

第39回地盤震動シンポジウム(2011)

2011年東北地方太平洋沖地震で何が起きたか

— 巨大地震に備えるための地盤震動研究(その1) —

2011.11.15

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（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。

社団法人 日本建築学会

第39回地盤震動シンポジウム(2011)
2011年東北地方太平洋沖地震で何が起きたか
— 巨大地震に備えるための地盤震動研究(その1) —

2011年11月

編集
著作人

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

The 39th Symposium of Earthquake Ground Motion (2011)

What Happened during The 2011 Tohoku Earthquake?

— Ground Motion Studies to Prepare for the Next Mega Earthquake (Part 1) —

November 2011

Tokyo

The Research Subcommittees on the Earthquake Ground Motion

The Architectural Institute of Japan

第39回地盤震動シンポジウム(2011)

2011年東北地方太平洋沖地震で何が起きたか — 巨大地震に備えるための地盤震動研究(その1) —

目 次

1. 主旨説明	久田嘉章 ……………	1
2. 震源と地盤震動		
2-1 東北地方太平洋沖地震で明らかになった長期評価の課題と今後	遠田晋次 ……………	3
2-2 2011年東北地方太平洋沖地震の震源像	三宅弘恵・関口春子・野津 厚 ……………	9
2-3 2011年東北地方太平洋沖地震で観測された強震動	大野 晋 ……………	13
2-4 2011年東北地方太平洋沖地震での地盤と基礎の被害	時松孝次・田村修次・鈴木比呂子・勝間田幸太 ……………	21
2-5 2011年東北地方太平洋沖地震の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 ……………	35
3. 特別講演		
東日本大震災を経験して思う地盤震動研究の重要性	源栄正人 ……………	43
4. 構造物の振動被害と応答		
4-1 東北地方太平洋沖地震で発生した地震動と建物被害	境 有紀・神田和紘 ……………	51
4-2 建築構造物での強震記録	小山 信・鹿嶋俊英 ……………	57
4-3 長周期地震動対策を行った超高層ビルの観測記録と制振効果	細澤 治・木村雄一・青野英志・吉村智昭・欄木龍大 ……………	67
5. 津波と構造物被害		
5-1 地質情報に基づく869年貞観地震の復元と東北地方太平洋沖地震との比較	宍倉正展・澤井祐紀・行谷裕一 ……………	71
5-2 2011年東北地方太平洋沖地震における津波の波力と構造物の被害	中埜良昭・浅井竜也・館野公一 ……………	75
6. 資料		
第38回地盤震動シンポジウム(2010)報告	保井美敏 ……………	81

The 39th Symposium of Earthquake Ground Motion (2011)

What Happened during The 2011 Tohoku Earthquake?

— Ground Motion Studies to Prepare for the Next Mega Earthquake (Part 1) —

TABLE OF CONTENTS

1. Introduction	(Yoshiaki Hisada) ······	1
2. Source Process and Ground Motion		
2-1 Problems for Long-Term Forecasting of Large Earthquakes Illuminated by the 2011 Tohoku-Oki Earthquake	(Shinji Toda) ······	3
2-2 Source Images of the 2011 Tohoku Earthquake	(Hiroe Miyake, Haruko Sekiguchi, Atsushi Nozu) ······	9
2-3 Strong-Motion Observation Records during the 2011 Tohoku Earthquake	(Susumu Ohno) ······	13
2-4 Damage to Soils and Foundations in the 2011 Tohoku Pacific Earthquake	(Kohji Tokimatsu, Shuji Tamura, Hiroko Suzuki, Kota Katsumata) ······	21
2-5 Long Period Ground Motion Simulation of the 2011 Tohoku Earthquake	(Hidenori Kawabe, Katsuhiro Kamae, Hirotohi Uebayashi) ······	35
3. Special Lecture		
Importance of Ground Vibration Research Based on Experience of the Great East Japan Earthquake	(Masato Motosaka) ······	43
4. Vibration Damage and Response of Structures		
4-1 Strong Ground Motion and Damage to Houses and Buildings in the 2011 Tohoku-Chiho Taiheiyo-Oki Earthquake	(Yuki Sakai, Kazuhiro Kanda) ······	51
4-2 Strong Motion Records Observed on and around Buildings during the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake	(Shin Koyama, Toshihide Kashima) ······	57
4-3 Observation Records of the Tohoku Earthquake and Effect of Vibration Control System at Super High-Rise Building	(Osamu Hosozawa, Yuichi Kimura, Hideshi Aono, Chiaki Yoshimura, Ryota Maseki) ······	67
5. Tsunami and Structural Damage		
5-1 Reconstruction of the 869 Jogan Earthquake Based on Geological Evidence, and Comparison with the 2011 Tohoku-Oki Earthquake	(Masanobu Shishikura, Yuki Sawai, Yuichi Namegaya) ······	71
5-2 Tsunami Load Evaluation Based on Damage Observations after the Great East Japan Earthquake	(Yoshiaki Nakano, Tatsuya Asai, Tomokazu Tateno) ······	75
6. Appendix		
The Report of the 38th Symposium of Earthquake Ground Motion	(Mitoshi Yasui) ······	81

1. 主旨説明

第39回地盤震動シンポジウム(2011)の開催にあたって

主旨説明

The 39th Symposium of Earthquake Ground Motion (2011)
Introduction

久田嘉章^{*1}

Yoshiaki HISADA

The purpose of this symposium is to understand the 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.0) from the view points of the source model, the earthquake ground motions, and the building damage by the ground motions, liquefaction, and Tsunami. After 11 researchers/engineers present their specialized topics, we discuss about the earthquake and its effects to the research and practice on ground motion predictions.

1. はじめに

2011年3月11日14時46分、東北・関東地方の太平洋沖で発生したMw 9.0の東北地方太平洋沖地震は、死者・行方不明者約2万人、建築物の全壊・半壊は合わせて27万戸以上、直接被害だけで推定20兆円程度という戦後最大の自然災害となった。この超巨大地震は事前には全く想定されておらず、強震動予測やサイト波の策定など、地盤震動研究に関連する様々な分野で大きな影響を与えている。このため地盤震動小委員会は、この震災から学び、今後の巨大地震に備えることを目的として、本シンポジウムを企画するに至った。

構造委員会・振動運営委員会に属する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様々な活動を行っている。特に今年度で39回目となる地盤震動シンポジウムでは、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発信し続けている^{1),2)}。

今年のシンポジウムでは、東北地方太平洋沖地震について現時点で得られている知見を理解することを主題としている。さらに次年度以降のシンポジウムで、南海・駿河トラフ沿いでの発生が危惧される海溝型巨大地震等への対策を議論したいと考えている。そこで、本シンポジウムの主題を「巨大地震に備えるための地盤震動研究」とし、副題は「2011年東北地方太平洋沖地震で何が起こったか?」とした。地盤震動だけでなく、その周辺分野に関する様々な話題提供、特別講演、および総合討論を通じて、今回から得られる貴重な教訓を学び、今後、巨大

地震に備えるための方向性を議論したいと考えている。

2. 話題提供と論点

今回の話題を選定するに当たり、地盤震動小委員会の主担当である強震動・地盤震動に関連する分野だけでなく、建物の応答や被害や地盤・基礎被害(液状化・盛土の地すべりなど)、さらには津波をも包含することとし、4部構成となっている。

まず午前部の部では「震源と地盤震動」と題し、長期評価、地震像、観測記録、地盤・基礎の被害、長周期地震動(または長周期強震動)、の観点から5題の話題提供が行われる。まず長期評価と震源像に関しては、従来のモデルでは海溝型巨大地震は数百年のサイクルで同規模の地震を繰り返し発生する典型的な固有地震であると考えられていた。しかしながら、今回の地震は、数百年の時間スケールでは説明不能であり、少なくとも数千年単位で考える必要が指摘されている。

また今回のようにいくつかの震源域が連動した場合の震源モデルでも議論が生じている。すなわち、従来の強震動予測では、主としてカスケードモデルと呼ばれている個々の震源域での固有のすべりを持つ震源モデルの重ね合わせを想定していた。しかしながら、今回の地震では最大で50m近いすべりが生じており、スケーリングモデルと呼ばれている断層サイズとともにすべり量も増大する震源モデルが実像に近いと考えられる。従って、地盤の移動や隆起・沈降、あるいは津波の発生など非常に周期の長い地震動(周期20秒程度以上)を対象とする場合、今後は連動型巨大地震の震源モデルとしてはスケーリングモデルが必要となる。一方、工学分野で対象

*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

となる長周期強震動 (Long-Period Strong Ground Motion; 周期約 2 秒から 10 秒程度) を含む比較的短い周期範囲では、震源規模の大きさに比べて強震動の振幅はあまり増大しておらず、巨大な地震規模は長い継続時間に現れている。従って連動型巨大地震の強震動予測をする上での震源モデルは、比較的な単純なカスケードモデルで実用上は十分であるように見える。

一方、強震動を発生するアスペリティーについても議論となっている、すなわち、従来の強震動予測ではアスペリティーとは断層面のなかですべりの大きな領域であり、短周期を含む強震動の発生源も同一であるとしていた。海溝型地震のアスペリティーは、通常は震源域に固有な位置にあり、地震前に背景領域が非地震的にすべった後に、残されたアスペリティーが強震動生成領域として破壊すると言う震源モデルが想定されていた。このようにすべりの大きな領域と強震動の発生源を同じとするアスペリティーモデルは、地殻内地震を主対象とする M7 クラスの地震の強震動評価では実績があったが、M8 を超える巨大地震に対しては検討の余地を残していた。今回の地震は、大きなすべりは海溝軸に近い浅い領域で、一方、強震動は主として陸地側の深い領域で、それぞれ生じており、両者は明らか異なる位置関係にあった。今後、海溝型巨大地震による広帯域の震源モデルを構築するうえで大きな課題を提供している。

今回の震災のもう一つ重要な災害として、液状化や盛土の地すべりによる被害が多発した。近年、地盤震動小委員会の研究対象は、主として工学的基盤より深い地盤構造を対象とすることが多く、表層地盤の強震動特性はあまり取扱っていなかった。今回は被害と社会的な影響の大きさを鑑み、液状化など地盤・基礎の被害に関する話題を提供し、今後の活動への検討を行いたいと思っている。

一方、午後の部では、まず地盤震動研究の第一人者であり、仙台市で震災を体験された東北大学の源栄正人教授に「東日本大震災を経験して思う地盤震動研究の重要性」と題した特別講演を予定している。さらに「建造物の振動被害と応答」と題し、建物の被害、強震記録、超高層ビルの応答と制振効果、の視点から 3 題の話題提供がある。今回の地震は M9 という前例の無い超巨大地震であったが、全体的には強震動の破壊力や、それによる被害もあまり大きくはなかった。観測された強震動は一般に短周期成分が卓越し、非常に長い継続時間であることを除いて、既存の距離減衰式を大きくは超えてはいないようである。但し、長い継続時間と続発する余震は、建造物への疲労的な破壊という新たな検討項目の必要性を示している。一方、建物への影響という点では、1995 年兵庫県南部地震の際に活断層の近傍である神戸市で観測さ

れた指向性パルスが最も破壊力ある強震動であることが改めて確認された。

また長周期強震動に関しても様々な重要な教訓を得ている。特に大阪府は震度 3 であり、一般の建築物は無被害であったにもかかわらず、咲洲庁舎 (鉄骨造 55 階) では周期約 7 秒で長周期強震動と共振し、スプリングラーの破損による漏水、階段壁面のパネル落下、100 カ所以上のひび割れ、エレベータによる閉じ込めなどの多数の被害が報告されている。改めて長周期強震動、特に地盤構造に起因する卓越周期の把握とそれへの対策の重要性を認識させられた。一方、首都圏での長周期強震動は地震規模に比べて大きくは無かったと言われている。東北地方で発生する地震による長周期強震動と比べて、南海・駿河トラフ沿いで発生する同じ規模の地震では、フィリピン海プレートの沈み込み帯での堆積層 (付加体) による伝播効果と、関東平野内での増幅効果により、振幅は 2~3 倍になると言われている。今後は震源と盆地・平野ごとの長周期強震動の諸特性に関して、より定量的な検討が必要となっている。

最後の話題提供として、「津波と構造物被害」と題して 2 題の講演をお願いしている。津波やその対策は、従来は建築より土木分野と考えられ、建築学会内にも津波を専門とする委員会は存在しなかった。しかしながら、今回の津波は防潮堤などの土木構造物を軽々と乗り越え、建物やまちを破壊し、多数の人命・財産を奪ってしまった。今後、沿岸地域に立つ建物や地域では津波対策が必須であり、建築分野でも対応が求められている。津波は地盤震動小委員会の活動の対象外ではあるが、建築への重要性に鑑み、取って今回のシンポジウムでは取り上げることとした。

3. 総合討論と今後に向けて

今回のシンポジウムは、超巨大地震に関する震源モデルから様々な被害まで、非常に盛りだくさんの内容となっている。総合討論では、今回の震災で何が起こったのかを理解し、巨大地震に備えるための地盤震動研究とその周辺領域に関しての方向性を検討したいと考えている。会場から多くの忌憚ない意見を期待したい。

参考文献・資料

- 1) 地盤震動小委員会の HP
<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 年 3 月

2. 震源と地盤震動

東北地方太平洋沖地震で明らかになった長期評価の課題と今後

PROBLEMS FOR LONG-TERM FORECASTING OF LARGE EARTHQUAKES ILLUMINATED BY THE 2011 TOHOKU-OKI EARTHQUAKE

遠田晋次*
Shinji TODA

The 2011 M9.0 Tohoku-oki earthquake brought a great impact on the long-term forecasting of subduction earthquakes around the Japanese islands. Short historic data together with dogmas of modern seismology, such as conventional asperity model, characteristic earthquake model, and earthquake scaling law prevented us to have anticipated the size of M9 earthquake offshore Pacific coast of Tohoku. It may suggest that longer than 1000-year earthquake occurrence history is required to properly evaluate the size and frequency of mega-thrust events, same as the M~7 destructive earthquakes associated with inland active faults. The Tohoku-oki earthquake has significantly changed the state of crustal stress in northeast Honshu island from EW compression to EW extension, in which numerous widespread triggered earthquakes have been occurring. Here I introduce the coseismic stress transfer due to the Tohoku-oki earthquake onto the major active faults, and then demonstrate the importance of the transient changes of state of stress on the faults for long-term earthquake forecasting during the next few decades.

1. はじめに

東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) は、青森県から千葉県にかけての太平洋沿岸地域に未曾有の津波被害をもたらしただけでなく、宮城県栗原市で震度7、岩手県南部、宮城県、福島県東部、栃木県東部、茨城県にわたって広域で震度6を記録するなど¹⁾、地震動についても地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005; 2009, 以下「推本」)の地震動予測を凌駕するものであった。特に、福島県では震源に近い浜通り地域だけではなく、福島市・郡山市など中通り地域でも震度6弱・6強を記録した。30年間で震度6弱以上の確率が福島県ほぼ全域で3%以下の予測と大きくかけ離れた結果となった。

東北地方太平洋沖地震から約半年が経過して、同地震の震源過程と発生に至るまでの背景が明らかにされつつある。震源断層の破壊過程については、近地・遠地震波、陸上および海底GPSデータ、津波観測、余震観測などから、多数のインバージョン震源断層モデルが提案されている。用いたデータや解析手法によってすべり分布やすべり量、断層形状などに違いがあるが、概ね破壊域は長さ約400-500 km、幅150-200 kmにおよぶ。2004年スマトラ沖地震と比較しても、きわめてコンパクトな震源であるにもかかわらずM9となったのは、宮城県沖の震央付近できわめて大きい変位が生じたためであった(例えば、最大変位量約50m²⁾、図1)。

一方、この地震に伴い顕著な地殻変動が観測された。

陸上では太平洋沿岸地域が東南東に移動し、牡鹿半島で5.3 mの水平変位が確認された³⁾(図2)。また、震源直上の海底GPS計測で約24mもの東向きの変位が観測された⁴⁾。全体として東北日本弧は東西圧縮場から顕著な東西引張場に変わった。これによって震源沿いの余震活動だけではなく、震源域から約400kmも離れた地域でも多数の地震が誘発された。本震後には、本震破壊域の深部延長や周辺プレート境界で余効すべりが進行しており、東北地方太平洋沖地震の影響は今後も長く続くことが予想されている⁵⁾。

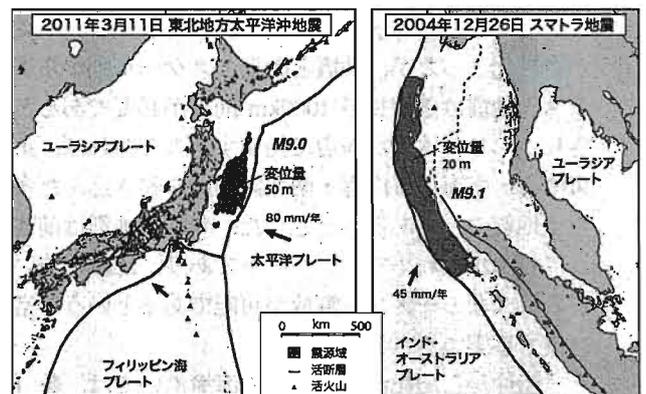


図1 太平洋沖地震とスマトラ沖地震の震源域の比較

この地震が地震学に与えたインパクトは大きく、研究者の「常識」や先入観が誤っていたことが明らかとなった⁷⁾。本稿では、同地震によって浮き彫りとなった長期

*1 京都大学防災研究所

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

評価の問題点を概説し、同地震が今後の地震活動および長期評価に与える影響を議論する。

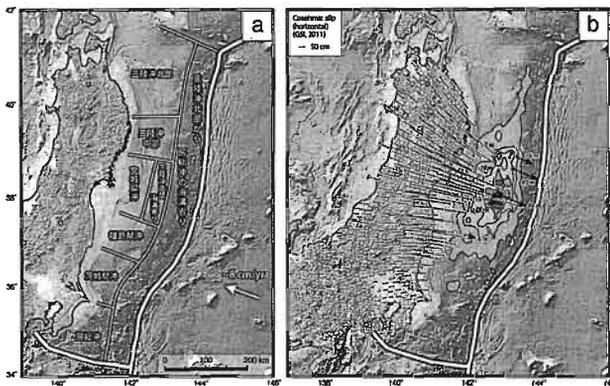


図2 (a)推本による海溝型地震の領域、(b)本震によるGPS 水平変位量と海底 GPS 計による変位。震源断層は Simons et al. (2011)による。

