 3 次元地盤構造モデル、活断層・古地震研究報告、3, 225-259, 2003.
 - 27) Carr, J. C., R.K. Beaton, J.B. Cherrie, T.J. Mitchell, W.R. Fright, B.C. McCallum and T.R. Evans: Reconstruction and Representation of 3D Objects with Radial Basis Functions, ACM SIGGRAPH 2001.
 - 28) 金井崇、高橋成雄：最新コンピュータグラフィックス -基礎から応用まで-, 画像電子学会誌,33, 4B, 612-619, 2004.
 - 29) 加瀬祐子、関口春子：動力学的震源モデルを用いた上町断層帶で発生する地震の強震動予測、日本地球惑星科学連合 2013 年大会,2013

巨大地震による入力地震動と建物応答レベル

INPUT EARTHQUAKE GROUND MOTION AND BUILDING RESPONSE UNDER GREAT EARTHQUAKE

斎藤大樹*

Taiki SAITO

During the 2011 Great East Japan Earthquake, high-rise buildings in Tokyo and Osaka swayed largely and damage to non-structural elements occurred such as the fall of ceiling panels. Also, liquefaction of ground occurred over a wide range in coastal areas. It is said that long duration and long-period component of the ground motion had an influence to the damage. In other words, to understand earthquake damage of buildings, it is essential to study the relationship between frequency components of the input ground motion and the strength and natural period of buildings based on vibration theory. From the damage estimation of Nankai Trough Earthquake issued by the Cabinet Office in response to the Great East Japan Earthquake, seismic intensity 7 and collapse of many buildings are expected in a wide range in Tokai, Tonankai and Nankai area. However, to capture the damage of individual buildings, it is essential to use appropriate numerical models of buildings and input ground motions. In this report, firstly looking back the history of seismic design code about building performance and earthquake load, the current design criteria and problems are discussed. Then, simulation results for a high-rise building under several input ground motions by the future great earthquakes are presented.

1. はじめに

東日本大震災では揺れによる建物の倒壊やそれによる死傷者は少なく、人的被害のほとんどが津波によるものであった。震源域が陸地から比較的離れており、地震動の強さがそれほど大きくなかったという指摘もあるが、震度7を観測した地点もあり、最大地動加速度も2Gを超えた観測点があるなど、決して小さな揺れではなかった。これについては、地震動の応答スペクトルにおいて木造住宅に影響する周期1秒程度の成分が小さかったことが被害が少なかった要因ではないかと言われている。

一方、震源から離れた東京や大阪などの大都市では、超高層建築物が大きく揺れて、エレベータが停止し、天井パネルの落下やスプリンクラーの損傷などの被害が発生した。また、ホールや体育館などでも吊り天井が落下する被害が起きた。また、沿岸部の砂地盤では広範囲に渡り液状化が発生した。これらは地震動の周期2秒を超える長周期成分が大きかったことや継続時間が長かったことが影響していると言われている。

すなわち、被害の理解と対策のためには、入力地震動の周波数成分や継続時間と建物・地盤の固有周期や耐力を踏まえた振動論に基づく検討が不可欠である。

東日本大震災を受けて内閣府により出された南海トラフ巨大地震の被害想定では、震源域が陸地に近いため、広い範囲で震度7が想定されており、多くの建物が倒壊すると予想されている。しかし、個々の建物の被害の様相を正しく捉えるには、適切な想定地震動と建物の数値モデルの構築が不可欠であり、課題も多い。

本報告では、耐震設計における地震力と建物の耐震性

能について過去の経緯を振り返り、現状の認識と問題点を整理した上で、超高層建築物を対象に巨大地震による入力地震動と予想される建物応答についてシミュレーション結果を示す。

2. 建築物の耐震性に関する歴史的経緯と現状把握

我が国の耐震設計では、1924年の市街地建築物法に水平震度の概念が取り入れられてからこら今日まで、基本的には静的な水平力に対して建物が必要な剛性と耐力を有することを規定している。例外は超高層建築物や免震建築物で、設計用入力地震動波形を用いた時刻歴解析と大臣認定のための審査が義務付けられている。

中低層建築物の耐震性は、1981年の建築基準法施行令の改正（いわゆる新耐震基準）により大きく改善され、それ以降に建設された建物は阪神淡路大震災でも被害が限定的であったことから、新耐震基準の水準は妥当であったとされている。また、新耐震以前に設計された建物（既存不適格建築物）に被害が集中したことから、既存不適格建築物の耐震改修を促進する耐震改修促進法が施行された。

しかしながら、これをもって新築の中低層建築物が阪神淡路大震災級の大地震に安全だと結論づけることはできない。実際、神戸海洋気象台やJR鷹取の強震観測記録を用いて新耐震で設計された建物の地震応答解析をすると、大破・倒壊するような結果になることがある。被害が少なかったのは、構造計算に考慮されていない非耐力壁等の寄与や地盤と建物の相互作用による入力低減など、余力となる様々な要因があつたためと考えられる。

*豊橋技術科学大学

Toyohashi University of Technology

超高層建築物や免震建築物は比較的良質な地盤に建設されることや建物の固有周期が長いことから地盤と建物の相互作用の影響は少ないと考えられる。また、超高層建築物では袖壁や腰壁のような非耐力壁が少ないとこと、免震建築物は免震層に変形が集中することなどから、建物の解析モデルは明快で、地震応答解析結果と実際の挙動（建物の強震観測記録）との整合性もよい。

すなわち、新耐震基準により設計された中低層建築物は、経験的に大地震時の安全性が確認されているものの、それを理論的に検証することは様々な不確定要因があり容易ではない。さらに、震源モデルに基づく強震動予測では、中低層建築物に影響する短周期成分の地震動の再現が難しいという入力側の事情もある。こうした理由から、以下では比較的入力地震動と建物応答の関係を論じやすい超高層建築物に限定して論を進めることにする。

超高層建築物の構造設計は、法第 20 条第一号、政令第 81 条第 1 項および告示平 12 建告第 1461 号「超高層建築物の構造耐力上の安全を確かめるための構造計算の基準を定める件」によって規定されている。さらに、性能評価機関において、国土交通大臣の認可を受けた「時刻歴応答解析建築物性能評価業務方法書」に基づいた性能評価が行われる。法令から告示さらに業務方法書と、要求事項はより詳細かつ具体的になるが、構造設計の方法は学会等が発行する設計ガイドライン等に基づいて行われることが通常である。この関係を表 1 に示す。