2. 古地震学と超長期地震履歴の重要性

世界の沈み込み帯を比較して海溝型地震の最大規模を論じた Ruff and Kanamori (1980)⁶⁾は、巨大地震は若くて沈み込み速度の速いプレート境界で発生するとした。これは「比較沈み込み学」として、長年地震学の「常識」とされてきた。しかし、2004年のスマトラ沖地震を受け、McCaffrey (2008)⁷⁾は沈み込み速度が遅い地域でも頻度が小さいだけで、M9 が起こりえるという考察を新たに加えた。さらに、今回の東北地方太平洋沖地震では、生成年代が1億年を超える古い海洋プレートでもM9が発生したことになり、これまでの比較沈み込み学は再考せざるを得ない状況にある⁸⁾。また、2004年スマトラ沖地震直後に日本列島でもM9地震の可能性について議論が巻き起こったが、地震と断層のスケール則からM9クラスの地震は破壊長が1000km前後が必要であると推定され、もし日本列島周辺で発生するのであれば、東海・東南海・南海・日向灘・南西諸島沖を巻き込んだ多重連動型地震のみであろうとされた。今回の地震は前述のように震源がきわめてコンパクトであり、比較的狭い領域から巨大なモーメント解放が可能であるという「常識」を覆す事実が示された。

三陸沖から房総沖にかけての海溝沿いでは、数10年間隔で発生するM7~8規模の地震が確率算定評価に用いられてきた⁹⁾。その根拠は過去に海溝型地震が同一のアスペリティを共有して繰り返し破壊していたためである¹⁰⁾。それをもとに推本^{9, 11)}は、プレート境界を複数の領域(セグメント)に分割区分し、それぞれで特有の地震規模と頻度を持つという『固有地震モデル(characteristic earthquake model)¹²⁾』に基づく確率論的評価を行ってきた(図2)。加えて、東北日本の沈み込み帯は

南海トラフと異なり常時地震活動も高く、近年の稠密な地震観測によってプレート固着状態の詳細なマッピングにまで及びつつあった。特に、同一地点での小中規模地震のくりかえし(小繰り返し地震)やM6-7規模の余効すべりなどから、プレート間のカップリング(固着)が弱いと考えられてきた¹³⁾。このことも、M9地震の発生ポテンシャルを見逃してきた理由といえよう。

一方で、三陸沖で最大規模とされる1896年明治三陸地震(M8.3-8.5)を超える可能性がある歴史地震として西暦869年の貞観地震が指摘されていた^{14, 15)}。特に、2004年以降の産総研活断層センターによる精力的な地質調査によって、石巻平野から仙台平野、相馬市付近までの広域で貞観地震による津波堆積物が見出され^{16, 17)}、連動型巨大地震としての貞観地震の津波数値シミュレーションも実施されていた¹⁸⁾。また、海溝型地震の隣接セグメントの連動については、2つのセグメントのモーメント合算以上に、その破壊域や地震モーメントが大きくなり、津波や地殻変動がきわめて大きくなるという研究もあった(17世紀に北海道東部で発生した連動型地震¹⁹⁾)。測地的にも宮城県沖にきわめて大きなすべり欠損が指摘されていた^{20, 21)}が、上記のような地震学的固定観念から、M9地震の可能性を見逃していたと思われる。

このように従来のアスペリティモデルは固有地震モデルがベースとなっており、各セグメントでは固有の地震規模・周期を想定した予測が行われていた。しかし、東北地方太平洋沖地震が示したように、海溝型地震にも多様性があり、宮城県沖地震など数10年間隔で繰り返す大地震を超えた、さらに上位の巨大地震とそのサイクル、スーパーサイクルが存在することがわかった^{22, 23)}。7世紀以降の歴史地震記録が存在する南海・東南海地震と異なり、三陸沖~房総沖の長期評価は過去わずか400年の記録に基づいている。したがって、佐竹(2011)²³⁾も指摘するように、従来考えられてきた地震の繰り返しや長期予測のモデルは、巨大地震の繰り返しプロセスの一部のみを見ていたのであろう。すなわち、過去400年間程度の歴史記録や100年程度の地震観測記録からは、数100年~1000年で繰り返す巨大地震を適切に評価できず、最大規模の地震を見落とすことになる。これは、近年頻発するM7級の地震を予測できなかった内陸地殻内地震の評価²⁴⁾と対照的である。海溝型地震にも、内陸地震評価と同程度の数1000年程度の長期的な地震履歴を考慮した評価が求められる。おそらく、その解決の手がかりになるのが上記のような津波堆積物調査や隆起海成段丘など、古地震学・地震地質学的視点だと思われる。

3. 今後の地震活動の展開：広義の余震活動

上記のような海溝型地震評価の課題解決に向けた議

論が必要な時期に来ているとはいえ、今後数年～30年程度の東日本の地震活動の長期評価には、東北地方太平洋沖地震の影響を避けて通ることはできない。東北地方太平洋沖地震に伴う大規模な地殻変動によって、東北地方では地震発生場とメカニズムが劇的に変化したからである。実際、震災前まで地震活動が低調であった地域で急に活発になり、逆に地震活動が活発だった地域で低下した(図3)。活発化した地域は、秋田県南部、秋田沖、山形県月山周辺、福島県磐梯山周辺、日光男体山・白根山周辺、長野県北部、福島県・茨城県県境付近、銚子周辺、飛騨山脈などである。これらの地域では、本震直後もしくは若干遅れて地震発生数が急激に増えている。逆に、本震によって地震活動が著しく低下した地域は、秋田県中部、岩手宮城内陸地震の余震域、猪苗代湖の湖南地域、新潟県中越地震余震域などである。

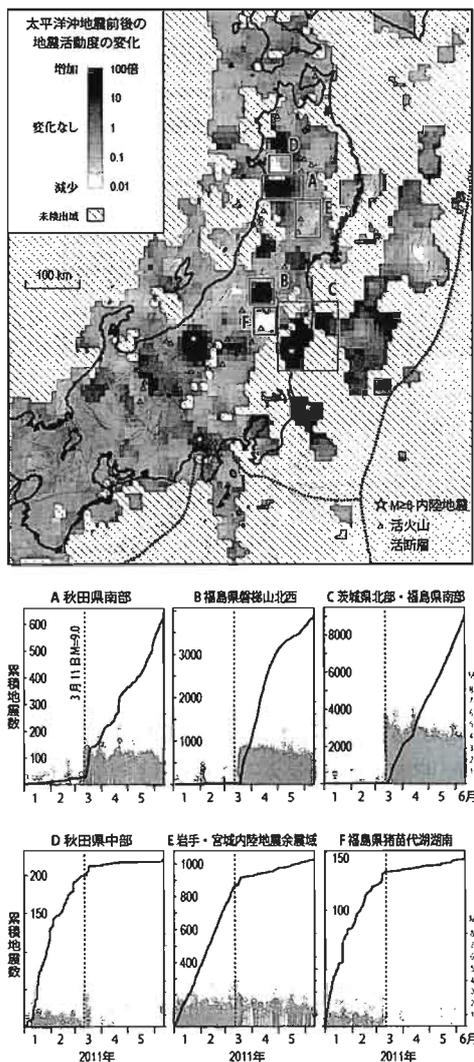


図3 東北地方太平洋沖地震前後での地震活動度の変化。上図は本震後(3/11-6/9)の地震発生率を本震前(1/1-3/10)の地震発生率で割ったものを平滑・視覚化した。

近年、本震発生後の周辺域の余震活動(いわゆるオフフォルト余震)を評価するためには、本震による静的クーロン応力関数の変化(Coulomb failure stress function, ΔCFS)の見積もりが有効であるとされている²⁵⁾。 ΔCFS は、断層面にかかる剪断応力変化と、法線応力変化(ここでは断層面から離れる向きを正とする)に摩擦係数をかけた値の総和である。剪断応力が増加するか、法線応力、すなわち断層を押さえつける圧力が小さくなれば、クーロン応力は増加し、断層運動が誘発されやすくなる。計算では、半無限弾性体中²⁶⁾で変化した応力テンソルをまず各地点で求め、影響を受ける断層の走向、傾斜、レイク(想定すべりの向き)を計算する。したがって、 ΔCFS はレシーバ断層の位置(震源からの相対距離)・幾何・すべりの向きによる。図4には、東北地方太平洋沖地震による主要活断層とプレート境界での応力変化の推定値を図示した²⁷⁾。

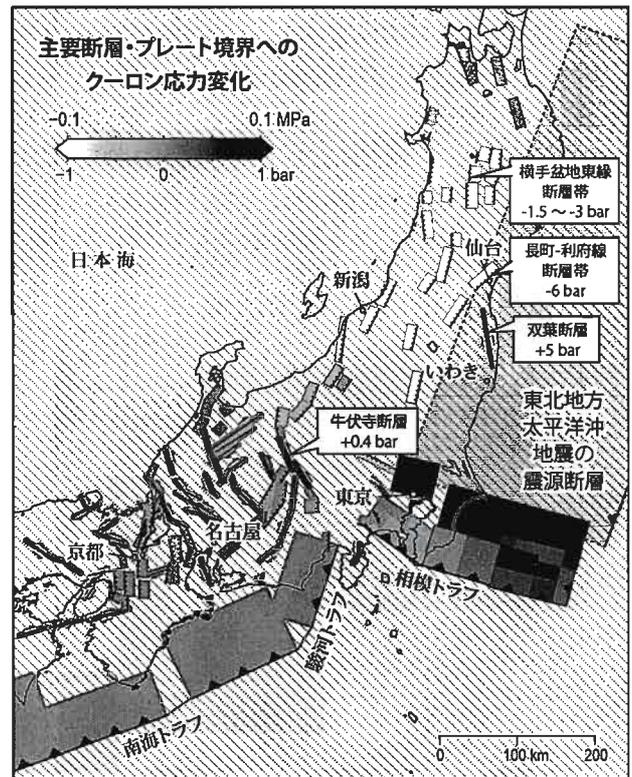


図4 東北地方太平洋沖地震によって主要活断層とプレート境界に生じた応力変化。

東北地方の大半の活断層は負の ΔCFS となり、今回の地震によって動きが大きく抑制される。ただし、震源に近く左横ずれ断層と推定されている双葉断層には0.6MPa程度のCFSが新たに加わったと推定される。また、糸魚川-静岡構造線(糸静線)など、中部地域の北西-南東方向の横ずれ断層にも最大0.05MPa程度CFSが加わった。一方で、近畿地方の活断層には0.01MPa

以下のごくわずかな変化量となる。プレート境界に関しては、千葉県東方沖や関東直下では0.数MPa程度増加するが、相模トラフ沿いではわずかに減少する。駿河トラフから南海トラフにかけては、0.01 MPa程度以下のごくわずかな増加に留まる。一般に、地震活動に少なからず影響を及ぼす Δ CFSの絶対量は0.01 MPa程度とされている²⁹⁾ので、東北地方太平洋沖地震による影響は中部地方〜北海道南部まで及ぶことが充分予想される。

主要断層への応力変化は上記の通りであるが、小さな地震まで含めると実際の地震活動の予測はそれほど単純ではない。東北内陸部の逆断層にかかる Δ CFS減少と実際に観測された地震活動の低下は整合するが²⁸⁾、点々と認められる顕著な地震活発化域は説明できない。これは、主として横ずれ断層型、正断層型など、本震以前には少なかったメカニズム解を持つ地震が多発しているためである。特に、宮城県沖から福島県沖にかけて正断層型地震が顕著であるとともに、地震発生場も変化した。特に、福島県・茨城県県境付近では、本震後半年間で数千個以上の地震が検知され群発地震活動となっている。そのほとんどが正断層型の地震である。4月11日にはM7.0の地震がいわき市で発生し、推定活断層とされていた湯ノ岳断層と井戸沢断層に沿って、それぞれ15 kmにわたり地表に断層（最大2 mの上下変位）が出現した（図5）。巨大地震によって活断層の動きが誘発された例である。



図5 4月11日いわき市直下で発生したM7.0地震の地表地震断層。

一方、活断層の密集する中部地方では、今回の地震後に北西-南東方向の横ずれ断層に新たにCFSが加わった（図4）。特に、 Δ CFS増加が最も大きいと推定されるのが牛伏寺断層である。牛伏寺断層は糸魚川-静岡構造線活断層系中部に位置し、平均活動間隔が約1000年間隔で、最新活動以降に約1200年が経過し、今後30年間の大地震発生確率が14%とされている²⁹⁾。 Δ CFS増加に伴い、実際に牛伏寺断層周辺の微小地震活動は本震直後から増加しており、6月30日にはM5.5の被害地震が近傍で発生した。摩擦構成則と震源核形成理論を考慮した応力-地震非線形応答解析³⁰⁾を用いると、 Δ CFS 0.03MPa増加で30年確率は25%まで上昇し、 Δ CFS 0.1MPa増加（摩擦係数が高い場合の最高値）で47%まで増加する（図6）。その他にも阿寺断層、境峠断層は、牛伏寺断層と同様、30年確率が高いうえに Δ CFSが増加した活断層である。これらの活断層についても要警戒であろう。

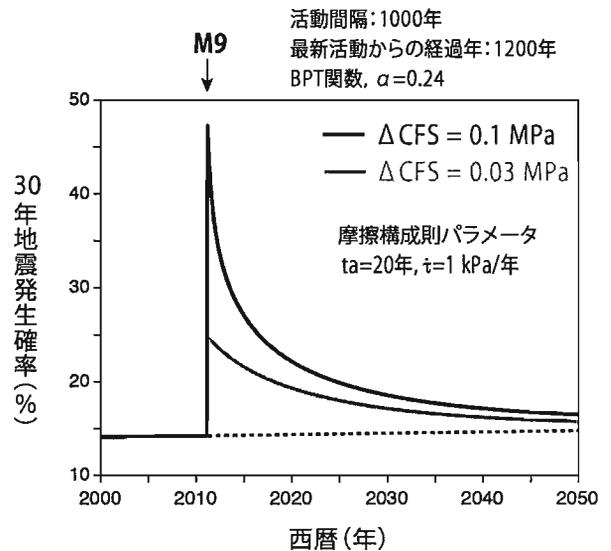


図6 東北地方太平洋沖地震によって影響を受けた牛伏寺断層の30年固有地震発生確率の試算。破線は同地震が発生しなかった場合。計算手法はToda et al. (1998)による。摩擦構成則パラメータ t_a は余震継続時間、 τ は仮定した応力速度を示す。

今回の巨大地震は、首都圏直下の地震活動も変えた。関東平野は日本の人口の1/4を抱えながら、日本列島周辺で発生する地震の1/10が集中する地震多発域である。しかも、関東の陸のプレートには、太平洋プレートに加えて、南からフィリピン海プレートも潜り込んでいる。深さ約100 kmまで多様な「プレート境界型地震」が発生する。特に、栃木県南部から東京湾にかけての南北約100 km、東西約50 kmの地域は、いわゆる「地震の巣」として知られ、日常的に首都圏を揺らしている。歴史的

には 1855 年に 700 人以上の死者を出した安政江戸地震 (M7 以上) の震源も含まれる。東北地方太平洋沖地震以降、この地震多発帯で地震活動の活発化が認められ、震災以降は以前の 3 倍以上のペースで地震が発生するようになった (図 7)。これらの影響を加味した首都直下地震の確率を再算定する必要がある。

なお、本震後もプレート境界沿いで余効すべりが継続している⁵⁾。余効すべり域は本震震源を取り巻き、青森県東方沖から銚子沖にかけての広範囲に及び、沈み込み方向には 100 km 以深にまでおよんでいる。本震時と同じ向きの地殻変動が今なお継続しており、本震前の東西圧縮の状態には簡単には復帰しそうにない。今後は、コサイスマミックな ΔCFS だけではなく、余効変動によるポストサイスマミックな ΔCFS も考慮する必要がある。

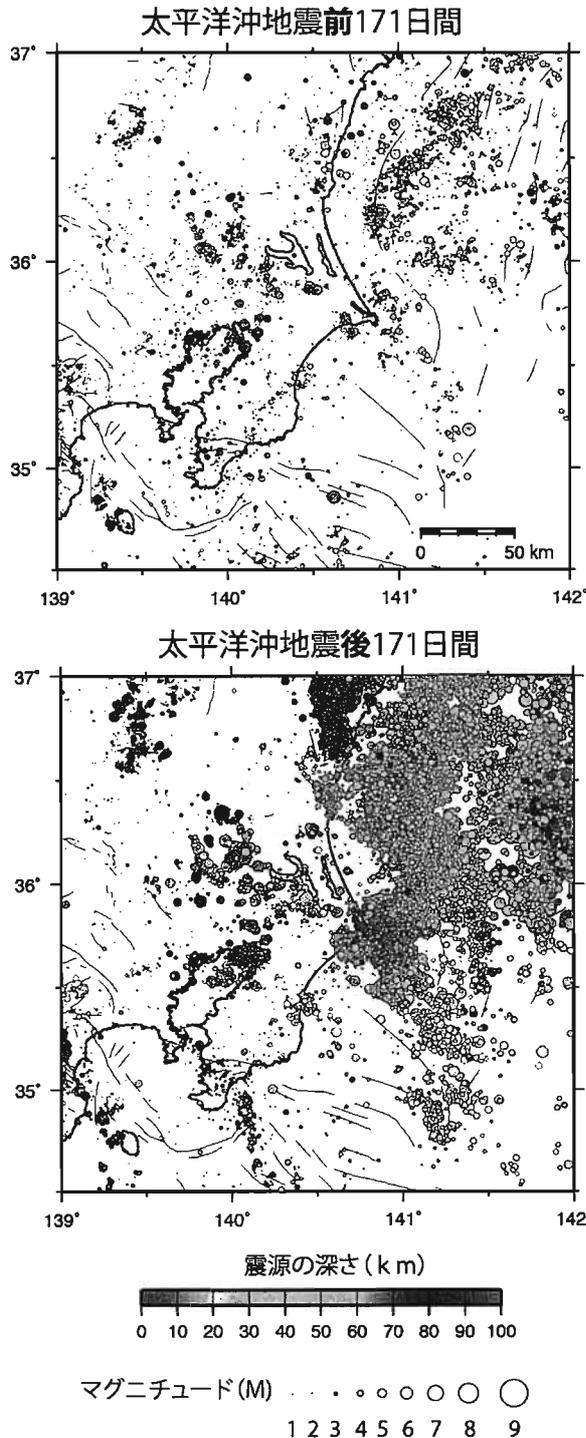


図 7 東北地方太平洋沖地震前後 171 日間の震央の比較。

謝辞

気象庁一元化震源暫定データおよび防災科学技術研究所の F-net データを使用しました。

参考文献

- 1) 気象庁：平成 23 年 3 月 11 日 14 時 46 分頃の三陸沖の地震について，<http://www.jma.go.jp/jma/press/1103/11b/kaisetsu201103111600.pdf>, 2011.
- 2) Simons, M., S. E. Minson, A. Sladen, F. Ortega, J. Jiang, S. E. Owen, L. Meng, J-P. Ampuero, S. Wei, R. Chu, D. V. Helmberger, H. Kanamori, E. Hetland, A. W. Moore, F. H. Webb: The 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake: Mosaicking the megathrust from seconds to centuries, 332, 1421-1425, doi:10.1126/science.1206731, 2011.
- 3) Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire: Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, *Nature*, 475, 373-376, doi:10.1038/nature10227, 2011.
- 4) Sato, M., T. Ishikawa, N. Ujihara, S. Yoshida, M. Fujita, M. Mochizuki, and A. Asada: Displacement adobe the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, 332, 1395, 2011.
- 5) 国土地理院：第 190・191 回地震予知連絡会提出資料, 2011.
- 6) Ruff, L., and H. Kanamori: Seismicity and the subduction process, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23, 240-252, doi:10.1016/0031-9201(80)90117-X, 1980.
- 7) McCaffrey, R.: Global frequency of magnitude 9 earthquakes, *Geology*, 36, 263-266, doi:10.1130/G24402A.1, 2008.
- 8) Stein, S. and E. A. Okal: The size of the 2011 Tohoku earthquake need not have been a surprise, *EOS*, 92, 227-228, 2011.
- 9) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：千島海溝沿いの地震活動の長期評価について，http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03mar_chishima/index.htm, 2003.
- 10) Yamanaka, Y., and M. Kikuchi: Asperity map along the subduction zone in northeastern japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683, 2004.
- 11) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：「全国を概観し

- た地震動予測地図」報告書, 121p. および, 分冊1—確率論的地震動予測地図の説明—, 213p, 2005.
- 12) Schwartz, D. P. and Coppersmith, K. J.: Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas fault zones, *Jour. Geophys. Res.*, 89, 5681-5698, 1984.
 - 13) 松澤 暢: なぜ東北日本沈み込み帯でM9の地震が発生し得たのか?—われわれはどこで間違えたのか?, *科学*, 81, 1020-1026, 2011.
 - 14) 阿部 壽・菅野喜貞・千釜 章: 仙台平野における貞観11年(869年)の三陸津波の痕跡高の推定, *地震* 2, 513-525, 1990.
 - 15) Minoura, K., Imamura, F., Sugawara, D., Kono, Y., and Iwashita, T.: The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan, *Jour. Natural Disaster Science*, 23, 83-88, 2001.
 - 16) 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原 治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝: ハンディージオスライサーを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町)における古津波痕跡調査, *活断層・古地震研究報告*, 7, 47-80, 2007.
 - 17) 宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Aung Thang Tin・石山達也・藤原 治・藤野滋弘: 石巻平野における津波堆積物の分布と年代, *活断層・古地震研究報告*, 7, 31-46, 2007.
 - 18) 佐竹健治・行谷佑一・山木 滋: 石巻・仙台平野における869年貞観津波の数値シミュレーション, *活断層・古地震研究報告*, 8, 71-89, 2008.
 - 19) Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B. F., Shigeno, K., and Yamaki, S.: Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench, *Nature*, 424, 660-663, 2003.
 - 20) Nishimura, T., T. Hirasawa, S. Miyazaki, T. Sagiya, T. Tada, S. Miura, and K. Tanaka: Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995-2002 estimated from continuous GPS observations, *Geophys. J. Int.*, 157, 901-916, 2004.
 - 21) Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato, and K. Tachibana: Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field, *J. Geophys. Res.*, 111, B04402, doi:10.1029/2004JB003203, 2006.
 - 22) Sieh, K., D. H. Natawidjaja, A. J. Meltzner, C.-C. Shen, H. Cheng, K.-S. Li, B. W. Suwargadi, J. Galetzka, B. Philibosian, and R. L. Edwards: Earthquake supercycles inferred from sea-level changes recorded in the corals of west Sumatra, *Science*, 322, 1674-1678, 2008.
 - 23) 佐竹健治: 東北地方太平洋沖地震の断層モデルと巨大地震発生のスーパーサイクル, *科学*, 81, 1014-1019, 2011.
 - 24) 遠田晋次: 活断層研究と内陸地震の長期予測: 阪神淡路大震災以降, *自然災害科学*, 28, 311-324, 2010.
 - 25) Stein, R. S.: The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature*, 402, 605-609, 1999.
 - 26) Okada, Y.: Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 82, 1018-1040, 1992.
 - 27) Toda, S., J. Lin, and R. S. Stein: Using the 2011 Mw9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake to test the Coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure, *Earth Planets Space*, 63, 725-730, 2011.
 - 28) Toda, S., R. S. Stein, and J. Lin: Widespread seismicity excitation throughout central Japan following the 2011 M=9.0 Tohoku earthquake and its interpretation by Coulomb stress transfer, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G03, doi:10.1029/2011GL047834, 2011.
 - 29) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 全国地震動予測地図 手引・解説編 2010年版, 57pp, 2009.
 - 30) Toda, S., R. S. Stein, P. A. Reasenberg, J. H. Dieterich, and A. Yoshida: Stress transferred by the 1995 Mw=6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *J. Geophys. Res.*, 103, 24543-24565, 1998.

2011年東北地方太平洋沖地震の震源像

SOURCE IMAGES OF THE 2011 TOHOKU EARTHQUAKE

三宅弘恵^{*1}、関口春子^{*2}、野津 厚^{*3}

Hiroe MIYAKE, Haruko SEKIGUCHI, Atsushi NOZU

We review long-period and short-period/broadband source models for the 2011 Tohoku earthquake inverted from strong motion inversions in a period range of around 10-100 s and simulated by broadband ground motion simulations using the empirical/stochastic Green's function methods in a period range of around 0.1-10 s, respectively. Due to the resolving power of strong motion dataset and technique for the 2011 Tohoku earthquake, there are some limitations to discuss slip or stress drop near the Japan Trench. Even though, clear discrepancy has been seen in between the locations of long-period and short-period/broadband wave radiation. Most source models provided a source image of long-period wave radiation with M9-class near the Japan Trench or the hypocenter, on the other hand, short-period/broadband wave radiation with M8-class near the landside. This issue is seriously related to the ground motion prediction method for earthquake scenarios.

1. はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震(M_w 9.0~9.1)は、宮城県沖を震源とし、太平洋プレートが日本列島に沈み込むプレート境界で発生した逆断層型の地震であった。震源域は、断層の走向方向に約500 km、傾斜方向に約200 kmに及び、約3分かけて破壊が進行したと推定されている。この地震では、これまでに類を見ないほど豊富な地震波(遠地・強震)・測地・津波などの観測記録が得られ、大部分が公開されている。これらを用いて震源像を明らかにすることは、東北地方太平洋沖地震とそれに伴う地震動や津波の生成メカニズムを理解する上で重要である。

地震は、断層運動によって引き起こされる事象であるため、断層面のすべり分布の正確な推定は、震源像を把握し物理モデルを構築する基礎情報となる。多くの研究機関や研究者によって、地震波(遠地・強震)・測地・津波記録に対する震源インバージョンを用いてすべり分布が推定されており、主なものを図1に示した^{1)~4)}。これらの結果では、すべりの大きな領域が、震源よりも海溝軸付近あるいは震源付近に求まっており、震源の西側の宮城県沖や南側の福島県沖から茨城県沖に至る領域にもすべりが及んでいる。多種の観測記録から得られる震源モデルに関するレビューは、既出^{例えは5)}であるため、本論では、地盤震動と密接に関わる強震記録から推定された震源モデルを対象とする。

2. 強震波形インバージョンから推定された長周期

震源モデル

ここでは、東北地方太平洋沖地震の強震波形インバージョンによって推定された震源モデルとして、図2に示す4例^{2), 6)~8)}を扱う。いずれも周期約10~100秒程度の長周期帯域を対象として、断層すべりを時空間に分解する線形波形インバージョン法によって解析がなされている。

これらの長周期震源モデルの共通点として、地震規模としてほぼ同程度の値が得られていること、震源の破壊開始100秒程度までは傾斜に沿った東西方向に、その後主に南側に向かって破壊が進行していることなどが挙げられる。また、宮城県沖地震の想定震源域において一定量のすべりが推定されていることも共通している。一方、相違点として、大きなすべりが海溝軸付近に位置する結果と、震源付近に位置する結果がある。また、各小断層において推定された震源時間関数の形状も異なっている。

表1には、4例の強震波形インバージョンで用いられている震源パラメータをまとめた。断層モデルの幾何形状や震源時間関数の離散化などに違いが見られる。

東北地方太平洋沖地震は、関東地震や南海トラフの地震、チリ地震などと異なり、陸域から海溝軸までの距離が長く、陸域のみの強震記録から得られた解の分解能については、吟味が必要である。震源域直上には、海底地殻変動や海底水圧計などの観測記録^{例えは9)}が存在していることから、すべり分布の妥当性は、これらの記録の再現性を確認することにより^{例えは8)}、議論することが可能である。

なお、地下構造モデルに関しては、周期100秒に至る

*1 東京大学地震研究所

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

*2 京都大学防災研究所

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

*3 港湾空港技術研究所

Port and Airport Research Institute

広い帯域の走時や振幅の精度が問われるため、今後の議論を待ちたい。

3. 短周期・広帯域震源モデル

東北地方太平洋沖地震では、周期 0.1~10 秒程度の帯域を対象に、短周期・広帯域震源モデルが複数推定されている。これらの解析は、主に建物被害との関係から重要とされている周期 1~2 秒を含む幅広い周期帯域の波形再現を目的とし、すべり速度（～応力降下量）が大きい複数の強震動生成域が推定されている。海溝型地震において、周期 2 秒程度以下のグリーン関数を決定論的に構築することは困難であるため、中小地震の記録特性を経験的に活用した、経験的グリーン関数法あるいは統計的グリーン関数法が用いられることが多い。また、東北地方太平洋沖地震の場合、前節の長周期震源モデルと解析周期が殆ど重なっていない。

図 3 に短周期・広帯域震源モデルの解析例¹⁰⁻¹³⁾を示す。共通点として、いずれも複数の強震動生成域が震源より陸側に求まっていること、短周期・広帯域波形再現に必要な地震規模が M8 程度に留まっていることが挙げられる。相違点として、震源付近と想定宮城県沖地震の領域に位置する強震動生成域の破壊順序や破壊伝播方向が逆になっているものがある。破壊開始時刻の推定手法や、経験的グリーン関数の中小地震の選択や距離の補正にも依るため、これらの拘束度合いはそれ程強くないと考えられるが、今後の検討が必要である。

現時点では、強震動生成域について以下の考察がなされている。Kurahashi and Irikura (2011)¹⁰⁾は、推定された強震動生成域が、地震調査研究推進本部による長期評価の領域とほぼ対応していると結論づけている。浅野・岩田 (2011)¹²⁾は、推定された強震動生成域が想定福島県沖地震に相当している可能性や、2005 年宮城県沖の地震で必要とされる領域と相補的であると述べている。また、野津 (2011)¹³⁾は、推定された強震動生成域の一つは、1978 年宮城県沖地震で必要とされた領域であったと述べている。強震動生成域の位置や面積の議論に加えて、過去の観測記録も活用した議論が進むことを期待したい。

ただし、短周期・広帯域震源モデル解析においても、陸域の強震記録を用いた解析であることと、短周期成分は長周期成分よりも減衰が大きいと考えられているため、震源よりも沖合における強震動生成域の有無を、上記の解析から結論づけることは困難である。

4. 強震動予測レシピはどこまで使えるか

ここまで、東北地方太平洋沖地震の解析結果として得られた震源モデルについて述べてきたが、地震動予測手法の一つとして使用されている強震動予測レシピの適用

範囲について触れておきたい。

地震調査研究推進本部における全国地震動予測地図の詳細法で使用されている強震動予測レシピ¹⁴⁾では、活断層で発生する地震¹⁵⁾と海溝型地震について、それぞれ震源のモデル化手法が提案されている。震源には、アスペリティと背景領域から構成される特性化震源モデルが採用されており、アスペリティではすべりも応力降下量も大きいと仮定されている。つまり、予測地震動の長周期成分と短周期成分は同じ場所から生成されることとなる。これは、M5~7 クラスの内陸活断層地震で、すべりとすべり速度（～応力降下量）の大きな領域の位置と面積がほぼ一致するという解析結果^{例えば 16-17)}を、海溝型地震やより大きな規模の内陸活断層地震に援用したものである。

この仮定が海溝型巨大地震や内陸長大断層地震で成り立つかどうか、現時点で明らかとなっていないことは注意を要する。近年では、プレート境界地震において、短周期震源に必要な強震動生成域は長周期震源に必要なアスペリティ面積よりも小さいという報告^{例えば 18-19)}もある。東北地方太平洋沖地震では、強震記録から解析された長周期震源モデルのすべりの大きい領域と広帯域・短周期震源モデルの応力降下量の大きい領域は重なっていない結果が多数提示されている。各々の解析手法の分解能を考慮しつつ、アスペリティと強震動生成域の位置と面積を定量的に明らかにし、広帯域地震動予測のための震源モデルを見直すことが急務である。また、必要に応じて、震源の時空間領域に階層性を導入することも有効であろう。

5. まとめ

2011 年東北地方太平洋沖地震では、豊富な観測記録が取得され、数多くの震源インバージョンや震源モデル化が進められている。現時点では、強震波形インバージョンによる長周期震源モデルは、すべりの大きい領域が海溝軸付近に位置するモデルと震源付近に位置するモデルが提案されている。これらの違いを解明するには、今後、震源インバージョンの validation などの機会を設け、震源パラメータの設定や、観測点毎の一次元地下構造モデルを共通として、自由度をそぎ落とした解析を行うことが有効であろう。

一方、短周期・広帯域震源モデルについては、震源よりも陸側に複数の領域を設けることで、広域の広帯域地震動が再現されている例が多い。しかしながら、震源域が広く、経験的グリーン関数の選択による解の任意性を考慮すると、周期数秒の帯域において決定論的手法とある程度確認をしながら、解の精度を上げることが望まれる。本論では触れなかったが、短周期・広帯域震源モデルとして、高密度観測網を活用したバックプロジェクシ

オン法や加速度エンベロープインバージョン法、震度インバージョン法などによる解析も進展している。

東北地方太平洋沖地震の震源像として、(1) 長周期震源は沖合に、短周期震源は陸側に求まり、これらの場所が異なること、(2) 超巨大地震の震源特性として、長周期震源は M9 クラスを示すが、短周期震源は M8 クラス程度となること、など、新しい知見が得らつつある。しかし、1994 年三陸はるか沖地震のように長周期震源と短周期震源の場所が異なる M7 クラス後半のプレート境界地震の例²⁰⁾もある。したがって、(1) と(2) は切り分けて扱い、東北地方太平洋沖地震の本震に加えて、M6~8 クラスの余震や前震の系統的な解析を行った上で、再度議論することが必要であろう。

近年、強震波形の公開のみならず、震源インバージョン結果や、地盤震動の研究基盤となる地下構造モデルの公開が、精力的に行われるようになってきている。このような流れは、各々のモデルの精度の確認や向上に確実に貢献しており、本論で述べた解析を支えている。

参考文献

- 1) Hayes, G. P.: Rapid source characterization of the 2011 M_w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, Vol.63, pp.529-534, 2011
- 2) Suzuki, W., S. Aoi, H. Sekiguchi, and T. Kunugi: Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki mega-thrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.38, L00G16, doi:10.1029/2011GL049136, 2011.
- 3) Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita and T. Imakiire: Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, *Nature*, Vol.475, pp.373-376, 2011.
- 4) Fujii, Y., K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara, and T. Kanazawa: Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, Vol.63, pp.815-820, 2011.
- 5) 佐竹健治: 東北地方太平洋沖地震の断層モデルと巨大地震発生のスーパースイクル, 科学, 第 81 巻, 第 10 号, pp.1014-1019, 2011.
- 6) Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto, and S. Aoki: Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planets Space*, Vol.63, pp.565-569, 2011.
- 7) Yoshida, K., K. Miyakoshi, and K. Irikura: 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*, Vol.63, pp.577-582, 2011
- 8) Koketsu, K., Y. Yokota, N. Nishimura, Y. Yagi, S. Miyazaki, K. Satake, Y. Fujii, H. Miyake, Y. Yamanaka, S. Sakai, and T. Okada: A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.310, pp.480-487, 2011.
- 9) Sato, M., T. Ishikawa, N. Ujihara, S. Yoshida, M. Fujita, M. Mochizuki, and A. Asada: Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, Vol.332, pp.1395, 2011.
- 10) Kurahashi, S., and K. Irikura: Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, Vol.63, pp.571-576, 2011.
- 11) 川辺秀憲・釜江克宏・上林宏敏: 2011 年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の震源のモデル化, 地球惑星科学連合 2011 年大会, MIS036-P35, 2011.
- 12) 浅野公之・岩田知孝: 2011 年東北地方太平洋沖地震の広帯域強震動生成と震源破壊過程の関係, 日本地震学会講演予稿集 2011 年秋季大会, A11-06, 2011.
- 13) 野津厚: 小さめのアスペリティを組み合わせた特性化震源モデルによる 2011 年東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーション, 日本地震工学会・大会-2011 梗概集, pp.412-413, 2011.
- 14) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 付録 3 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.
- 15) Irikura, K., and H. Miyake: Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios, *Pure Appl. Geophys.*, Vol.168, pp.85-104, 2011.
- 16) 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地震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第 500 号, pp.29-36, 1997.
- 17) Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura: Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.93, pp.2531-2545, 2003.
- 18) Suzuki, W., and T. Iwata: Source model of the 2005 Miyagi-Oki, Japan, earthquake estimated from broadband strong motions, *Earth Planets Space*, Vol.59, pp.1155-1171, 2007.
- 19) Nozu, A., and K. Irikura: Strong-motion generation areas of a great subduction-zone earthquake: Waveform inversion with empirical Green's functions for the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.98, pp.180-197, 2008.
- 20) Nakahara, H., T. Nishimura, H. Sato, and M. Ohtake: Seismogram envelope inversion for the spatial distribution of high-frequency energy radiation from the earthquake fault: Application to the 1994 far east off Sanriku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, Vol.103, pp.855-867, 1998.