表 2 には、告示と業務方法書における超高層建築物への要求性能をまとめてある。告示に定められる超高層建築物の耐震設計に用いる地震動の大きさ（図 1 の加速度応答スペクトル）と建築物への要求性能は、一般の中低層建築物の場合と同じである。すなわち、法律の中で超高層建築物と中低層建築物の安全性に差を付けているわけではない。一方、中低層建築物とは異なる条件を課して、実質的に高い耐震性を超高層建築物に確保するための規定を設けているのが業務方法書である。この中で応答層間変形角を 1/100 に制限しているのは、主にカーテンウォール等の二次部材の落下防止を意図しており、後述するように、構造損傷に関わる設計安全限界（層の塑性率 2）に対しては余裕がある。また、層間変形角が 1/100 以下では P-Δ 効果の影響が少ないとされている。

表 1 超高層建築物の構造規定

法	建築基準法 第 20 条第一号
政令	政令第 81 条第 1 項
告示	平成 12 年建設省告示第 1461 号「超高層建築物の構造耐力上の安全を確かめるための構造計算の基準を定める件」
業務方法書	「時刻歴応答解析建築物性能評価業務方法書」
学会指針	「New RC 構造設計ガイドライン」（建設省総合技術開発プロジェクト）など

表 2 超高層建築物への要求性能

告示	解法工学的基盤における加速度応答スペクトル	
	損傷限界	安全限界
	稀に発生する地震動	極めて稀に発生する地震動
	構造耐力上主要な部分が損傷しない	建築物が倒壊、崩壊等しない
業務方法書	模擬地震動 3 波以上	模擬地震動 3 波以上
	観測記録波 3 波以上	観測記録波 3 波以上
	最大速度振幅 25kine	最大速度振幅 50kine
	各階の応答層間変形角が 1/200 以下	各階の応答層間変形角が 1/100 以下
	構造部材が短期許容応力度以内	層塑性率が 2 以下 部材塑性率が 4 以下

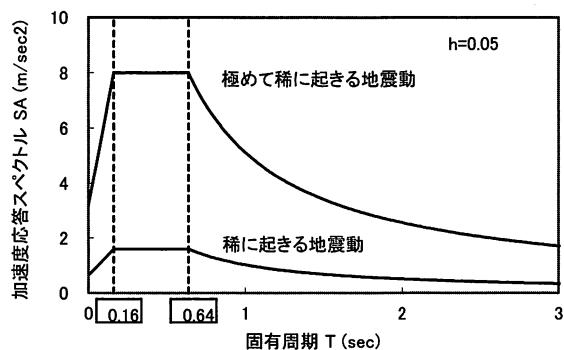


図 1 設計用地震動加速度応答スペクトル

3. 超高層建築物の解析モデル

超高層建築物の実務設計では、一般に時刻歴応答解析に質点系モデルが用いられる。質点系モデルの各層の復元力特性は、詳細な骨組モデルの静的漸増載荷解析から得られた各層の層せん断力・層間変形関係を折れ線置換した骨格曲線を用いて決められる。通常は 3 折れ線置換をするがその方法は設計者によって様々である。通常、第 2 折れ点は、その層の上下階の梁に最初に降伏ヒンジが発生した点とすることが多い。図 3 は、実際に建設された超高層建築物 6 棟の第 2 折れ点から塑性率 2 となる層間変形角をプロットしたものである。おおむね設計クリティア 1/100 を上回っており、層間変形角 1/100 の条件が設計に支配的であることが分かる。