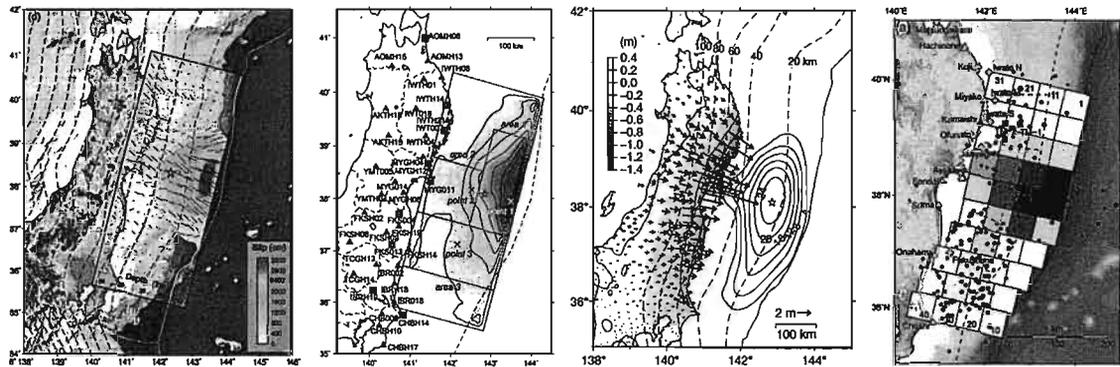


図1 左から順に東北地方太平洋沖地震の地震波¹⁾・強震²⁾・測地³⁾・津波⁴⁾震源インバージョン結果

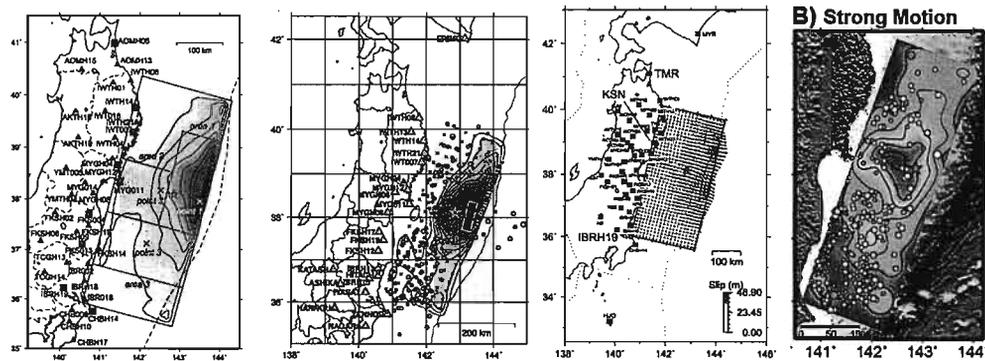


図2 左から順に東北地方太平洋沖地震の強震波形インバージョン結果^{2), 6)~8)}

表1 強震波形インバージョンで使用されている震源パラメータの比較

	Suzuki et al. (2011) ²⁾	Yoshida et al. (2011) ⁶⁾	Yoshida et al. (2011) ⁷⁾	Koketsu et al. (2011) ⁸⁾
走向・傾斜	195°・13°	201°・9°	193°・10°	200°・12°
震源深さ	24 km	23.7 km	23.7 km	17 km
解析周期	8~100 秒	6.7~100 秒	20~200 秒	10~100 秒
小断層面積	30 km × 30 km	25 km × 25 km	12 km × 12 km	30 km × 30 km
震源時間関数	継続時間 6 秒の三角形 × 25 (継続時間の半分で重ねる)	継続時間 8 秒の三角形 × 20 (継続時間の半分で重ねる)	継続時間 16 秒の三角形 × 8 (継続時間の半分で重ねる)	継続時間 10 秒の長方形 × 9 (重なりなし)
最大継続時間	78 秒	84 秒	72 秒	90 秒
破壊伝播速度	3.2 km/s	2.5 km/s	2.5 km/s	2.5 km/s
手法	Sekiguchi et al. (2002)	Ide et al. (1996)	Hartzell and Heaton (1983)	Yoshida et al. (1996) Hikma and Koketsu (2005)
地下構造モデル	藤原・他 (2009)	Wu et al. (2008)	Wu et al. (2008)	Koketsu et al. (2008)

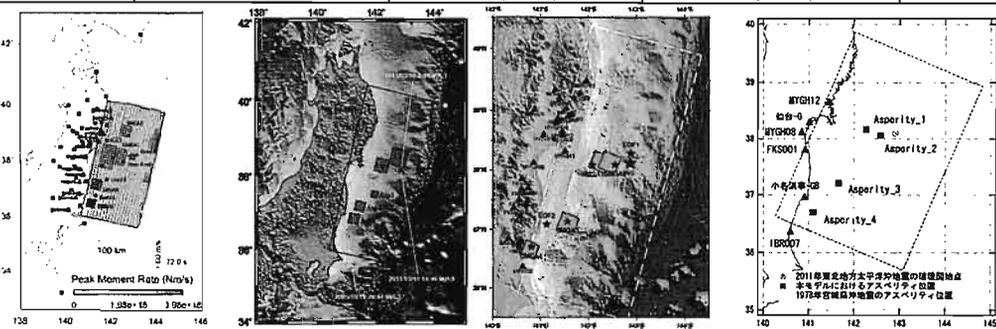


図3 左から順に東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の推定結果^{10)~13)}

2011年東北地方太平洋沖地震で観測された強震動

STRONG-MOTION OBSERVATION RECORDS DURING THE 2011 TOHOKU EARTHQUAKE

大野晋*

Susumu Ohno

The 2011 Tohoku earthquake is the first great earthquake that many strong-motions were recorded in a relatively dense and uniform observation network. The major characteristics of the observed strong motions are summarized as follows: 1) Large accelerations (over 1G) were widely distributed but the ground motion amplitudes of periods around 1-2s which affected structural damage were not so large compared with those of near-source records of inland earthquakes. 2) Ground motion amplitudes have large variations due to underground structures and the 1-2s period amplitudes at some alluvial sites reached the same amplitude levels of the heavily damaged area during the past inland earthquakes. 3) While Si-Midorikawa attenuation relation adopting X_{eq} generally agrees with the observed PGA and PGV, re-investigation may be necessary because extrapolation is inevitable to estimate M9.0 earthquake for all existing attenuation relations. 4) In Sendai, strong-motion duration is significantly longer than that of the 1978 earthquake, but the spectral amplitudes in the range of 0.02-10 seconds were about 1.3 times as large as those of the 1978 at most. The features of the great earthquake, at least in Sendai, mainly appeared as long duration composed of two continuous wavegroups from two large subevents.

1. はじめに

本年3/11に発生した東北地方太平洋沖地震は、この地域で事前に想定されていた規模をはるかに上回る地震であり、沿岸域の津波被害のみならず広域に渡る地盤震動で多くの構造物被害や地盤災害を引き起こした。今回の地震は、比較的高密度な強震観測網で観測された初めての巨大地震でもある。

ここでは、最初に東北地方太平洋沖地震で観測された強震記録の概要を紹介し、その主な特徴について述べる。続いて、大学による高密度観測が行われている仙台市内の強震記録とその特性について、1978年宮城県沖地震との比較も交えて述べる。

2. 東北地方太平洋沖地震で観測された強震動

主な強震観測網では、防災科学技術研究所のK-NET, KiK-net¹⁾、気象庁95型(一部ウェブ公開²⁾)、自治体の震度情報ネットワーク、港湾空港技術研究所³⁾、国土交通省河川・道路等施設の地震計ネットワーク⁴⁾で東北地方太平洋沖地震の強震記録が得られている。また、仙台市では東北大学⁵⁾と東北工業大学⁶⁾による強震観測でも記録が得られている。

2.1 強震動指標の分布

上記のうち現時点で著者が利用可能な波形データ¹⁾⁻⁵⁾に、Small Titanの観測記録リスト⁶⁾と気象庁発表資料⁷⁾から計測震度と加速度最大値のみが得られて

いる地点とを追加して、計測震度(JMAI)・水平最大加速度(PGAH)・水平最大速度(PGVH)と等価周期(Teq)を求めた。その際、計測震度と3成分合成加速度(PGA3)のみが得られている地点については、(1)式でPGA3からPGAHに換算した。

$$PGAH = 0.9141 \cdot PGA3 \quad (1)$$

また、波形データが利用できなかった地点では(2)式でJMAIとPGAHからPGVHを推定した。

$$\log(PGAH \cdot PGVH) = 0.9204 JMAI - 0.9428 \quad (2)$$

ここで(1)(2)式は東北地方太平洋沖地震の波形データから求めた関係式⁸⁾であり、PGVHは積分の際のカットオフ周期に依存するが、ここでは一律にカットオフ周期10sの低周波遮断フィルタをかけた速度波形から求めている。

Teqは(1)(2)式による推定値も含め、全データについて(3)式で求めた。

$$Teq = 2\pi(PGVH/PGAH) \quad (3)$$

図1に計測震度値の分布を示す。K-NETの主な地点のNS方向の加速度波形も図中に示すと同時に、表層地質区分図⁹⁾も併せて示している。また、図2に水平最大加速度・水平最大速度と等価周期の分布を示す。さらに、表1には計測震度の大きな順に強震記録のリストを示す。最大速度が空欄の地点は波形データが利用できなかった地点である。これらの図表

* 東北大学工学研究科災害制御研究センター

Disaster Control Research Center, Graduate School of Eng., Tohoku Univ.

から下記の傾向が読み取れる。

- ・加速度波形は福島県北部以北では大きく2つの波群で構成されているが、それより南部では1つの波群になっている。それぞれに対応した強震動生成域の存在が推定されている^{例えは¹⁰⁾}。
- ・MYG004 (宮城県栗原市築館), TCGH16 (栃木県芳賀町), CCHG (仙台市若林区荒井) の3ヶ所で震度7が観測されている。
- ・最大加速度では、上記MYG004と宮城県川崎町で2.7Gが観測されている。その他にも、宮城県・福島県・茨城県・栃木県の広い範囲で1Gを超える値が観測されている。なお、MYG004についてはがけの上に位置することによる増幅の影響¹¹⁾に加え、地震計の浮き上がりの可能性が指摘されている¹²⁾。
- ・最大速度は、加速度波形からの積分の際のカットオフ周期にも依存するが、概ね100cm/s内に収まっている。50cm/s以上は主に宮城県中央部と関東平野の一部(表層地質区分図との対応ではいずれも第4紀層分布域)で観測されており、表層地盤による増幅の影響が表れているものと思われる。
- ・等価周期は太平洋岸で0.5秒以下が広く分布しており、多くの地点で短周期が卓越していたと推定される。ただし宮城県中央部の平野では周期1秒ないしそれ以上になっていることが分かる。

2.2 主な加速度記録とその特性

図3は、東北地方太平洋沖地震の記録と、過去の地震の甚大な被害域で観測された記録(例として、1995年兵庫県南部地震の鷹取及び2004年新潟県中越地震の川口町)、さらに第二種地盤の安全限界の告示について、擬似速度応答スペクトルを比較したものである。(a)では計測震度が大きな3地点について示しているが、鷹取及び川口町では低層建物の被害に影響が大きいと指摘されている¹³⁾周期1-2秒が卓越しているのに対して、東北地方太平洋沖地震の記録は短周期は大きいものの1秒付近の周期帯の振幅は小さい。第二種地盤の安全限界と比較しても同様である。

一方(b)は大崎平野の中心部に位置する古川のK-NET MYG006、気象庁4B9、国総研8274202(大崎出張所)と比較したものである。周期1秒前後で鷹取・川口町に近づいており、こういった軟弱地盤の場所では過去の被災域で観測されたレベルに近い記録も観測されている。

図4は東北地方太平洋沖地震と過去の内陸地震被災域で観測された記録のPGAとPGVの関係である。2011/4/7の宮城県沖の地震(M7.1)及び川瀬¹⁴⁾による大被害生成レベル(PGA \geq 800cm/s², PGV \geq 100cm/s)

も記入している。この図から、東北地方太平洋沖地震では最大加速度は大きい、最大速度は過去の被災域の記録に達しないことがわかる。

2.3 経験式との対応

東北地方太平洋沖地震の最大加速度・最大速度を司・翠川¹⁵⁾の経験式と比較した結果を図5に示す。断層面からの最短距離は設定した断層面に大きく依存するので、等価震源距離の式を採用し、川辺他¹⁰⁾の強震動生成域から放出される短周期レベルで重みづけして等価震源距離を求めている。マグニチュードはMw9.0とし、地盤は平均的なもの(補正なし)とした。観測値のばらつきは大きいものの、経験式は概ねデータの中央を通っている。西村ほか¹⁶⁾も同様の結果を得ている。

ただし、このような巨大地震は始めて観測されたので、経験式においてマグニチュード、距離とも外挿になっている(司・翠川のデータ範囲はM \leq 8.3, 距離 $<$ 概ね300km)。特にマグニチュードについては、振幅の頭打ちの指摘¹⁷⁾もあることから、今後より詳細な検討が必要と思われる。

3. 仙台市内の強震観測記録

仙台市内の主な強震観測網としては、前述の通り東北大学災害制御研究センターによる強震観測網⁵⁾(以下DCRC観測網)と東北工業大学によるSmall Titan⁶⁾とがある。Small TitanはK-NET仕様の観測小屋による自由地表面の観測網であるが、DCRCの地震計は構造物1階(幾つかは最上階との同時観測)が多い。図6に観測点位置を示す。

3.1 観測波形とスペクトル特性

3/11の本震において、DCRC観測網では休止中の観測点を除いて、21点中14点で観測記録が得られている⁵⁾。図7はSmall TitanとDCRC観測網両方の計測震度を面的に補間して求めた計測震度分布である。断層東側の低地と北部の七北田川沿いで大きな値が得られている。

加速度波形を図8に示す。DCRC観測網による記録と併せて、気象庁E06地点、防災科研K-NET MYG013地点、東北電力泉電力ビル地盤系(IZU)の波形も合わせて示している。また、図9には1978年宮城県沖地震でも観測波形が得られているNo.27(仙台駅前)について、78年と今回の加速度波形を比較している。

図10には、No.27(仙台駅前)、No.28(青葉山)、No.25(長町南)について、南北方向に近い成分の擬似速度応答スペクトルを示す。同じ地点で観測され

た主要な被害地震の記録も示した。また、長町利府断層よりも西側と東側に分けて応答スペクトルを重ね書きした結果を図 11 に示す。

以上の図から、仙台市内の観測記録に見られる主な特徴は下記の通りである。

- ・強震動の継続時間は 3 分程度であり、1978 年宮城県沖地震の仙台市中心部(No.27)の記録が高々 30 秒程度であったのと比べて顕著に長い(図 9)。一方応答スペクトルでは、周期による違いはあるが、周期 0.02-10 秒平均値で本震は 1978 年宮城県沖地震を 1.3 倍ほど上回っている。(図 10 左・中央)。
- ・工学的基盤上に位置する仙台駅前の No.27 を規準とすると、断層西側は No.27 と同等もしくは 1 秒よりも短周期側でやや大きくなっているのに対し、断層東側では周期 1 秒及び 3 秒を中心として顕著に大きい(図 11)。仙台市は断層西側で台地、東側で低地(堆積地盤)となっており¹⁸⁾、地下構造による違いが現れたものと思われる。
- ・仙台市南部の代表例として No.25 に着目すると、この地点では表層 20m 程度は完新世の軟弱地盤と推定されている¹⁹⁾。周期 3 秒のピークは他の地震でも共通して現れるが、周期 1 秒弱のピークには明瞭な振幅依存性が見られ、大振幅による表層地盤の非線形応答の影響が確認できる(図 11 右)。

3.2 スペクトル分布推定

上記のように仙台市内では比較的密に強震観測が行われており、地下構造の違いによると思われる場所による相違が見られる。ただし、建物や地盤被害との対応を検討するにはまだ密度が不足しているため、図 12 に示す手法¹⁹⁾を用いて、地下構造の影響を補正して仙台市で周期別に応答スペクトルの分布を求めることを試みた。

この手法にはメッシュの地下構造モデルと表層地盤の非線形特性が必要であり、仙台市の被害想定に使われたモデルを用いた。図 13 に仙台市の工学的基盤と地震基盤深さの分布を示す。仙台市の工学的基盤深さは長町利府断層よりも南東側で深いのに対し、地震基盤深さは西側の方が深く、浅部と深部で形状が異なる複雑な構造となっている¹⁸⁾。

仙台市に対する周期 0.2 秒、1 秒、3 秒の推定結果を図 14 に示す。周期 0.2 秒の短周期では仙台市北部で大きくなっていること、周期 1 秒では長町利府断層東側が大きいこと、一方周期 3 秒では仙台市南部で振幅が大きい場所が分布し、周期帯域によって揺れが大きい場所が異なることが確認できる。また、水平 2 成分を示しているが、本震では南北方向の揺れが大きかったことが分かる。

4. まとめ

東北地方太平洋沖地震で観測された強震記録の概要を紹介した。主な特徴は下記の通りである。

- ・大きな特徴として広域に渡る大加速度があげられるが、全体的に短周期が卓越しており、建造物の被害に影響が大きい周期帯の振幅は、内陸地震の震源域の記録と比べて特段大きいわけではない。
- ・ただし地盤構造に起因する相違は大きく、軟弱地盤では建造物に影響がある周期帯で大きな振幅となった場所もある。
- ・経験式との対応では、概ね整合する結果となったが、外挿のためより詳細な検討が必要である。
- ・仙台における 1978 年の宮城県沖地震との比較では、継続時間は非常に長いものの、周期 10 秒以下の応答スペクトルでは 3 割増程度に留まっている。少なくとも仙台では、巨大地震の特徴は、2 つの大地震(サブイベント)が連続する長い継続時間として現れたと考えられる。

謝辞

防災科学技術研究所、気象庁、港湾空港技術研究所、国土技術政策総合研究所、建築研究所の記録を使用しました。作図には GMT²⁰⁾を利用しました。記して感謝します。

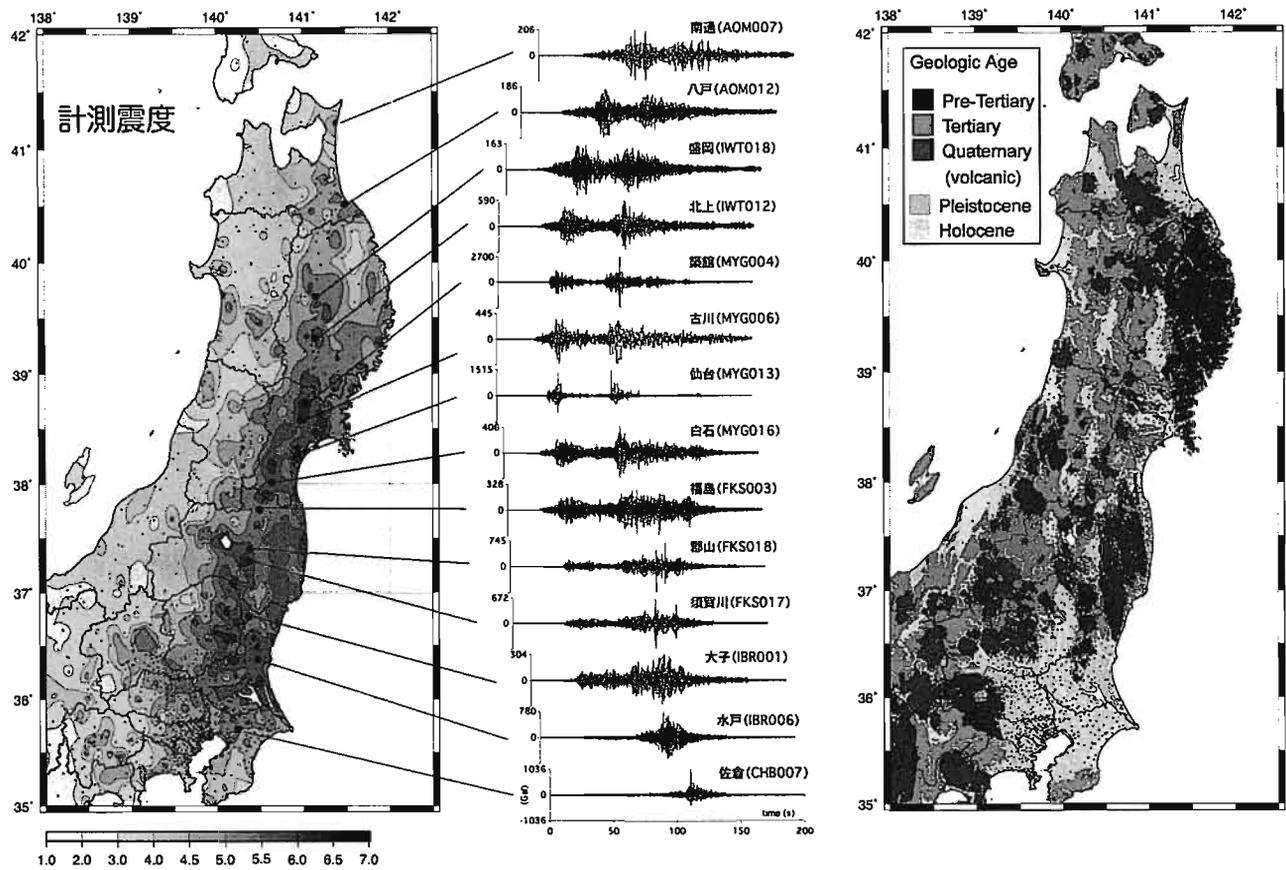


図1 2011年東北地方太平洋沖地震の計測震度分布・加速度波形(左)と表層地質図⁹⁾(右)

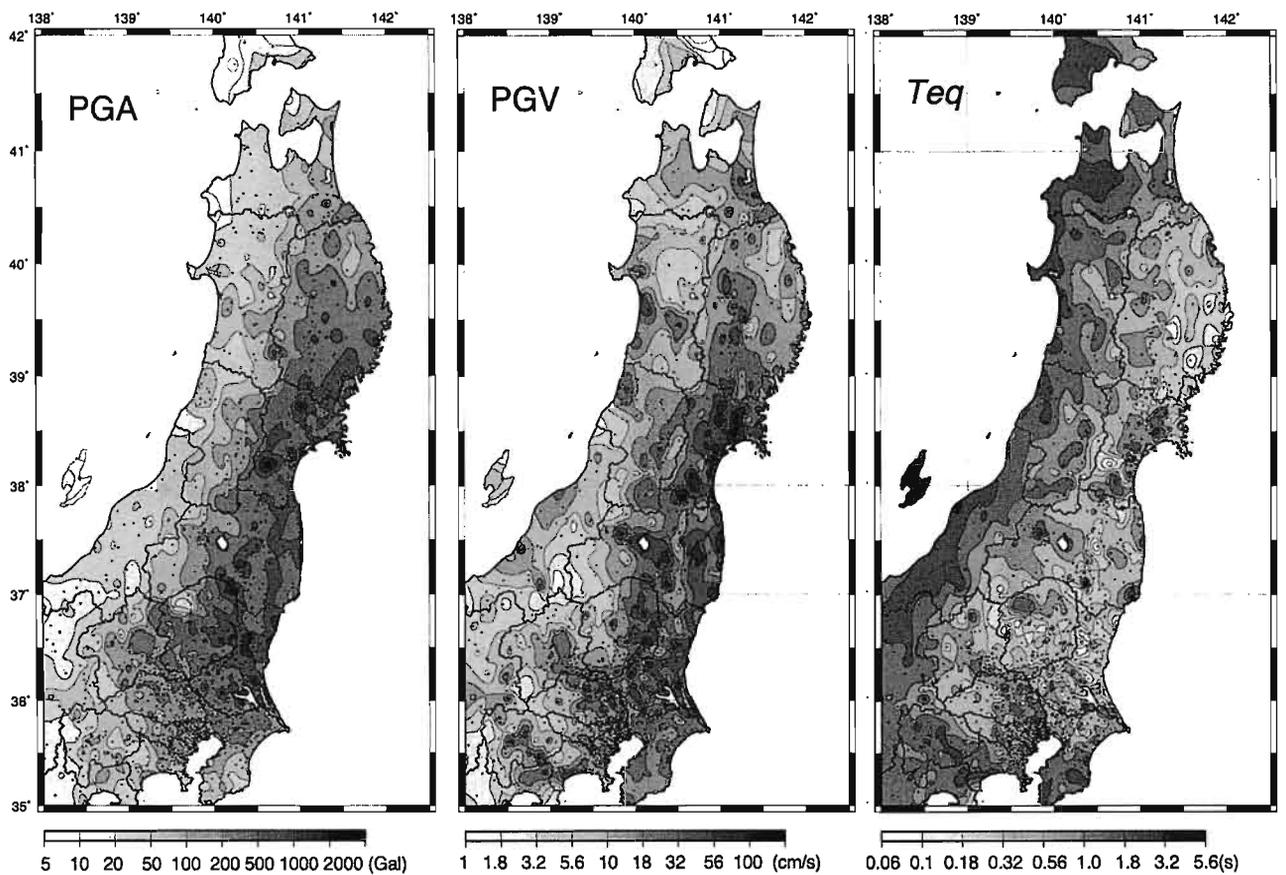


図2 2011年東北地方太平洋沖地震の最大加速度分布(左)・最大速度分布(中)・等価周期分布(右)

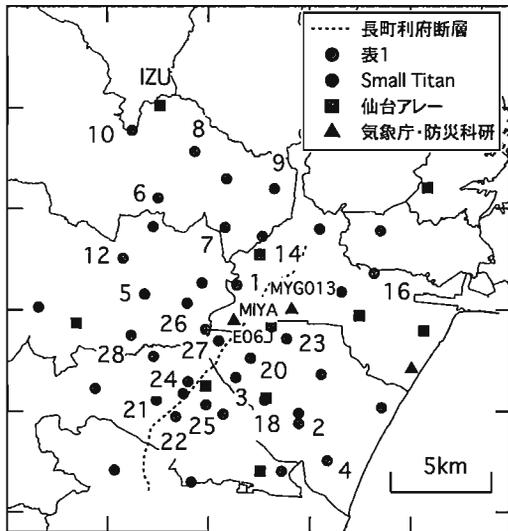


図6 仙台市内強震観測点位置

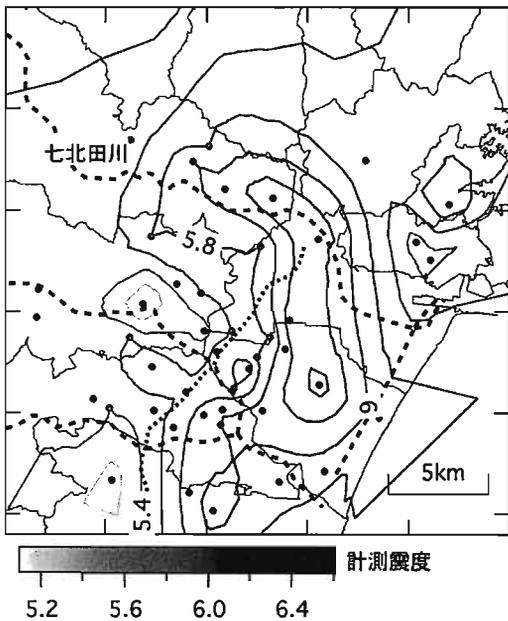


図7 仙台市内の計測震度分布

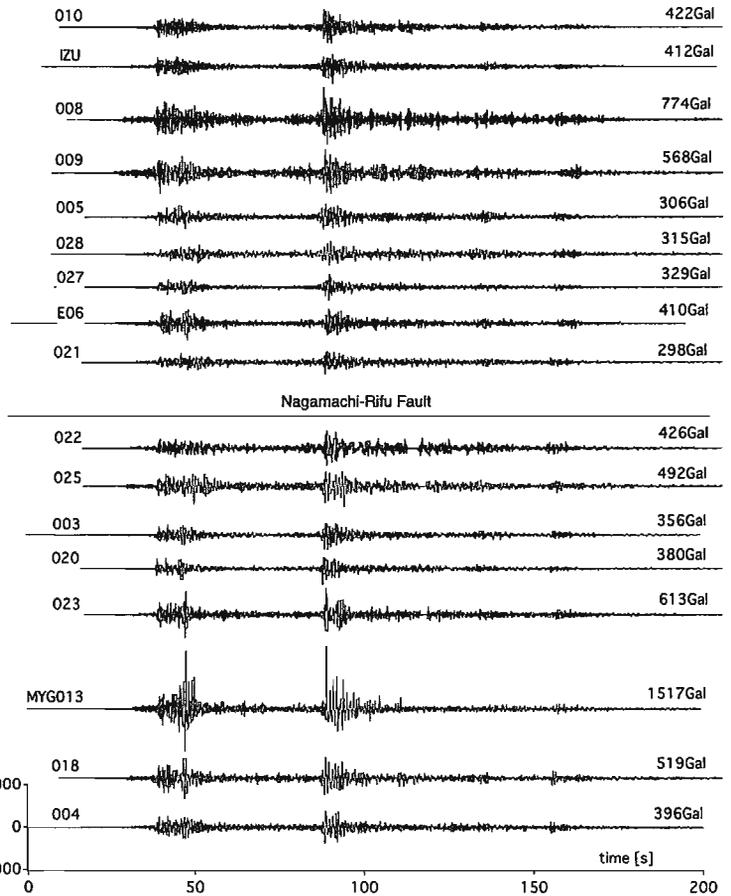


図8 加速度波形 (NS成分) 番号は図6参照

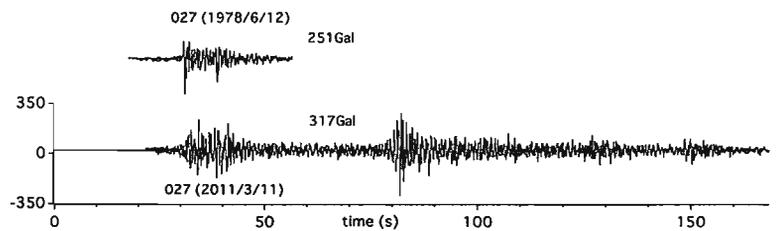
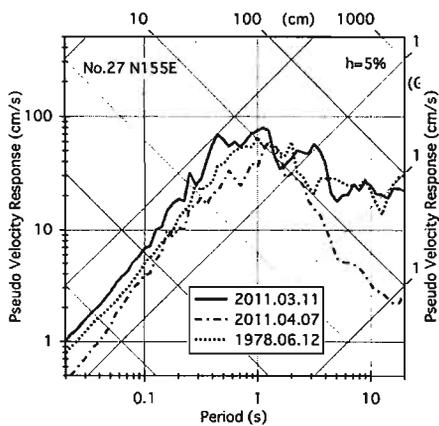
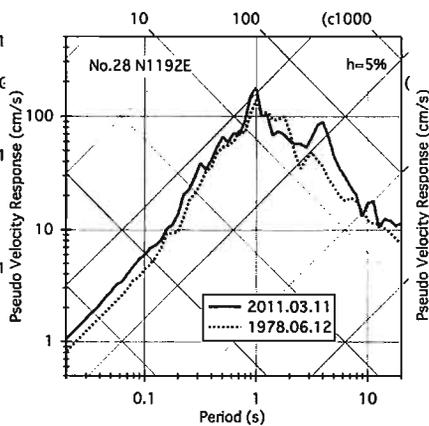


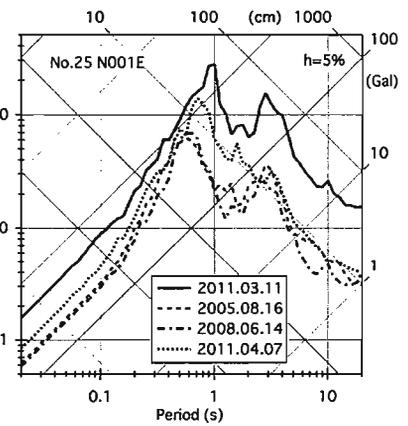
図9 78年宮城県沖地震観測波形との比較 (No. 27, NS成分)



(a) 仙台駅前 (工学的基盤)



(b) 青葉山



(c) 長町南 (沖積地盤)

図10 1978/6/12, 2011/3/11 およびその他主要地震の擬似速度応答スペクトルの比較

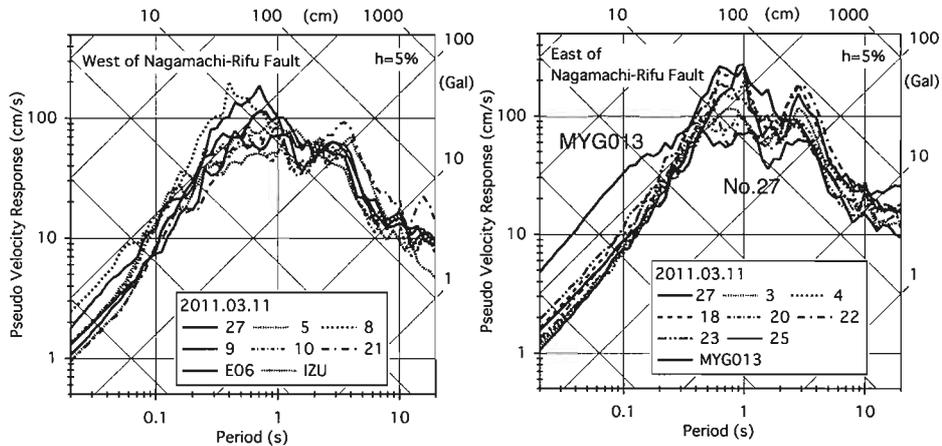


図 11 長町利府断層をはさんで西側，東側の擬似速度応答スペクトルの比較

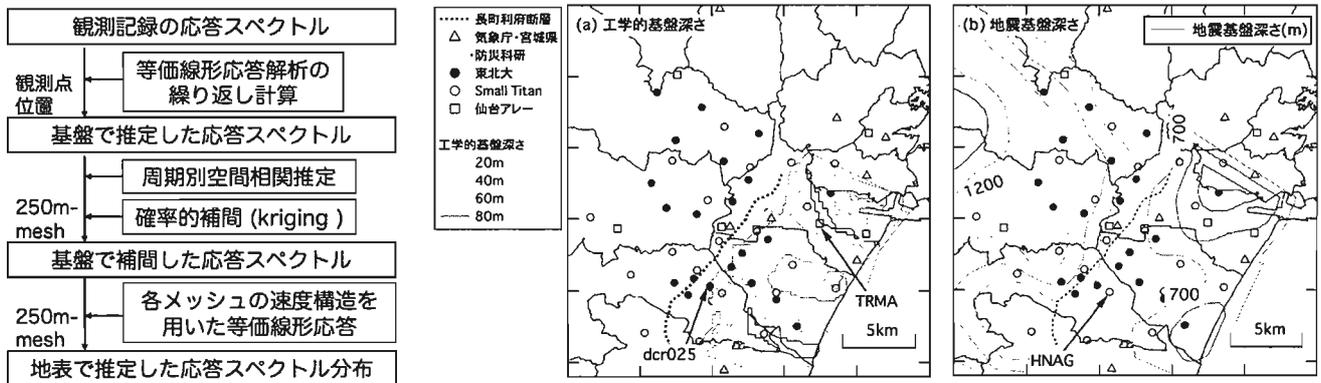


図 12 地震動分布推定フローチャート¹⁹⁾

図 13 仙台市基盤深さ分布¹⁹⁾

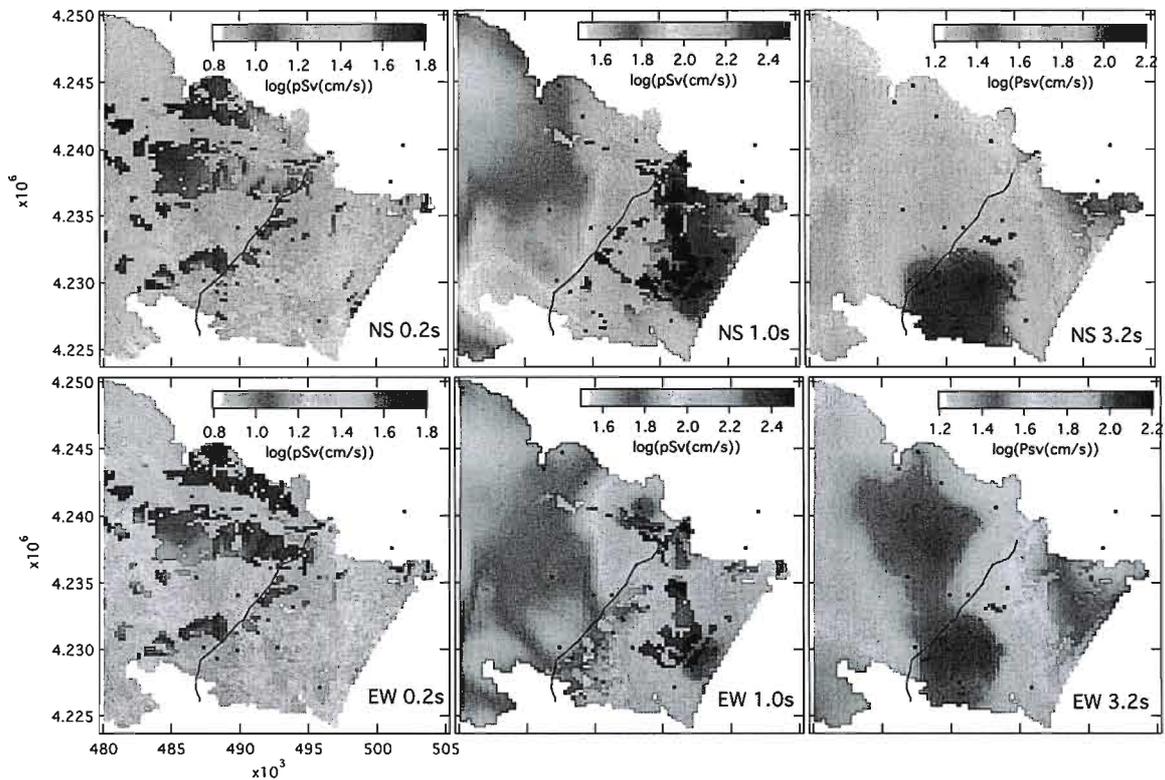


図 14 仙台市擬似速度応答スペクトル分布 (2011/3/11)