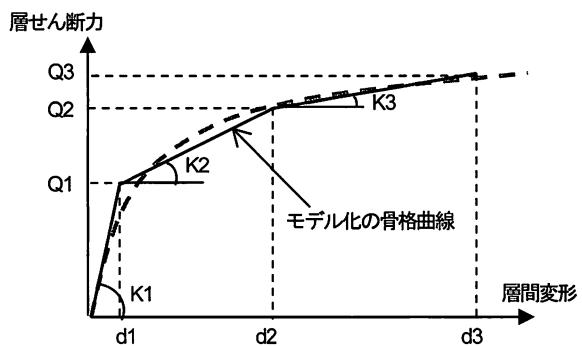


図 2 質点系モデルの復元力特性

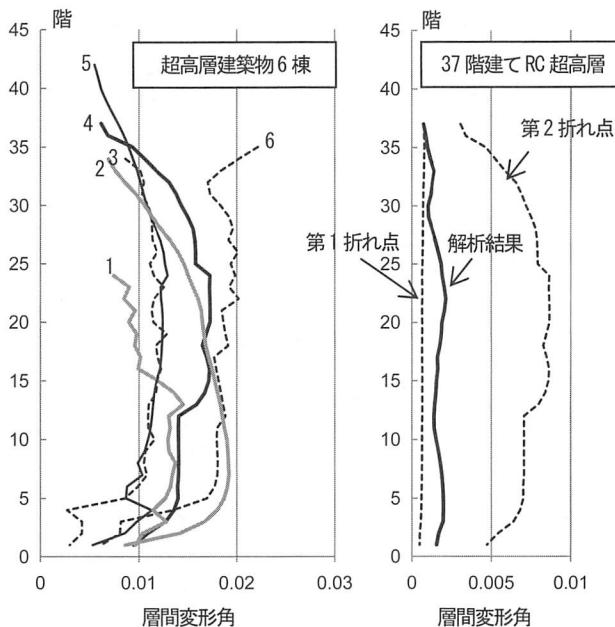


図3 塑性率2の層間変形角

図4 応答解析結果

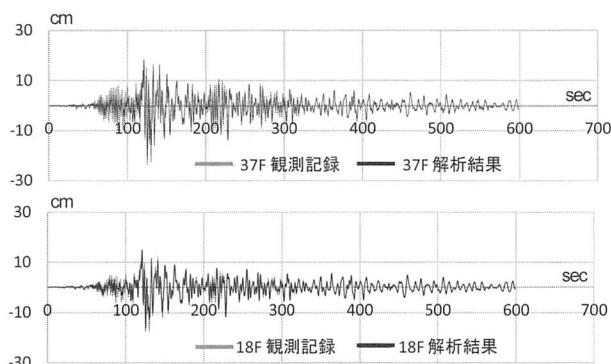


図5 観測記録と解析結果の比較（変位応答）

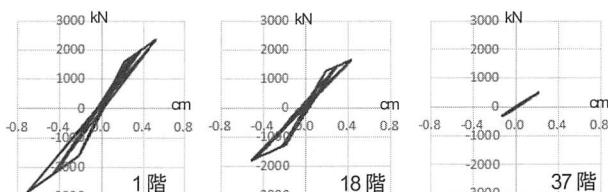
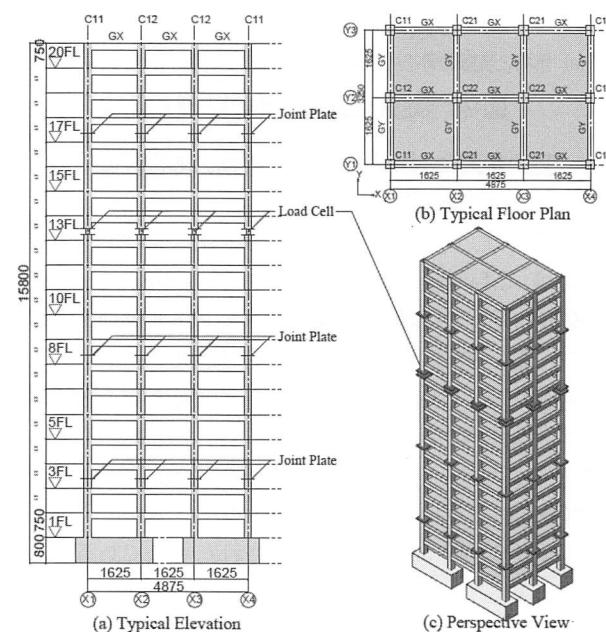


図6 層の荷重・変形関係（解析結果）

質点系モデルによってどの程度精度よく応答値が推定できるかを確かめるため、2011年東北地方太平洋沖地震の強震観測記録が得られている東京都中央区の37階建て超高層マンションについて、1階の観測加速度波形を質点系モデルに入力して応答解析を行った。図4は各層の最大層間変形角を復元力特性の第1折れ点と第2折れ点と比較したものである。最大応答値は第1折れ点を超えていることがわかる。図5は、強震計が設置されている18階と37階について、変位応答波形を比較したものである。観測記録と解析結果はよく整合している。図6は解析から得られた層の荷重・変形関係である。解析の応

答値は弾性範囲を超える結果となったが、実際に、地震前に2秒だった1次固有周期が地震後に2.5秒に変化しており、玄関周りの非耐力壁にひび割れが観察されるなど、建物が損傷により剛性低下していることが確認されている。このように、設計クライテリア1/100の範囲内であれば、質点系モデルでも実際の損傷をある程度再現することが可能であると考えられる。

東北地方太平洋沖地震を含む過去の地震において、超高層建築物の応答値が設計の安全限界を超えた事例は確認されていない。しかし、南海トラフ巨大地震では、東京・名古屋・大阪などの堆積地盤において長周期地震動が発生し、超高層建築物に安全限界を超える応答が発生する可能性が指摘されている。そのため、2012年8月にE-ディフェンスにおいて実大1/4スケールの20層鉄筋コンクリート造試験体（図7）の震動実験が行われた。この実験は国土交通省建築基準整備促進事業「長周期地震動に対する鉄筋コンクリート造建築物の安全性検証方法に関する検討」の一環として行われたものである¹⁾。

図7 試験体の形状・寸法¹⁾

震動台の加震波形には2011年東北地方太平洋沖地震の観測波と南海トラフ地震の模擬波を用い、徐々に倍率を上げて入力している。最終的には、試験体の最大層間変形角は1/35に達した（表3）。

表3 加震波形の倍率と最大応答値

CASE	1-5	2-2	2-6	3-2	3-5
加震波形	東日本 観測波	東日本 観測波	東日本 観測波	南海 模擬波	南海 模擬波
倍率	100%	200%	300%	150%	200%
最大応答	1/234	1/137	1/86	1/64	1/35
層間変形角					

実験から得られた試験体の耐力（加速度換算値）は、事前に解析した基本モデルの骨格曲線を大きく上回る結果となった（図8-(a)の点線）。そこで、梁耐力に考慮するスラブの協力幅を全幅としたところ、結果が改善された（図8-(b)の実線）。また、建物全体を六面体要素等でモデル化する大規模FEM解析を行うと実験の耐力を精度よく表現できることが確認された（図8-(b)）。このことは、実務設計で用いられる建物解析モデルでは、層間変形角1/100までの応答値は評価できるものの、1/100を超える応答値の評価にはスラブの協力幅などを適切に考慮する必要があることを意味している。

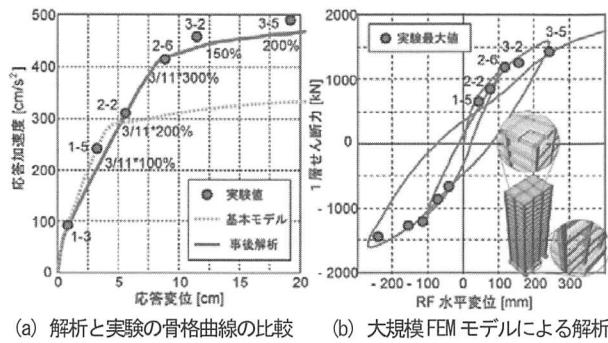


図8 試験体の復元力特性と骨格曲線¹⁾

4. 巨大地震に対する超高層建築物の応答評価

4-1. 入力地震動

以下では、南海トラフ地震 ($M_w=9.2$) および上町断層系地震 ($M_w=7.0$) による大阪中心部(OSK)と大阪湾臨海部(OMS)の強震動予測波 (NSおよびEW成分) を用いて、超高層建築物の応答値がどの程度の値になるのかを評価する。図9に予測波の疑似速度応答スペクトルを示す。海溝型の南海トラフ地震では、大阪湾臨海部(OMS)の入力が大きく、内陸型の上町断層系地震では大阪中心部(OSK)の入力が大きいことがわかる。なお、予測波は本シンポジウムに合わせて提供されたものである。