参考文献

- 1) <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>
- 2) http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/kyoshin/jishin/110311_tohokuchiho-taiheiyouoki/index.html
- 3) <http://www.mlit.go.jp/kowan/kyosin/eq.htm>
- 4) <http://www.nilim.go.jp/lab/rdg/index.htm>
- 5) 大野晋ほか：2011年東北地方太平洋沖地震における仙台市内の強震動特性，日本建築学会大会学術講演梗概集，21095，2011
- 6) 神山真：2011年東北地方太平洋沖地震における東北工業大学アレー強震観測システム Small-Titan による強震記録について，地盤工学会東北支部，http://www.st.hirosaki-u.ac.jp/~kataoka/Tohoku_EQ/Kamiyama_SmallTitan_01.pdf，2011
- 7) 気象庁：災害時地震・津波速報 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震，2011
- 8) 大野晋：東北地方太平洋沖地震とその余震における強震動分布，日本地震工学会大会-2011梗概集（印刷中）
- 9) 若松加寿江ほか：日本の地形・地盤デジタルマップ，東京大学出版会，2005
- 10) 川辺秀憲ほか：2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル，日本地震学会講演予稿集 2011年度秋季大会，B22-05
- 11) 山中浩明ほか：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
- 12) 源栄正人・Tsoggerel Tsamba：Investigation of High Acceleration Records at K-NET Tsukidate Station During the 2011 off the Pacific Coast Tohoku Earthquake，日本地震工学会大会-2011梗概集（印刷中）
- 13) 境有紀ほか：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，pp.85-91，2002
- 14) 川瀬博：建物の地震被害の予測とその軽減への展望，地学雑誌，110，885-899，2001
- 15) 司宏俊・翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，523，63-70，1999
- 16) 西村利光ほか：2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の距離減衰特性と距離指標の関係，日本建築学会大会学術講演梗概集，21042，2011
- 17) 司宏俊ほか：超巨大地震への地震動最大値距離減衰式の適用について-2011年東北地震と海外の超巨大地震の観測データに基づく検討-，日本地震学会講演予稿集 2011年度秋季大会，B22-08
- 18) 仙台市：平成14年度仙台市地震被害想定調査報告書，2002
- 19) 大野晋・柴山明寛：地盤増幅と地震動の空間相関を考慮した応答スペクトルの分布推定，第13回日本地震工学シンポジウム論文集，GO1-Thu-PM-10，pp.186-192，2010
- 20) Wessel, P. and W. H. F. Smith: Free software helps map and display data, EOS Trans. AGU, 72, 441, 1991

2011年東北地方太平洋沖地震での地盤と基礎の被害

DAMAGE TO SOILS AND FOUNDATIONS IN THE 2011 TOHOKU PACIFIC EARTHQUAKE

時松孝次*1、田村修次*2、鈴木比呂子*1、勝間田幸太*1

Kohji TOKIMATSU, Shuji TAMURA, Hiroko SUZUKI, Kota KATSUMATA

An overview of the geotechnical aspects of the building damage in the 2011 Tohoku Pacific earthquake is presented, based on field reconnaissance made after the quake. It is shown that: (1) Extensive soil liquefaction occurred along the coast of Tokyo Bay and around the Tonegawa River floodplain. Liquefaction primarily occurred within relatively new reclaimed area, with large ground settlement up to 60 cm, accompanied by settlement/tilting of wooden and reinforced concrete buildings supported on spread foundations; (2) Numerous houses in Sendai's hilly residential areas constructed with cut-and fill methods were badly damaged not only by simple collapse of retaining walls, but also by slope failures of fill; (3) Several pile-supported buildings tilted and settled not only in the Tohoku region but also in the Kanto plain, implying damage to pile foundations; and (4) Within Onagawa and Rikuzen-Takata, several steel and reinforced concrete structures were knocked over by tsunami surges, probably after having suffered damage to their pile foundations.

1. はじめに

本稿では、2011年東北地方太平洋沖地震における地盤と基礎の被害概要について、筆者のグループの調査結果を報告する。被害は広範囲に及ぶため、本報告は、被害状況の全体像よりもむしろその一端を示すものである。また、利根川流域および東北地方の調査は、それぞれ、3月中旬以降、4月初旬以降に行ったものであり、被害状況は余震等の影響を含めた調査時点のものである。

2. 東京湾岸の液状化被害

2.1 地盤および地震動特性

図2.1は、東京湾岸の東京都から千葉県までの埋立地・埋立年代²⁾と液状化が報告されている地点³⁾⁴⁾⁵⁾との関係を示している。顕著な液状化は埋立地のみで発生していることが確認される。図2.2は、東京都と千葉県浦安市の沖積層基底深度と液状化地点との関係を示している⁶⁾⁷⁾。顕著な液状化被害は、基底深度35-40m以上で生じていることは興味深い。

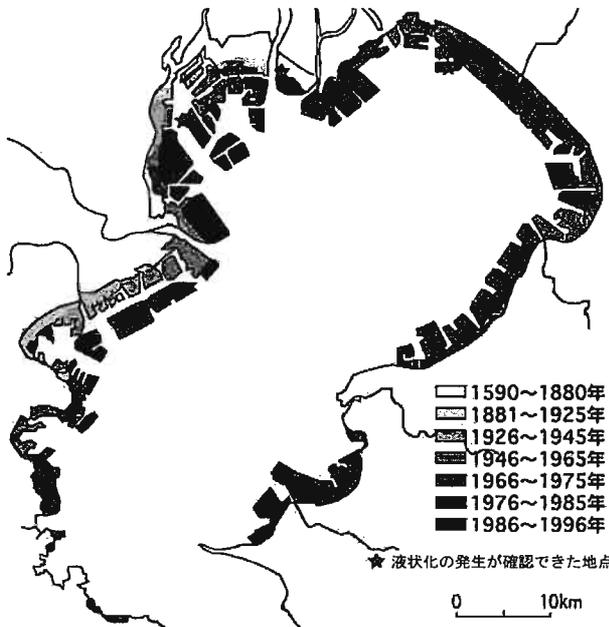


図 2.1 埋立地・埋立年代と液状化地点との関係

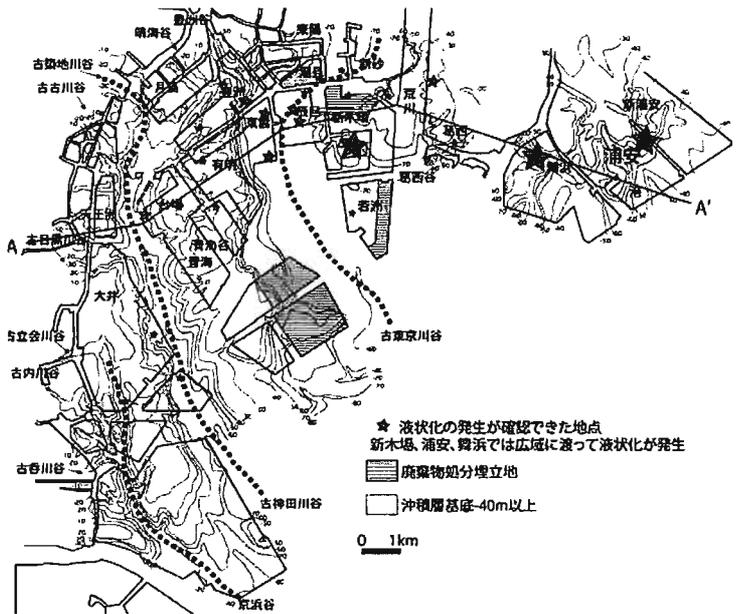


図 2.2 沖積層基底深度と液状化地点との関係

*1 東京工業大学

Tokyo Institute of Technology

*2 京都大学防災研究所

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

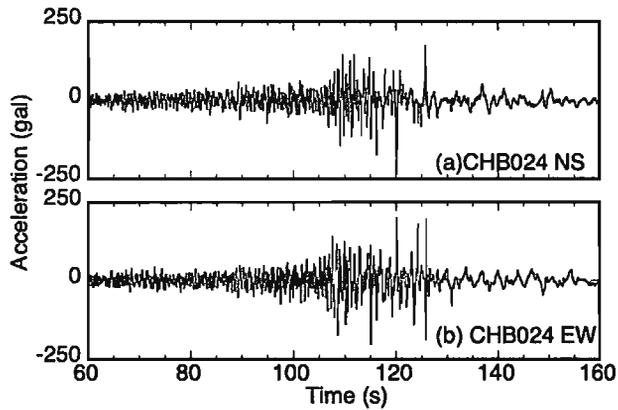


図 2.3 K-NET 稲毛の加速度記録

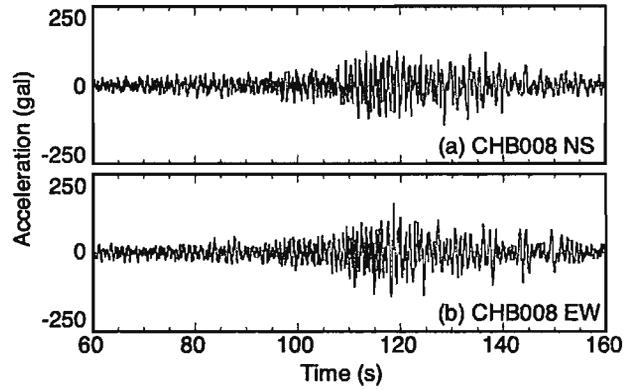


図 2.5 K-NET 浦安の加速度記録

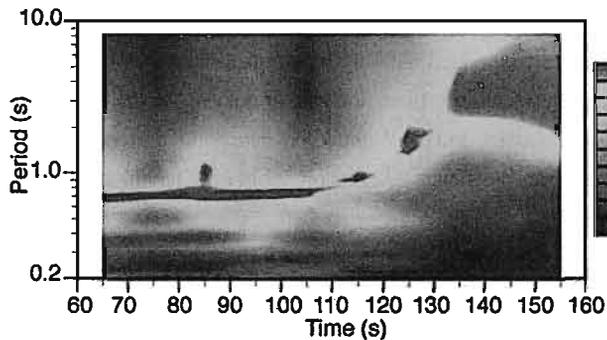


図 2.4 無次元化したランニングスペクトル(稲毛)

東京湾岸において本震の時刻歴デジタルデータが公表されている強震観測点直近で液状化が認められたのは、K-NET 稲毛(CHB024)と K-NET 辰巳(TKY017)の2点である。なお、浦安市の旧海岸線以北にある K-NET 浦安(CHB008)近傍では液状化は認められなかった。

図 2.3 に K-NET 稲毛⁸⁾の加速度記録(主要動を含む 100 秒)を示す。NS、EW の最大加速度は、 2.34m/s^2 、 2.03m/s^2 で、120 秒前後にスパイク状の波形が見られ、液状化によるサイクリックモビリティの可能性が示唆される。図 2.4 は本震の 10 秒区間のフーリエスペクトルを各区間のスペクトルピークで無次元化したランニングスペクトルである。時間とともにピークが長周期化している傾向が認められ、周期の伸びは 110 秒前後から 140 秒前後まで顕著である。したがって、約 30 秒間の繰り返しにより、徐々に地盤が液状化に至ったのではないかと推察される。図 2.5-2.6 は、同様の図を液状化が認められなかった K-NET 浦安⁸⁾について示している。K-NET 稲毛に比べると顕著な周期の変化は認められない。また、図 2.3 と図 2.5 との比較から液状化しなかった浦安の主要動が 110-140 秒の間であり、K-NET 稲毛が完全に液状化したのは主要動の後半であったことが示唆される。

2. 2 浦安市の被害

東京湾沿岸では、江東区新木場、浦安市、市川市、船橋市、習志野市、千葉市美浜区などの埋立地で、道路、ライフライン、木造住宅などに液状化による甚大な被害

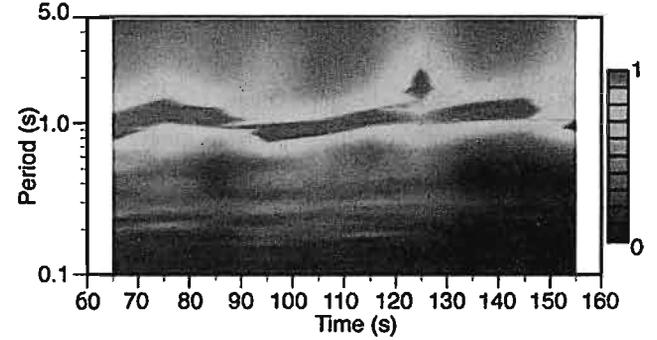


図 2.6 無次元化したランニングスペクトル(浦安)

が認められた。以下では浦安市の被害についてまとめる。

図 2.7 は千葉県浦安市の地図と、各地区が埋め立てられた年代を示している⁹⁾。1964 年頃より、旧海岸線防波堤の外側に埋め立てが開始され、1975 年までの第一期埋立事業で完成した地区には住宅、商業施設、公共施設などが多く存在している。一方 1980 年までに行われた第二期埋立事業で完成した地区には、高層マンション、大学、ホテル、倉庫などが多く存在している。これらの埋立には、主として浦安沖から浚渫した海砂が用いられている。なお、1987 年 12 月 17 日に発生した千葉県東方沖地震(M6.7)では、海楽 1 丁目、美浜 3 丁目、入船 4 丁目の一部などで液状化被害が報告されている⁹⁾。

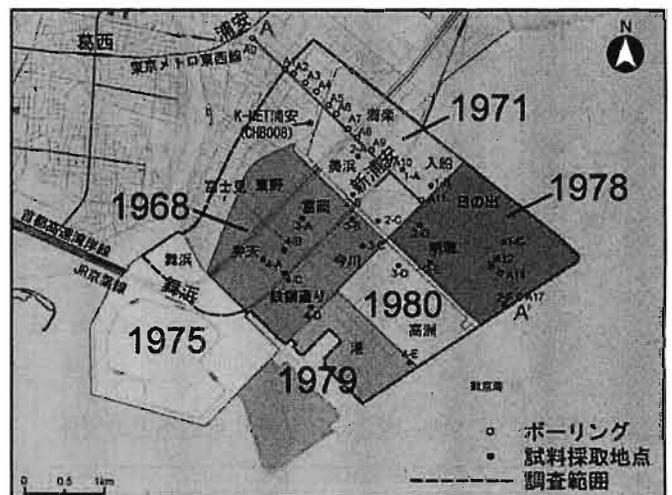


図 2.7 調査範囲と埋立年代

旧海岸線より北西側では、浦安駅周辺、K-NET 浦安観測点を含めて液状化被害は認められなかった。

被害調査に認められる事象は以下の通りである。

- ・ ディズニーランドを含めて液状化が認められない部分の多くで、何らかの地盤改良を施していたことから、M9.0 の地震によって生じた 2.0m/s^2 程度の地震動に対して、地盤改良効果の有効性が確認された。
- ・ 液状化した地区では、噴砂(写真 2.1)、地盤沈下、直接基礎建物の傾斜・沈下(写真 2.2-2.4)、杭基礎建物と周辺地盤との段差(写真 2.4-2.5)とそれによる配管被害、地下埋設物(マンホール、非常用貯水槽、地下駐車場等)

の浮き上がり(写真 2.6)、上下水道の被害、道路の陥没、電柱の転倒などが、程度の差はあっても多数認められたが、震動による建物上屋の構造的被害はほとんど確認できなかった。

- ・ 基礎が沈下傾斜しても、上部の構造的被害につながったものが少ない理由は、多くの建物で液状化、不同沈下対策として、ベタ基礎や剛性の高い基礎を採用していたためと考えられる。
- ・ 水害対策などのため半地下部や一階部を RC 造とした住宅では相対的に他より大きな沈下を生じる場合が多かった。建物の接地圧が大きくなるためと推察される。



写真 2.1 道路に積み上げられた噴砂

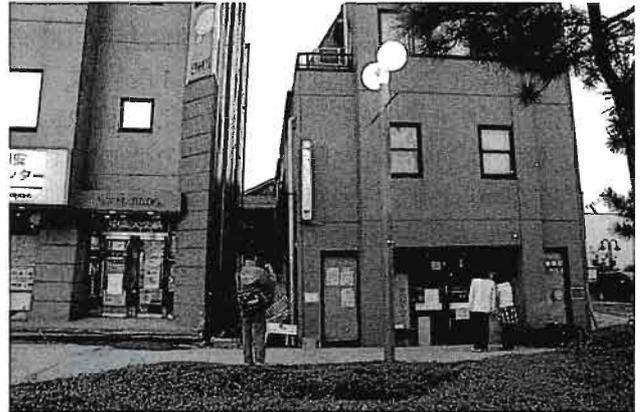


写真 2.4 杭基礎建物と沈下した建物



写真 2.2 大きく沈下した建物



写真 2.5 杭基礎建物周辺の地盤沈下



写真 2.3 大きく沈下した建物



写真 2.6 地下駐車場の浮き上がり

- ・ 建物が隣接する場合、多くの傾斜は両者の上部が近くような方向に発生し、写真2.3のような被害状況となる。これは、建物荷重の重ね合わせにより、隣接建物間側での沈下が大きくなりやすいためと考えられる。一方、道路を挟んだ建物では、写真2.1のように両者が離れあう方向に傾斜する傾向がある。これは、それぞれの裏庭に隣接する建物との間隔が短いため、そちら側に傾斜する傾向があること、さらに、一部の道路は地盤改良が施されており、道路側の沈下が抑制されたなどの可能性が考えられる。

- ・ 液状化により建設中の杭基礎で被害を受けたものがある。

調査結果をもとに液状化の程度を地盤沈下、建物沈下と傾斜、歩道の被害の程度に基づいて3段階(赤、黄、緑)に色分けした液状化被害マップを作成した(図2.8、暫定版)。図から、1964年当時の海岸線より北側では液状化被害が認められず、それ以後、埋め立てられた地区内でのみ液状化被害が発生していることが確認できる。1987年千葉県東方沖地震で液状化した地区は再液状化し、そ

れを含むより広範囲で液状化が生じた。また埋立て地区内でも被害の程度が異なり、液状化による被害が発生していない場所のあることが確認できる。

2. 3 浦安市の地盤構造と液状被害の関係

図2.9に図2.7のA-A'ラインに沿う浦安市の地盤断面図¹⁰⁾を、図2.10に地震以前の標高¹¹⁾、図2.11に軟弱層堆積の深度分布⁷⁾を示す。標高は、1964年当時の海岸線より北で0-2m程度、それより南1971年当時の海岸線より北で2-4m程度、1979年以降の埋立地で3-7m程度となり、特に明海の防波堤に近い公園では標高が10m前後となっている。図2.9から、埋立地では、概ね地表から海抜-10m前後までは埋土または砂が堆積しており、そのN値はほとんどが10以下と非常に小さい。砂層の下にはシルト層や粘性土層が深く堆積しているが、これらのN値はほとんどが0-3程度である。図2.11から、港、今川、明海、入船などの直下に厚さ60m程度の埋没谷が存在し、この地域の軟弱層の厚さを複雑に変化させていることが分かる。



図2.8 液状化被害マップ(暫定版)



図2.10 浦安市の標高

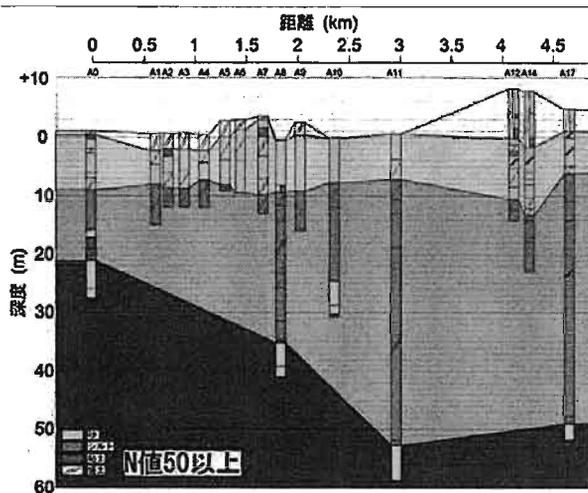


図2.9 A-A'ラインの地盤断面図

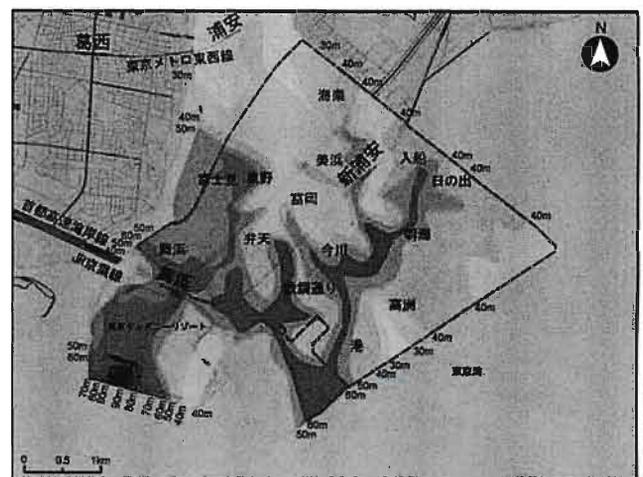


図2.11 浦安市の軟弱層堆積深さ

表 2.1 各地区の推定沈下量平均値と実測値の比較

	推定値(cm)			実測値 (cm)		
	Fc=15%	Fc=25%	Fc=35%	最大	平均	最小
	平均	平均	平均			
浦安駅周辺 (猫実・当代島・北栄)	9	6	5	0	0	0
舞浜	25	18	14	-	-	-
富岡	18	13	10	30	26	15
今川	23	16	12	50	22	5
美浜・入船	32	23	18	45	19	7
港	26	19	15	60	22	5
高洲	38	28	23	50	23	2
明海・日の出(北西)	44	33	27	65	32	3
明海・日の出(南東)	17	11	9	15	8	2

の実測値(杭基礎建物と周辺地盤の相対沈下量)の最大値、平均値、最小値を比較して示した。細粒分含有率を25%と仮定したときの推定沈下量は、浦安駅周辺で6cm、明海・日の出(南東)で11cm、液状化の激しかった他の地区では16-33cmで、明海・日の出(北西)で最も大きいなど、実測値の傾向と大きな矛盾はない。今後、各地点、各深度の細粒分含有率を明らかにして再検討する必要があるものの、現行の設計指針は、液状化発生の可能性と被害程度を、ある程度の精度で推定できていたと考えられる。

3. 利根川流域の液状化被害

利根川流域では、埼玉県久喜市・幸手市、千葉県、茨城県の各所(図 3.1)で液状化による住宅被害が報告されている¹³⁾¹⁴⁾。以下では、千葉県香取市と茨城県潮来市・神栖市の被害について報告する。

3.1 香取市

香取市佐原地区は、利根川へ通じる水路が街中を縦横に流れている。旧版地図と比較すると町の大部分と水路は、旧河道もしくは湿地に相当するようである。液状化被害は、この水路周辺を含む埋立地で特に顕著であり、直接基礎の住宅の傾斜・沈下、杭基礎支持建物周辺地盤の沈下、地下埋設物の浮き上がり、道路や歩道の不陸・陥没等の被害が各所で認められた。水路周辺では、液状化にともなう側方流動が生じ、上記の被害に加えて以下の被害が見られた。

- ・護岸とその背後地盤が川に押し出されることで、川幅が狭くなり、川底が隆起するとともに(写真 3.1)、背後地盤が大きく沈下、水平移動し、水路を跨ぐ橋に被害をもたらした。
- ・護岸近傍に建つ住宅等は基礎部で川側に押されたように傾斜または倒壊した(写真 3.2)。倒壊したものは、概ね基礎剛性のない古い建物であった。また、杭基礎建物では地盤面との間に、最大 70cm 程度のギャップが生じた。

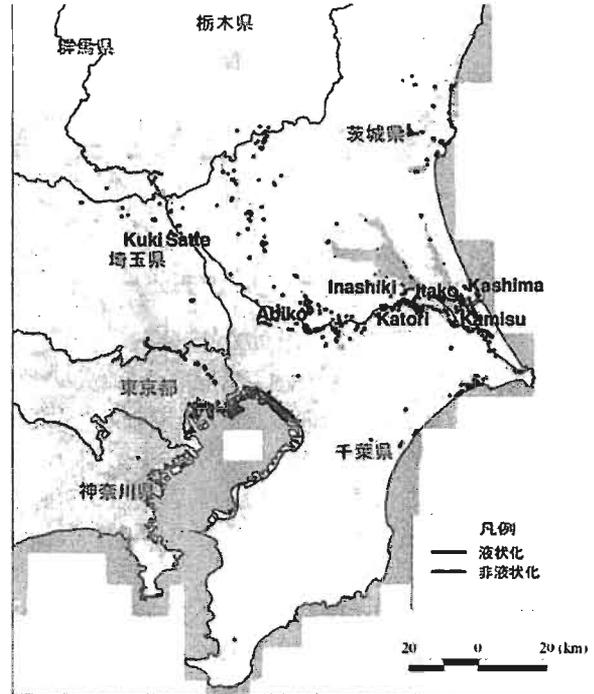


図 3.1 利根川流域の液状化地域(文献 14)に加筆



写真 3.1 川への側方流動



写真 3.2 側方流動により生じた建物被害

3.2 潮来市

潮来市日の出地区では、大量の噴砂を伴って、直接基礎の住宅・建物の傾斜・沈下、杭基礎支持建物周辺地盤の沈下(写真 3.3)、地下埋設物の浮き上がり、地盤沈下に伴う道路や歩道の不陸・陥没(写真 3.4)、電柱の傾斜が生

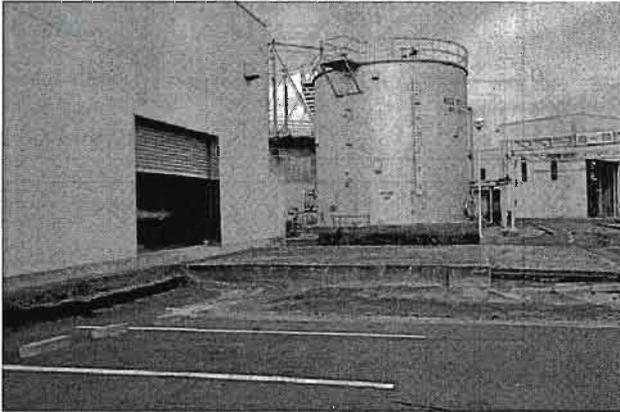


写真 3.3 杭基礎建物の地盤沈下



写真 3.5 共同溝の浮き上がり



写真 3.4 液状化による歩道の被害



写真 3.6 傾斜した建物

じた。地震直後には、日の出地区全域で上下水道が不通となった。液状化による被害は、常陸利根川が流れる地区南部で大きくなる傾向があった。地盤の沈下量もこれに応じて、潮来浄化センター付近など南部で40-50cm程度、北部で10cm程度またはそれ以下であった。

旧版地図を参照すると、日の出地区は内浪逆浦干拓地(事業:1934-1949年)に対応する。過去に干拓地として水田になったところが、後に宅地などとして造成され、液状化による甚大な被害が生じたことが確認できる。日の出地区の液状化被害は、1987年千葉県東方沖地震後の若松の調査でも報告されているが⁹⁾、今回の地震ではその規模が甚大で、より広範囲に生じたことから、上下水道等のライフラインなどに与えた影響がより深刻になったと推察される。

3.3 神栖市・鹿嶋市

この地区一帯の上水源である、鰐川地区(一部鹿嶋市)の浄水場では、液状化により地盤が最大50cm程度沈下するとともに共同溝が最大50cm程度浮き上がった(写真3.5)。これにより、杭基礎建物と共同溝との間に鉛直方向に最大40cmのギャップが生じ共同溝内の一部の配線が切断されるなど、大きな被害を受けた。

深芝、堀割地区などでは、大量の噴砂を伴って、直接



写真 3.7 盛土中央部で沈下大

基礎の住宅の傾斜・沈下(写真3.6)、杭基礎支持建物周辺地盤の沈下、地下埋設物の浮き上がり、道路や歩道に不陸、陥没が生じた。深芝地区での噴砂は厚さ50cm程度に及ぶ箇所もあり、噴砂により空調室外機が埋没したものもあった。また、建物が隣接する場合、中央部に向かって傾斜し、中央部で沈下が大きくなる傾向がある(写真3.7)。一方、盛土端部の住宅は、液状化による盛り土崩壊により、盛り土外側に大きく傾斜する傾向が散見された(写真3.6)。また、堀割地区北部では、暗渠の浮き上がり、道路に沿う住宅のみが、道路面、隣接住宅に対して50cm程度沈下するなど大きな被害があったが、南部の被害は軽微な傾向が見られた。上記の液状化地点では、

いずれも調査時に水たまりが多く見受けられ、地下水位が極めて浅いと推定された。

神栖市鰯川地区および堀割地区の北部は、鰯川干拓地にあたり、茨城県庁によると、鰯川は1928～1941年に干拓されて水田になった。この地域が、後に宅地などとして造成され、今回の地震で液状化したと推察される。一方、液状化の被害が軽微であった堀割地区南部は、針葉樹林として利用されていた地域であったことがわかる。また、深芝地区では、水田として利用された後に宅地として造成された地域で被害が大きかったが、旧街道沿いや古くからある集落では被害が少なかった。深芝に残る石碑には、液状化被害のあった地域では農地改良のため全面的に客土を行ったとの記述があり、このことが液状化被害を大きくした可能性が示唆される。

4. 東北地方の基礎被害

4.1 仙台市低地部

i) K-NET 仙台

仙台市若林区若竹の K-NET 仙台(宮城の消防署 MYG013)周辺では、噴砂が認められ、杭基礎周辺地盤が3cm程度沈下していた。そのほとんどは、本震直後に生じたことである。建物の構造的被害は認められなかった。本サイトでは、本震時に NS、EW の最大加速度 15.15m/s^2 、 9.77m/s^2 を記録している⁸⁾。図 4.1-4.2 に、本震の加速度時刻歴と無次元化ランニングスペクトルを示している。図 4.1 より、90 秒付近でスパイク状の波形が見られ、液状化によるサイクリックモビリティの可能性が示唆される。図 4.2 から本震のピーク周期は 90 秒あたりで最大(約 1.0 秒)になることから、この時刻付近で、一部の地盤の過剰間隙水圧がピークに達したか、初期有効応力に等しくなり液状化したものと推定される。しかし、1.0 秒のピーク周期は 15 秒程度継続したのち、減少に転じることから、液状化は完全ではなかったか、水圧が上昇した層厚が薄いか地盤の透水性がよいため、上昇した過剰間隙水圧が迅速に排水した可能性などが考えられる。

ii) 仙台市の杭基礎被害

鉾町東の西部地区では、噴砂、杭基礎支持建物周辺地盤の沈下、地下埋設物の浮き上がり、道路や歩道に不陸、陥没が生じた。杭基礎建物周辺地盤の沈下は、10-20cm 程度であったが、少なくとも 2 棟の杭基礎建物に顕著な傾斜が認められた。杭基礎の損傷と考えられる建物被害は、宮城野区福室でも見られた(写真 4.1)。この建物は 1976 年に竣工した杭基礎 14 階建て SRC 造であり、エクステンションジョイントで 2 棟が L 字型に配置され、L の底辺(南)側に国道が走っている。1978 年宮城県沖地震に非構造壁にせん断破壊の被害が報告されている。今回の地震では、南側の建物が南側の基礎の沈下を伴って、

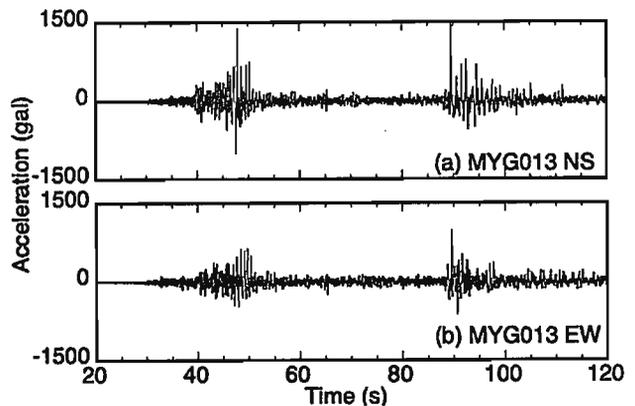


図 4.1 K-NET 仙台の加速度記録

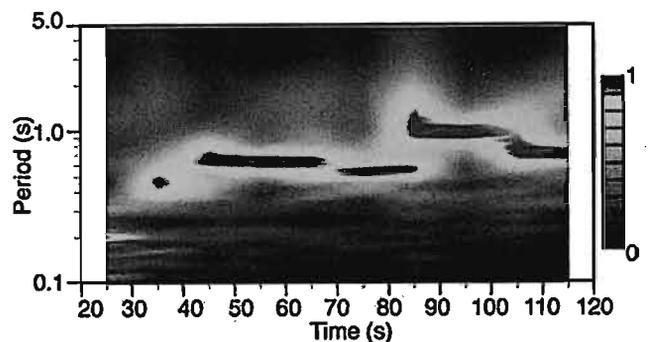


図 4.2 無次元化したランニングスペクトル(仙台)



写真 4.1 杭基礎建物の傾斜



写真 4.2 杭基礎建物の沈下

南側に 1 度程度傾斜した(写真 4.2)。建物各所の雑壁には大きなクラックがみられたが主要構造体には大きな被害は認められなかった。近隣杭基礎建物では、周辺地盤の



図 4.3 折立五丁目の被害地域

沈下(10cm 程度)が認められた。

4. 2 丘陵部の被害

仙台市およびその近郊は、丘陵部を切り盛りして造成した宅地造成地が多数存在する¹⁵⁾。その厚さはそれぞれ、最大 30m 以上に及んでいる。建築学会、土木学会の報告書などによれば、泉区(高森、北高森、北山中、長命ヶ丘、加茂、黒松、南光台)、宮城野区(鶴ヶ谷)、青葉区(桜ヶ丘、双葉ヶ丘、旭が丘、西花苑、折立)、太白区(緑が丘、青山)、名取市(相互台)、白石市などの宅造地で地盤変状による建物被害が報告されている¹⁶⁾。以下では、青葉区折立、太白区青山の被害について報告する。

i) 青葉区折立五丁目

折立団地は、1960 年代後半に造成され、1970 年代前半に分譲された。1978 年宮城県沖地震における被害は、日本建築学会および土木学会東北支部の報告書には記述されていない¹⁷⁾¹⁸⁾。

折立五丁目における被害地域を図 4.3 に示す。被害地域では、擁壁の破壊が多く発生した。斜面の下部(図 4.3 の P1)では写真 4.3 に示すように、裏込め土によって押し出されるようにして擁壁が破壊していた。また、その上部(P2)では写真 4.4 に示すように、擁壁の直下地盤が隆起していた。盛土が道路側に移動し圧縮力が作用したと考えられる。なお、上記の 2 地点周辺では、複数の擁壁からなる多段擁壁が多くあった。上部の擁壁が下部の擁壁に比べて新しいケースもあり、何らかの補修が行われた可能性もある。一方、また、斜面のやや上部(P3)では敷地に大きな亀裂が入っていた。斜面の上部では、擁壁に



写真 4.3 擁壁の破壊

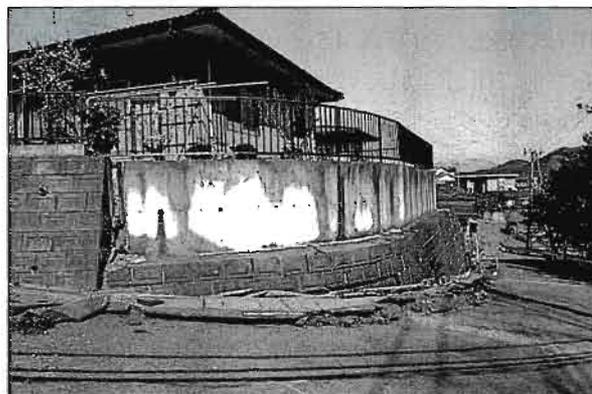


写真 4.4 擁壁直下地盤の隆起



写真 4.5 住宅基礎の被害

引っ張りクラックが発生していた箇所もあった。これらの地点では地盤に引張り力が作用したことを意味する。以上のような地盤の圧縮箇所、引張箇所を図 4.3 に示す。これから、地すべりの範囲は図中の斜線部のように考えられる。1964 年頃の 2 万 5 千分 1 旧版地形図と比較すると、地すべりの範囲は概ね旧地形の谷に相当する。今回の地震では、谷埋め盛土全体が動いたと考えられる。地震前には直線だった道路が地すべり箇所では湾曲していた(P4)。

地すべりブロックと切土をまたぐ住宅は、その境界付近で破壊していた(P5)。住宅の激しい被害は、地すべりブロックの末端部の図 4.3 のハッチングしたエリアに集

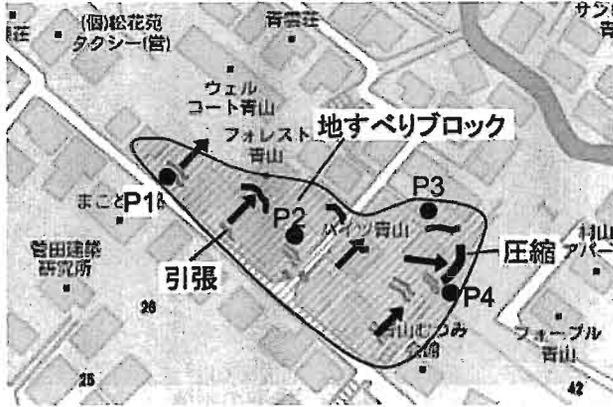


図 4.4 青山二丁目の被害地域

中して発生した(写真 4.5)。いずれも、宅地が山側(左)から谷側(右)に流動し、敷地の谷側(右側)が陥没するように破壊していた。破壊された布基礎には、鉄筋は確認されていない。地すべりブロックの末端は地盤変形が水平・鉛直成分ともに大きくなることから、建物被害も大きくなったと考えられる。

ii) 太白区青山二丁目

青山団地は 1960 年代後半に造成された。1978 年宮城県沖地震における日本建築学会の報告書¹⁷⁾によると、擁壁のひび割れ・はらみおよび擁壁崩壊があった。宮城県沖地震で基礎が破壊した住宅が、今回の地震で再び基礎が破壊したという証言もあった。