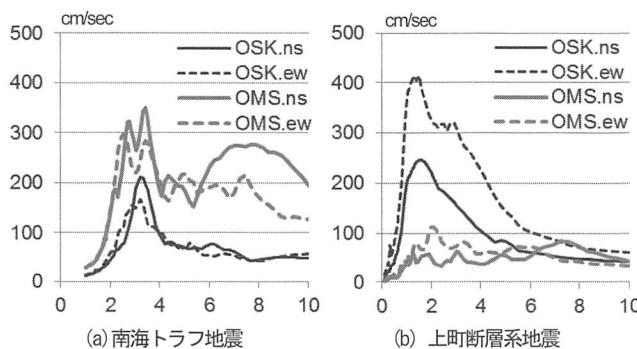


図9 予測波の疑似速度応答スペクトル

4-2. 多質点系モデルによる解析

超高層建築物のモデルには、先に解析した37階建て超高層マンションの多質点系モデルを用いた。

図10に各層の最大応答値を示す。南海トラフ地震

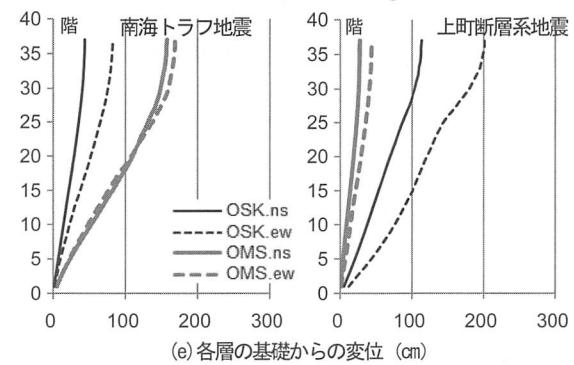
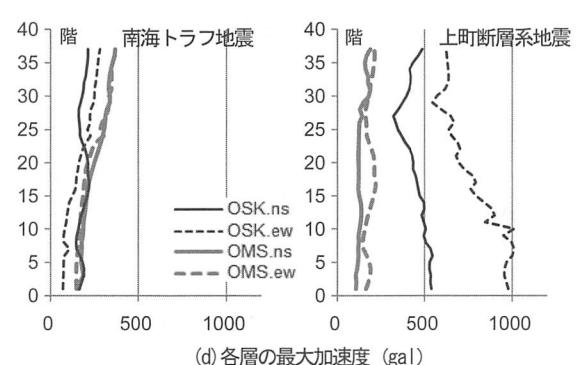
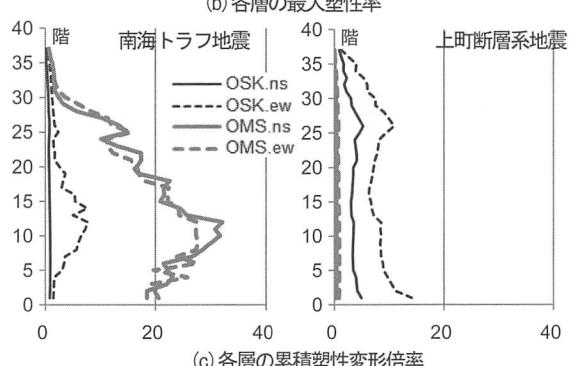
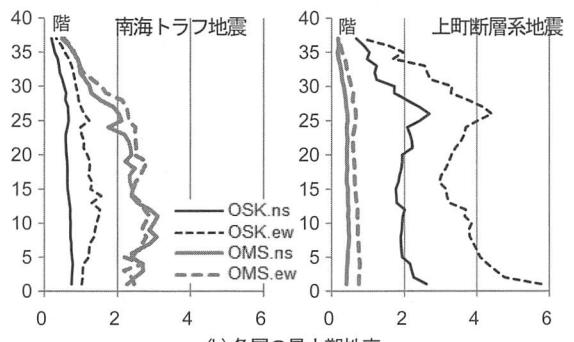
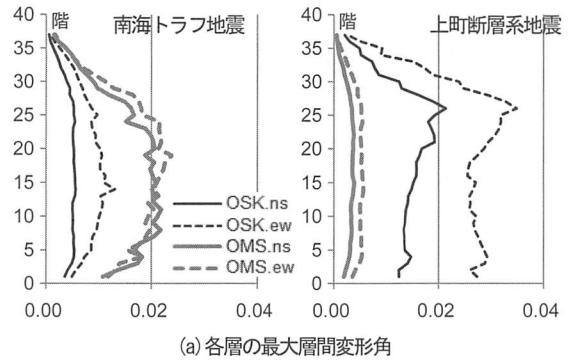


図10 37階建て超高層建築物の最大応答値

と上町断層系地震では、最大層間変形角はそれぞれ $1/42$ と $1/29$ 、層の塑性率はそれぞれ3程度と6程度となっており、いずれも設計安全限界の層間変形角 $1/100$ 、層塑性率2を大きく上回っている。いずれも上町断層系地震の結果が大きいが、累積塑性変形倍率(降伏変形時の履歴面積に対する総履歴吸収エネルギーの比率)については、継続時間の長い南海トラフ地震の結果の方が大きい。また、上町断層系地震では下層階の最大加速度が $1G$ に達するケースもあり、室内の家具・什器の被害も想定される。また、最上層では振幅 $2m$ 近い揺れとなっている。

4-3. 骨組モデルによる解析

E-ディフェンス実験で明らかになったように、 $1/100$ を超える応答を評価する場合には、梁の耐力に及ぼすスラブの協力幅やP-△効果等を適切に考慮する必要がある。そうした要因が結果にどの程度の影響を及ぼすのかを明らかにするために骨組モデルによる検討を行った。

解析に用いたのは、標準的な鉄筋コンクリート造超高層建築物を想定した36階建て平面骨組モデルである(図11)。地震応答解析には筆者が開発したプログラムSTERA_3D²⁾を用いた。このとき、梁および柱は、材端に非線形曲げばね、中央に非線形せん断ばねを配置した線材モデルとし、柱の非線形曲げばねは軸力と曲げの相互作用が考慮できるMS(Multi-Spring)モデルとした。解析のパラメータには、スラブの協力幅とP-△効果の2つを取り上げた。図11の右下に、スラブの協力幅を全幅とする場合の梁の非線形ばねの骨格曲線を示す。なお、建物モデルの1次固有周期は1.9秒であった。

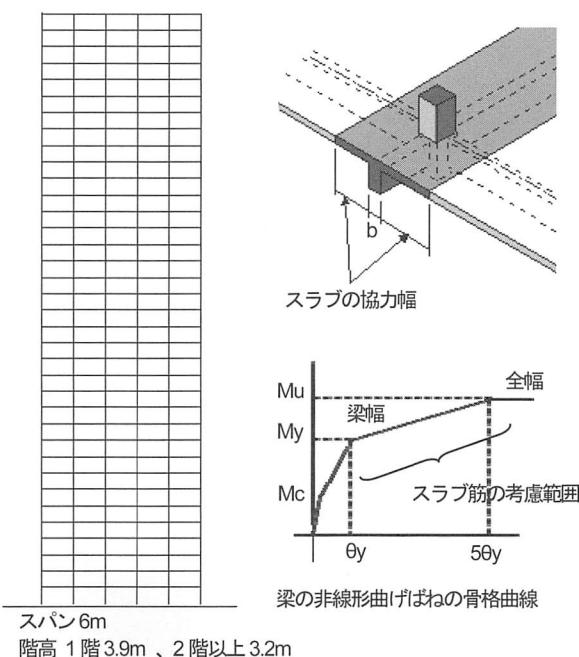


図11 36階建て超高層建築物の平面骨組モデル

入力地震動は多質点系の解析で応答値が大きかった南海トラフ地震の大坂湾臨海部(OMS)のEW波と上町断層系地震の大坂中心部(OSK)のEW波とした。解析ケースを表4に示す。

図12に各層の最大層間変形角を示す。解析ケースによる応答値の違いはそれほど顕著ではないが、P-△効果を考慮すると下層階の応答が増える傾向がある。

表4 解析ケース

	スラブ全幅考慮あり	スラブ全幅考慮なし
P-△効果考慮あり	CASE 11	CASE 10
P-△効果考慮なし	CASE 01	CASE 00

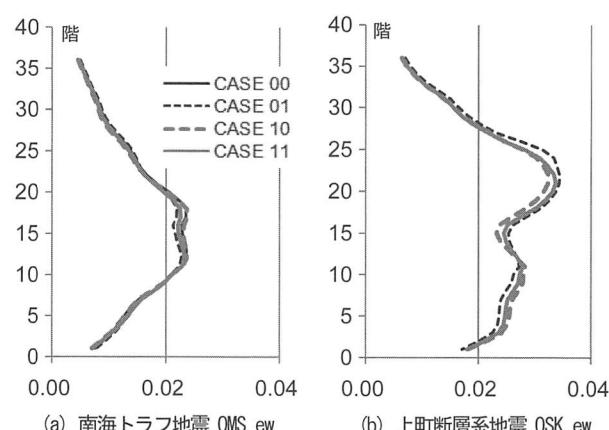


図12 36階建て超高層骨組の最大層間変形角

5. まとめ

耐震設計における建物の耐震性の水準は、入力地震動の大きさと建物の設計クライテリアとの関係で規定され、基本的には過去の震災経験と最新の知見を踏まえた工学的判断に基づいて決められている。将来起こりうる南海トラフ地震や上町断層系地震といった巨大地震では、超高層建築物に設計クライテリアをはるかに超える応答が生じる可能性がある。国として耐震設計の水準を上げるには、新たな既存不適格建築物を生み出すなど社会的・経済的影響を加味した慎重な判断が必要であるため、まずは個々の建物で可能な対策を進めることが望まれる。また、超高層建築物が倒壊するような状況を再現できる解析技術とそれを裏付ける構造実験データはまだ十分ではなく、さらなる研究の推進が必要である。

参考文献

- 1) 平成24年度 国土交通省 建築基準整備促進事業「27-1:長周期地震動に対する鉄筋コンクリート造建築物の安全性検証方法に関する検討」調査報告書、平成25年3月29日
- 2) RC造建築物の地震応答解析プログラム STERA_3D, <http://www.rc.ace.tut.ac.jp/saito/software.html>

5. 資 料

第40回地盤震動シンポジウム(2012)報告

元木健太郎*

1. はじめに

第40回地盤震動シンポジウム「2011年東北地方太平洋沖地震から何を学び、どう活かすか—巨大地震に備えるための地盤震動研究（その2）」が、日本建築学会地盤震動小委員会の主催で、2012年11月6日(火)10:00~17:30、建築会館ホールにて開催された。194名の参加者を集めた。司会は、第一部：関口（京都大学）・鈴木（応用地質）、第二部：高井（北海道大学）・高橋（応用地質）、総合討論：神野（九州大学）・加藤（小堀鐸二研究所）が担当した。第一部では、主旨説明、「2011年東北地方太平洋沖地震に関する最新の知見」（7題）があった。昼食休憩後、第二では、「40周年記念事業等に関する報告」、「今後の地盤震動研究へのメッセージ」（2題の特別講演）、「大都市で予測される地震像」（4題）があった。その後、「将来の地震被害の軽減に寄与する地盤震動研究のあり方」と題して総合討論を行い、最後にまとめが行われた。以下、本シンポジウムの概要について報告する。

2. 主旨説明

最初に、地盤震動小委員会主査の久田（工学院大学）より、シンポジウムプログラムの紹介と最近の地震動予測に関する疑問が示された。それは、公的機関による想定地震の結果が、最悪のケースを想定していることから、過去の地震の震度記録と比較して過大な評価になっていることや、地震発生確率の不確実さをもった値であることが伝えられていないことである。被害規模が大きすぎて、どこから手をつけていいのかが見えなくなり、かえって防災活動を抑制してしまうのではないかと指摘した。このような最近の動向も踏まえて、研究者と実務者を交えて議論をしたいとの主旨説明があった。

3. 話題提供・特別講演

佐藤（清水建設）は、強震記録に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル—過去のプレート境界地震との比較から—と題して、2011年東北地方太平洋沖地震と既往の震源モデルについて、周期帶毎の生成域に注目して整理した結果を報告した。まずは、2011年東北地方太平洋沖地震のSMGAの4モデル（川辺・他、入倉・倉橋、浅野・岩田、佐藤）と野津のスーパーASPERITYモデルを比較して、東北地方太平洋沖地震のSMGAは共通して陸に近い海域に評価されていることを示した。一方、津波などを引き起こした長周期域の滑り分布は、海溝付近に求められており、短周期発生機の場所と異なる。2004年スマトラ地震、2010年チリ地震でも東北地方太平洋沖地震と同様に深い場所で短周期、浅い場所で長周期が生成されていることが明らかにされている（Lay et al. 2012）。日

本で発生した過去の地震では、1968年十勝沖地震、1994年三陸はるか沖、1978年宮城県沖は短周期成分と長周期成分の生成位置が異なり、2003年十勝沖地震は短周期と長周期が近く求められ、地震によって短周期と長周期の生成域の現れ方の違いを示した。Mo-A関係とSa-Mo関係において、東北地方太平洋沖地震は既往の経験式の延長上に位置していることを示した。

松島（京都大学）は、局所的に大きな加速度の記録の原因の解釈と題して、震度7を観測したK-NET築館(MYG004)とKiK-net芳賀(TCGH16)に注目して、今まで報告されている研究成果を整理して報告した。築館に関して、Nagashima et al.(2012), Hayakawa et al.(2012), 山中・他(2012)からの3つの成果を比較し、芳賀に関して、山中・他(2012)と田中・野畑(2012)の成果を比較した。複数の結果の解釈は必ずしも整合していない。研究者間の違いをどうコンセンサスを得るかが今後の課題であることを示した。

大野（東北大学）は、仙台市内の地盤震動と地下構造との関係と題して、仙台地域の本震記録と地下構造モデルの関係を整理して説明がなされた。仙台市内の地盤モデルを用いた理論增幅率と住友生命ビルに対する観測記録のスペクトル比を比較した。現状の地下構造モデルでは観測スペクトル比の南部地域など振幅を説明できない地点もあるが、周期特性は概ね整合している結果が得られている。観測記録を用いて地盤モデルを介し基盤まで戻して、Kriging法による空間補間で周期帶毎（0.2秒、1.0秒、3.2秒）の空間分布を求めた。短周期域（0.2秒）では造成宅地のあたりが大きくなり、1.0秒では仙台市東部で大きくなる。長周期では入射方位依存性が見られ、南側から到来する地震については帶状に振幅の大きい地域が分布していることを示した。

藤本（千葉科学大学）は、東北地方太平洋沖地震の強震記録に基づく表層地盤増幅特性と題して、表層地盤の影響に着目して、表層の増幅特性と観測記録を比較した検討を報告した。ここでは、震央距離が200km以内の観測点を対象としている。弱震時のS波のH/Vスペクトルが増幅率との対応がよく、H/Vスペクトルが増幅率を表している。H/Vピーク周期は、強震時に弱震時の3倍程度まで長周期に延びている。長周期化の変動はPGVと相関が高い。ピーク周期の比からせん断剛性比を算出し、経験式による有効せん断ひずみとせん断剛性比の関係は、過去の地震で得られた関係と調和的な結果が得られた。本震前後の弱震H/Vスペクトル比に変化がほとんど見られず、せん断剛性

*小堀鐸二研究所

はほぼ回復していることを確認した。

森川（防災科学技術研究所）は、M9に対応した新しい距離減衰式と題して、Mと振幅の関係を距離減衰式の観点から検討した結果を示した。推本(2011)が示した日本海溝沿いの各発生領域からの断層最短距離を用いている。M9.0を既往の式に入力すると過大評価になってしまう。Mに係る項を2次式とする、または頭打ちする式として回帰した。その際頭打ちするMや極大になるMは回帰の前の試行錯誤により求めた。2次式や頭打ちの式はどちらも説明性は既往の式よりも高くなるが、どの式がいいかは判断できない。地盤モデルに関する残差を比較検討した結果、深部地盤を考慮した場合、0.5秒以上、浅部地盤を考慮した場合、0.1~2.0秒の帯域で残差が小さくなる結果を示した。

津野（鉄道総合技術研究所）は、関東平野で観測された長周期地震動と題して、関東平野の記録を収集して長周期に注目して整理した結果を報告した。小田原と川崎で周期3秒が卓越しており、小田原では川崎よりも震源から離れているにもかかわらず、川崎の約100cm/sの2倍以上の200cm/sも応答を示す地点もある。小田原の3秒の卓越は時間一周波数解析から、主要動部分で3秒が卓越しており、それは実体波の1次元増幅特性で説明が可能であることを示した。M6クラス以上の地震を対象として、関東平野のpSvのKiK-net地中記録の平均pSvに対する比を算出して示した。到來方向によって増幅率が変わり、東北地方からの増幅は小さく、西からの地震は増幅が大きいことを示した。

永野（東京理科大学）は、首都圏における超高層建物応答から見た地盤震動と題して、首都圏の超高層建築の応答を揺れや家具等の移動に関するアンケートで調査した結果を報告した。観測記録が得られている建物で周期1.5~3.5秒の擬似速度応答をキャリブレーションして、観測が得られていない建物で応答加速度を評価した。また壁紙の亀裂等のアンケートでも層間変形角を推定した。沿岸部で亀裂の被害が多く、表層地盤が大きく影響していると考えられる。建物・基礎・地盤をモデル化したシミュレーションでも周期2秒付近まで表層地盤で増幅することを確認した。首都圏に建つ建物を一事例として、強震記録を用いてシミュレーションした結果、1/300程度の相関変形角が評価され、実際の被害と対応していることを確認した。

加藤（小堀鐸二研究所）は40周年記念事業等に関する報告と題して、地盤震動シンポジウムのバックナンバーの公開が紹介された。1972年に委員会が発足して1973年地盤震動シンポジウムが始まってからの印刷物が公開された（第1回は、印刷物ではなく、瀬尾先生のメモ書き）。過去の資料で長周期地震動の問題は以前より提起されていたことを紹介した。周期数秒から20秒程度は、理学分野で扱われている20秒以上の長周期と区別するために、「やや」長周期と呼ばれていた。その他、刊行物を4冊出版し

ており、2冊は廃版となっている。

入倉（愛知工業大学）は、海溝型巨大地震の強震動予測のための震源モデルの構築と題して、東北地方太平洋沖地震の整理と今後の地震動予測の方向性を示した。東北地方太平洋沖地震の短周期発生域は陸域の深い場所で生成されており、長周期を生成したアスペリティ（海溝沿いの深い場所）と位置が異なっている。P波短周期のバックプロジェクトの結果でも同じ生成位置が推定されている。チリ地震やスマトラ地震でも深い部分で短周期を、深い部分で長周期を生成したと研究結果がある。超巨大地震のSMGAは、共通してダウンディップエッジ（プレート境界地震が発生する領域の下端）に推定されている。今後の強震動予測のためのレシピの考え方として、超巨大地震のSMGAはダウンディップエッジ付近に各セグメントに対して一つずつ配置することが一つの案として提示した。超巨大地震に対してはマグニチュードから決める方法より、場所と応力降下量と面積から推定する方が適しているという考えを述べた。

太田（足利工業大学）は、長周期地震動の評価の足取りから地殻変動までと題して、長周期地震動の研究の事例と東北地方太平洋沖地震の記録に関する考察をした。昔はエルセントロ、タフトくらいしか記録がなかった時代から、長周期地震動で注目を集めた1968年十勝沖地震の八戸の記録、メキシコの長周期地震動について事例をたどりながら説明した。長周期地震動が、八戸では約400mの地盤が、メキシコでは表層地盤が地盤増幅に影響したことを示し、表層地盤と建物の共振を回避することが大事であることを強調した。また地震計の基礎がロッキングした事例として、1993年釧路沖地震の釧路気象台の記録を紹介した。2011年東北地方太平洋沖地震のK-NET牡鹿の加速度記録を基線補正して、2階積分した変位波形はGPSによって計測した変位波形とよく対応することを示した。積分によって得られた残留変位による距離減衰式を作成した。

上林（京都大学）は、大阪平野における長周期地震動の増幅特性と題して、大阪平野の長周期地震動の歴史と地下構造モデルと増幅特性について報告した。鳥海によるアレイ観測から、大阪平野の長周期（あとゆれ）に注目した観測が始まった。2004年紀伊半島沖の地震と2011年東北地方太平洋沖地震のpSvを比較すると、多くの地点で紀伊半島沖の地震の方が大きいまたは同等の振幅であった。大阪の3次元モデルは、スプライン関数によって補完したスプラインモデルと、地質学的解釈に基づくグリッドモデルの2つのモデルが提案されていることを示した。グリッドモデルを用いた3次元シミュレーションにより地震基盤からの増幅特性を評価した。増幅特性は、堆積層を考慮した評価結果を、堆積層を除いた評価結果に対する比で求めていた。シミュレーションによる評価結果は佐藤・他(2010)による増幅特性とよく対応したことを確認した。

吉村（大阪大学）は、南海トラフの地震による関東平野

などの大規模平野の地震動と題して、大規模シミュレーションに関して発表した。864×300×50kmの領域をモデル化し、周期2.5秒以上の周期を対象とした。地震は南海トラフで発生する3連動地震を対象とした。中央防災会議(2003)の震源モデルを参考し、地下構造モデルについては、既往研究の成果を参考した。最表層は工学的基盤相当のVs=500m/sとし、付加体も考慮したモデルである。紀伊半島沖から破壊が開始するケースと南海地震の西端から破壊が開始するケースの2ケースをシミュレーションした。KiK-net此花、名古屋三の丸、新宿の評価結果では、pSvのピーク値で150~200cm/sの振幅となった。東北地方太平洋沖地震の観測記録との比較において、震源からの距離がほぼおなじとなるような地点として、大阪、名古屋は仙台の記録と、東京は東京の記録と比較した。長周期地震動は南海トラフで発生した時の地震動の方が大きくなる結果を示した。

額嶺一起(東京大学)は、「首都直下地震騒動」に見る地盤震動研究のあり方と題して、首都直下地震防災・減災特別プロジェクトで行った東京湾北部地震を対象にした地震動評価について説明があった。東京湾北部地震の震源は中央防災会議のモデルを参考しており、その仮定が結果に与える影響が大きいことを強調した。報道発表資料をトレースし、東京湾北部地震の報道のされ方について問題提起した。また、「長周期地震動」という言葉について、マスコミ用語であり、以前は、脈動成分を含まないように、周期20秒以上を測定する地震計があったが、現在では理学分野においても長周期がこのくらいという明確な区分はない。相対的なものだけであるとの見解を示した。

遠田(東北大)は、首都直下地震で想定される地震像についてと題して、プレートの研究の観点からみた首都直下で発生する地震像を説明した。発表に先立ち、地質学、地形学は実験して確認することができず、確定的なことをいうことは難しく、知見は解釈にすぎないという認識が必要であること、また、シナリオにとらわれすぎないことが重要であると考えを述べた。フィリピン海プレートと関東で発生する地震の説について、研究成果を紹介した。近年良く参照されるフィリピン海プレートの石田モデルは、過去のプレートの動きとの整合性など、そのモデルに矛盾点が多いことを示した。微小地震の分布と、P波の速度構造から、関東平野直下にプレートのフラグメントが存在する仮説が考えられる。関東平野は活断層によって生じたものではなく、広大な平野が形成されていることとフラグメントの存在は整合する。フラグメントモデルは関東直下で発生の仕組みも従来のモデルより理解しやすいことも示した。

4. 総合討論

総合討論が始まる際に、司会から以下の3点に関して議論を進める提案がなされた。

- ・東北地方太平洋沖地震は説明できたのか。
- ・現在行われている巨大地震の予測結果の解釈

・今後の地盤震動研究の方向性

加藤(小堀鐸二研究所)：短周期と長周期のソースについて、位置が異なる考えは共通認識として固まつたのか。佐藤(清水建設)：違うことは必ずしも共通認識ではないが、調べてみると違うことが多い。

入倉(愛知工業大学)：海溝型の地震は前のモデルから求められていた。記録がたくさん得られているから、共通認識を持つことはこれから課題。まだ整理する必要がある。

石井(清水建設)：浅いところにはSMGAを置かない理由を教えてほしい。置いたとしても影響がないからか、実際にSMGAがないことが確認されたのか。南海トラフでは、沖合が陸域に近づいているので、モデル化が結果に及ぼす影響は大きい。

入倉(愛知工業大学)：東北地方太平洋沖地震について、震源から西方向のみの強震動記録を用いた検討では海溝よりのところにおいてもおかなくとも結果は大きく変わらない。しかし、様々な方位の記録を用いたバックプロジェクトによる結果では深い結果となっている。深い部分がSMGAであることは間違いないと思う。

野津(港湾空港研究所)：震源について、まだ議論を残しているところがあると思う。2秒程度のパルスでPGVが決まっている。そういうパルスは大事であり、さらなる議論は必要である。

加藤(小堀鐸二研究所)：SA(スーパーASPERITY)と他のモデルは違うが、波形は両方とも説明ができる。モデル間の議論が必要ではないか。

野津(港湾空港研究所)：多くのSMGAは包絡波形で決まっているのではないか。パルスの再現についても工学的に重要な要素である。

佐藤(清水建設)：0.2~20秒全部でフィッティングするように作成しており、スーパーASPERITYモデルで注目している1~5秒の帯域には限っていない。周期帯が違うので違いが生じていると考えられる。

入倉(愛知工業大学)：我々に課せられている問題は大きく外すことのないモデルを提示することである。詳細にしそうると問題が難しくなる。ただし、詳細なモデル化も個別に研究を進めるべきであると思う。

瀬尾(東京工業大学)：関東平野の地震動で78年宮城沖の記録を見ると、ほぼ実体波で説明できるようなものであった。ところが伊豆の地震では長周期がたくさん含まれていた。今回の地震でも同じようなもので、納得のできる説明が欲しい。

津野(鉄道総研)：ラブ波とレイリー波の分離は難しい。感覚的には、5秒以上はラブ波が、4秒以下はレイリー波が卓越したと考えている。基本モードだけではないと考えている。植竹さんも同様な見解を示している。

吉村(大阪大学)：方位が関係している。南海トラフ沿いの地震では付加体が通り道になって、効率的にやってくる。

植竹(東京電力)：京浜地域のアレイ観測を使って、東北の地震時の位相速度から判断すると基本モードのラブ波ではない。

纏纏（東京大学）：付加体はウェーブガイドにもなるし、増幅もあるし、影響が大きい。一方、日本海溝には付加体はない。だから、伝播経路の影響が大きいと考えられる。

遠田（東北大学）：日本海溝はプレートの沈み込み角度が急ですし、太平洋プレートが沈み込む前に曲がっていている。そこに正断層群が多くて、亀裂に堆積物がたまって、それをプレートの中に押し込む形になって、南海トラフと全然構造が違う。こういう理由で日本海溝には、厚い付加体は存在しない。

加藤（小堀鐸二研究所）：付加体の減衰は大きいか。

纏纏（東京大学）：付加体は堆積層と同じ。増幅もあって、減衰もある。

加藤（小堀鐸二研究所）：関東平野の長周期は、レイが重なって振幅が大きくなるイメージがある。

久田（工学院大学）：マントルウェッジの話で津波が大きくなった原因について、プレートに亀裂が生じて、プレートから軟らかいものが染み出してきたという説を考えると、南海トラフでは津波は起きにくいということになるのか。

遠田（東北大学）：まだ分かっていないところが多い。1つの解釈では、陸側のプレートは地震後引っ張りの応力になっているように、大きく動いている。逆に西日本では分岐断層が多い。動き方が違う。東日本では勢いづいて先端まで大きく動くことがあって、西日本では、陸側で分岐して変位が分散することがある。その時に津波の生じ方は違ってくると考えられる。

久田（工学院大学）：P54 図 11 を見ると、湾岸地域と山の手地域で4秒まで応答スペクトルが変わっているように見える。その帯域まで表層地盤が影響するのか。

永野（東京理科大学）：まだよくわからない。相互作用みたいなものもあるかもしれないし、深い地盤も考えないといけないと思う。

永野（東京理科大学）：金森先生が注目した KiK-net 此花の上と下の記録の比で 30 倍も出ているという結果について、説明してほしい。

上林（京都大学）：98 ページの図 15 を見ると、経験的増幅特性で約 20 倍。計算結果は 2E に対する比をとっているので、E+F を考えると説明できる可能性はある。

中山（東京工業大学）：最近、大規模計算が行われるようになってきて、対象周期が短くなってきた。グリッド、震源モデル、地下構造モデル化の精度が厳しくなっていないか。その下限の周期と超高層の周期が近いことが気になっている。現実と違うところにならないか。

吉村（大阪大学）：計算機の負荷で 2 秒くらいになっている。ベンチマークの結果でグリッドの影響によって結果が変わることが分かったので、細かくする必要はあると思う。

上林（京都大学）：やや長周期の地震動評価に沖積層も入れたモデル化も必要になってくるのでは。

加藤（小堀鐸二研究所）：物理探査の観点からみた限界は。

中山（東京工業大学）：震源は未知なところが多いけど、地盤はやればやるほど蓄積されるものだと思ったが、松

島さんのレビューでは、必ずしも合致していなかった。本来ならば収束しているはずなのに、そう簡単ではなかった。

松島（京都大学）：どの周期がどう増幅するという解釈が違うと、異なる結果が出ると思う。そういう情報のすり合わせは必要と思う。

河西：地震動シミュレーションに地球シミュレータや京などのスーパーコンピュータは使っているのか。

吉村（大阪大学）：大成建設のスーパーコンピュータで 2 日間計算。京までのパフォーマンスはない。

神野（九州大学）：予測結果をどうとらえるかについて、ユーザー側の意見は？

宮崎（ダイナミックデザイン）：地震動研究が進んで、どんどん振幅が大きくなっている。設計者として仕方がないと思っている。実務者として、実際の地震動がなかなか入手できないのが問題。研究者と設計者の間に行行政という存在がある。

神野（九州大学）：施主に説明するに足りる情報が研究者は提供できているか？

宮崎（ダイナミックデザイン）：強震動予測結果があれば、設計を行えるが、そのデータを手にいられなければ難しい。

早川（清水建設）：大きなコンピュータを使えば、精密な地震動を計算できるという話には簡単につながらない。モデルの精度を超えることはない。

河西：道具は使ってこそだと思う。モデル化の話はクリアした前提の話として。

早川（清水建設）：問題点は計算機の問題ではなく、実際の地盤を忠実にモデル化しているかの問題が先にある。

吉村（大阪大学）：新しいモデルを作成すると観測記録を説明できるかの検討は行っている。

纏纏（東京大学）：地下構造も重要だが、最大のあいまいさは震源モデル。トータルの精度を上げるために震源モデルも重要である。

太田（足利工業大学）：大阪の咲洲庁舎で被害があったが、東京での被害の話はほとんど聞こえてこない。それはなぜ。

久田（工学院大学）：咲洲庁舎は地盤と構造物の 1 次周期が近かった。関東の大部分はスペクトルでほぼフラットでどこかの周期が突出して大きくなることはなかったからだと思う。

5.まとめ

最後に、地盤震動小委員会幹事の吉村（大阪大学）から、東北地方太平洋沖地震について最新の研究で明らかにされたこと、今後の地震動予測における注意点、実務者と研究者の関係について再確認した。地震を経験して、また新たな問題も明らかにされており、今後起こりうる南海トラフ地震に対して、地盤震動研究者と設計者と一緒にさらなる検討をしていかなければならないとまとめた。

（文中敬称略）

第41回地盤震動シンポジウム(2013)
2011年東北地方太平洋沖地震から分かった
新たな知見と予測地震動への反映
— 巨大地震に備えるための地盤震動研究(その3) —

2013年11月

編 集
著作人

一般社団法人 日本建築学会

〒108-8414 東京都港区芝5丁目26番20号
TEL 03-3456-2051
FAX 03-3456-2058
<http://www.aij.or.jp/>

印刷所 株式会社 エーヴィスシステムズ