青山二丁目における被害地域を図 4.4 に示す。斜面の上部では大きい亀裂が発生していた(図 4.4 の P1)。この亀裂は深さ 70cm に達していた。それより谷側の P2 の地点では、擁壁が 1m 程度谷側に移動したため地盤が落ち込み、写真 4.6 に示すように基礎が宙に浮いていた。また、斜面の下部では、写真 4.7(図 4.4 の P3)に示すように、宅地が押し出されるようにして破壊していた。以上のような地盤の圧縮箇所、引張箇所を図 4.4 に示す。これから、地すべりの範囲は図中の斜線部のように考えられる。1964 年頃の 2 万 5 千分 1 旧版地形図と比較すると、地すべりの範囲は概ね旧地形の崖(土)に相当する。地すべりは、崖に造成された腹付け盛土で発生したと考えられる。住民によると、この周辺の地下水位は GL-1m と極めて浅い。この地下水位の浅いことも地すべりの 1 つの要因と考えられる。

地すべりブロックの下部では、写真 4.8 に示すように(P4)、建物全体が激しく損傷した。青山二丁目では、地すべりブロック上部においても地盤変位が大きく、地すべりブロック上の多くの戸建て住宅が激しく損傷した。全壊した家屋の中には、上屋の耐震補強を行った物件も含まれていた。戸建て住宅の耐震補強をするうえで、上屋のみならず、宅地や基礎を含めて総合的に判断する必要があることが示唆される。

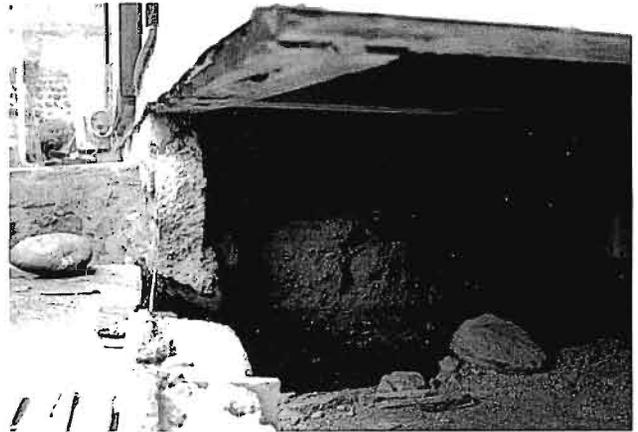


写真 4.6 住宅基礎の被害



写真 4.7 宅地の破壊



写真 4.8 戸建て住宅の被害

住民の証言によると、3月11日の本震で地割れや擁壁のふくらみが発生し、その後、余震のたびに地割れや擁壁の変形が増大したという。特に、4月7日の余震では、地盤の変形が進み基礎がズタズタになったという。地盤が進行性破壊をしている可能性がある。

4. 3 津波による建物基礎被害

i) 女川

女川の震災後の航空写真(Google Earth)を図 4.5 に示す。写真 4.9.4.10 は、町立女川病院の駐車場(図 4.5 の地点 P1)から撮影した被災地の様子である。津波は高台(標高



図 4.5 震災後の女川



写真 4.9 女川全景



写真 4.10 女川全景

16m)の町立女川病院の1階まで到達しており、この地域の浸水高さが17m程度であったことが推察される。

A 地点では、杭基礎で支持された鉄骨造4階建ての建物(以下建物 A)が山側に10m程度流され転倒した(写真4.11)。建設場所と転倒場所の間に位置する駐車場では、建物が流された時にできたと思われる亀裂が1つあるものの、それ以外に目立った損傷はない。これから、建物は津波による浮力で浮き上がって移動した後、転倒したと思われる。この建物の基礎は、フーチングを杭が2本ないし3本で支持する形式である(写真4.12)。建物の基礎には、直径300mmのPC杭が1本ぶら下がっていた。それ以外の杭は、すべてフーチングと杭基礎の接合部で破壊していた。この杭基礎のフーチングの接合部は、中詰めコンクリートでありぜい弱である。ほとんどの中詰めコンクリートが破壊し、鉄筋のみが残されていた。杭頭接合部が地震で損傷し、その後の津波で破断した可能性が考えられる。

地点 B では、杭基礎で支持された鉄筋コンクリート4

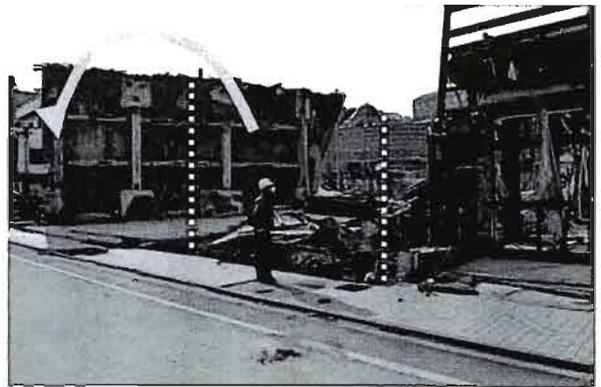


写真 4.11 転倒した建物 A



写真 4.12 建物 A の杭基礎



写真 4.13 70m 流され転倒した建物 B



写真 4.14 引き抜かれて曲げ破壊した PC 杭

階建ての建物が転倒していた(写真4.13)。この建物の建設場所は地点 B0 であり、海側から山側に70m程度流されていた。写真4.9に示すように連続したフーチングに



写真 4.15 転倒した建物 C



写真 4.17 隣接建物の周辺地盤の沈下



写真 4.16 転倒した建物 D



写真 4.18 建物 J

直径 300mm の PC 杭が 1 本ぶら下がっていた。この杭の杭頭は鉄筋だけで、かろうじてフーチングとつながっていたが、本体の損傷は比較的軽微であった。それ以外の大部分の杭は、建設地点(B0)において杭頭または杭頭接合部で破壊するか、一部引き抜かれながら杭頭付近で破損していた(写真 4.14)。残された杭の破壊形態から、曲げと引き抜き力が杭に作用したものと推察される。隣接する鉄筋コンクリート 5 階建ての建物(地点 P2)では、明らかに周辺地盤が沈下し、地盤が液状化していたことを示唆している。地盤の液状化により地盤のせん断強度が低下しているときに津波による水平力、浮力が作用した結果、杭頭接合部の損傷にも関わらず、引き抜き耐力の残っていた杭が、引き抜かれた可能性が考えられる。

地点 C では、杭基礎で支持された 2 階建ての鉄筋コンクリート建物(冷蔵倉庫と思われる)が転倒した(写真 4.15)。この建物の基礎は、1 つのフーチングを杭が 4~5 本で支持する形式である。この建物も海側から山側に 7m 程度流されて転倒した。その途中には高さ 1m 程度の壁があったが、それを乗り越えている。これから、1m 以上浮き上って流されて転倒したと考えられる。この建物の杭とフーチングの接合部も極めて脆弱なものであった。全ての杭がフーチングとの接合部で破断していた。

地点 D では、杭基礎で支持された 2 階建ての鉄筋コン

クリート建物(交番)が転倒した(写真 4.16)。この建物は、海からほぼ直角の方向に倒れていた。杭上部で破壊した杭とフーチングとの接合部で破壊した杭が混在していた。この建物の隣接(海側)する建物(地点 P3、写真 4.16 の奥の建物)の周辺地盤を写真 4.17 に示す。明らかに周辺地盤が沈下している。これから、この周辺地盤も液状化していた可能性が高い。なお、この隣接建物は、移動や傾斜はしていない。建設年代が新しく、杭基礎の耐震設計がなされていたと思われる。

地点 J は、海岸に隣接した大規模な観光施設マリンパール女川(鉄筋コンクリート 3 階建て)である(写真 4.18)。この施設は、海に面していることから、津波の直撃を受けたと考えられる。基礎周辺では洗掘が激しく、地盤も一部流失しているものの、傾斜や建物の移動はない。また、構造体の損傷も確認できなかった。

ii) 陸前高田

陸前高田の震災後の航空写真(Google Earth)を図 4.6 に示す。写真 4.19 は、岩手県立高田病院(図 4.6 の地点 A)である。4 階まで津波が来ている。浸水高さは 14~15m 程度である。写真 4.20 に示すように洗掘によってフーチングが露出しているものの、建物の沈下・傾斜はない。漂流物の衝突によると考えられる損傷はあった。ただし、構造体の損傷は軽微であった。



図 4.6 震災後の陸前高田

地点 B では、住宅と思われる鉄筋コンクリート 2 階建ての建物が完全に転覆していた(写真 4.21)。写真 4.22 に示すようにフーチングには、杭の痕跡があった。フーチングと杭基礎との接合部は脆弱である。周囲は瓦礫で覆われ、建設場所は不明である。地点 C においても同様に転覆した鉄筋コンクリート 2 階建ての建物があった。このほか、地点 D では、海側から山側に転倒した直接基礎の 2 階建ての鉄筋コンクリート建物、地点 E では、逆に山側から海側に転倒した 2 階建ての鉄筋コンクリート建物があった。

5. まとめ

2011 年東北地方太平洋沖地震により液状化が発生した東京湾沿岸、利根川流域、東北地方で被害調査を行い、以下のことを示した。

1) 東京湾沿岸、利根川流域で、液状化が生じた箇所は、概ね比較的新しい埋立地であり、場所によっては激しい噴砂と 50cm 程度の地盤沈下をともなって、木造・RC 造直接基礎建物の沈下・傾斜、地中埋設物の浮き上がり、道路の陥没などの被害が生じた。これにより、杭基礎構造物と周辺地盤との間には大きなギャップが生じたが、上屋の構造的被害は見られなかった。ベタ基礎など高い基礎剛性を持つ直接基礎建物は、沈下傾斜しても、上屋の構造的被害は見られなかった。なお、建設中の一部の杭基礎に被害が認められた。

2) 液状化の程度は、同じ地区内でも場所により異なり、埋立て年代・工法・材料、地盤改良の有無、埋立て層厚、標高、基礎深度などが液状化の程度と密接に影響している可能性がある。

3) 採取した噴砂の細粒分含有率は比較的高いものがあ



写真 4.19 建物 A



写真 4.20 洗掘された基礎周辺地盤



写真 4.21 転覆した杭基礎建物 B

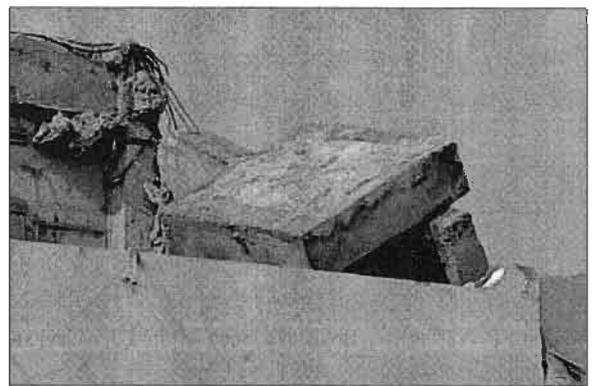


写真 4.22 転覆した建物 B のフーチング

り、細粒分を多く含んだ砂が液状化した可能性がある。
4) 既往の液状化判定法は沈下予測を含めて、実際の被害状況と調和的であったが、さらに、より詳細な地盤情報

を把握して、その妥当性について検討する必要がある。また、抜本的対策の難しい戸建て住宅に対する液状化予測と対策・復旧方法の考え方などについての検討が必要である。

5) 仙台市では、数棟の杭基礎建物の沈下傾斜の被害が認められ、杭基礎の被害が示唆される。これらの建物の周辺では、噴砂、液状化の影響を含む地盤沈下(10cm程度)が認められた。

6) 仙台市折立地区、青山地区の住宅被害は、ともに、単なる擁壁の破壊によるものでは無く、盛土の地すべりによって宅地が破壊したものと考えられる。局所的な擁壁の補強などでは、将来の宅地被害を防ぐことはできず、公共工事的な大規模な地すべり対策が必要と考えられる。

7) 津波の波高の極めて高かった、女川や陸前高田では、水平力に対してより安定と考えられるアスペクト比の比較的小さい2-3階建て鉄筋コンクリート建物が転倒・転覆した事例が多くみられた。これは、軒高を大きく上回った津波による波圧に加え、その浮力の影響が大きかったものと考えられる。

8) 女川や陸前高田では、杭基礎が破壊してS造建物、鉄筋コンクリート建物が流され転倒した。杭の破壊の多くは、フーチングと杭の接合部または杭頭付近で発生していた。転倒した杭基礎建物の建設年代は古く、杭基礎の耐震設計はされていないと考えられる。そのため、地震時に脆弱なフーチングと杭頭の接合部または杭体自体がある程度の被害を受け、津波波圧と浮力に抵抗できなかったものと推定される。

9) 女川では転倒した建物のうち2棟の一部のPC杭が、杭頭接合部の損傷にも関わらず引き抜かれていた。周辺地盤が液状化して、地盤のせん断強度が低下しているときに津波による水平力、浮力が作用したため、杭頭の損傷にも関わらず、引き抜き耐力の残っていた杭が、引き抜かれた可能性が考えられる。

10) 建設年代の新しい大規模な建物(例えばマリナル女川)では、津波の直撃を受けても建物の移動、傾斜は無く、基礎を含む構造体の損傷が確認されなかった。

謝辞

被害調査は、東京工業大学G-COE PD研究員の西川英佑博士、大学院生の周友昊君、渡辺幸大君、茨木嘉昭君、稲村溪君、竹田勇貴君、中野祐介君、遠山和嗣君、東京ソイル阿部秋男氏、米国GEER調査団(Ross Boulanger, Scott Ashford, Jonathan Stewart,

Jennifer L. Donahue, Kyle Rollins, Steve Kramer)、京都大学防災研究所の林和宏博士 (JSPS 特別研究員)、保木和明博士 (防災研究所特定研究員)、鍾育霖博士 (JSPS 外国人特別研究員)および京都大学大学院生の古川幸さん、伊藤麻衣さん、榎田竜太君、栗木周君と行った。調査に関連して、東工大翠川三郎教授、竹村次朗准教授、坂田弘安准教授、千葉大中井正一教授、山形大三辻和弥准教授より貴重な情報・写真を提供いただいた。記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 時松孝次、田村修次、鈴木比呂子、勝間田幸太: 2011年東北地方太平洋沖地震における地盤災害、東京工業大学都市地震工学センター、地震工学研究レポート No.118, 21-47, June, 2011.
- 2) 貝塚爽平編: 東京湾の地形・地質と水、筑紫書簡, 1993.
- 3) 東日本大震災(第74報): <http://www.mlit.go.jp/common/000139083.pdf>
- 4) 千葉県環境研究センター: <http://www.wit.pref.chiba.lg.jp/>
- 5) 江東区: <http://www.city.koto.lg.jp/>
- 6) 東京都港湾局: 新版・東京港地盤図, 2001.
- 7) 浦安市: <http://www.city.urayasu.chiba.jp/>
- 8) 防災科学技術研究所 K-NET: 東北地方太平洋沖地震の記録: <http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/>
- 9) 若松加寿江: 日本の地盤液状化履歴図, 東海大学出版会 (1991)
- 10) 千葉県地質環境インフォメーションバンク: <http://www.pref.chiba.lg.jp/suiho/chishitsu.html>
- 11) 国土地理院数値地図5mメッシュ
- 12) 日本建築学会: 基礎構造設計指針, 2001.
- 13) 坂田弘安、松田和浩、浅田勇人、山崎義弘: 東北地方太平洋沖地震による震災建築物の初動調査(茨城県稲敷市、河内町)、速報、2011.
- 14) 国土交通省関東地方整備局: 東北地方太平洋沖地震による関東地方の地盤液状化現象の実態解明: <http://www.ktr.mlit.go.jp/bousai/bousai00000061.html>
- 15) 復建技術コンサルタント: 造成宅地地盤図, 2008.
- 16) 日本建築学会: 2011年東北地方太平洋沖地震災害調査速報, 2011.
- 17) 日本建築学会: 1978年宮城県沖地震災害調査報告, 1980.
- 18) 土木学会東北支部: 1978年宮城県沖地震災害調査報告書, 1980.

2011年東北地方太平洋沖地震の長周期地震動シミュレーション

LONG PERIOD GROUND MOTION SIMULATION OF THE 2011 TOHOKU EARTHQUAKE

川辺秀憲^{*1}、釜江克宏^{*1}、上林宏敏^{*1}

Hidenori KAWABE, Katsuhiko KAMAE, Hiroto UEBAYASHI

The long period ground motions during large earthquake caused large resonance in high-rise buildings. Thus, for the prediction of long-period ground motions during futuer earthquake and the disaster prevention, it is very important to understand the development and amplification properties of long-period ground motions associated with huge earthquakes. In this study, we simulate long-period (4~10s) strong ground motions during 2011 Tohoku earthquake (Mw9.0) using a characterize source model and the 3D finite-difference method. Our simulation target area is form Miyagi prefecture (Sendai basin) to Kanto basin. As a result, the S wave amplitude and arrival time of synthetic waveforms are good agreement with observed one. But the later phase amplitudes of synthetic waveforms are smaller than observed one.

1. はじめに

2011年3月11日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強い地震動により多くの被害が発生した。また、巨大な津波により東日本の太平洋沿岸部に激甚な被害をもたらされた。

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、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ており^{1),2),3)}など、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増幅や減衰等の伝播特性を把握しておく必要がある。

そこで本稿では、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。

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⁴⁾を用いる。以下に観測記録及び震源モデルの概要を述べる。

2.1 観測記録

図 1 に (独) 防災科学技術研究所 (NIED) の基盤強震観測網 (KiK-net) の観測波形を示す。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った波群も観測され、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。

2.2 震源のモデル化

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^{5),6)}による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。経験的グリーン関数として表 1 に示す 2005 年 10 月 19 日に茨城県沖で発生した Mj6.3 の地震、2010 年 6 月 13 日に福島県沖で発生した Mj6.2 の地震、及び 2005 年 12 月 17 日に宮城県沖で発生した Mj6.1 の地震の記録を用いた。なお、震源モデルを設定するうえで表層地盤での地震動の増幅による観測記録への影響をできるだけ避けるために、図 2 に示す S 波速度の速い地層に設置された観測点の記録を用いた。

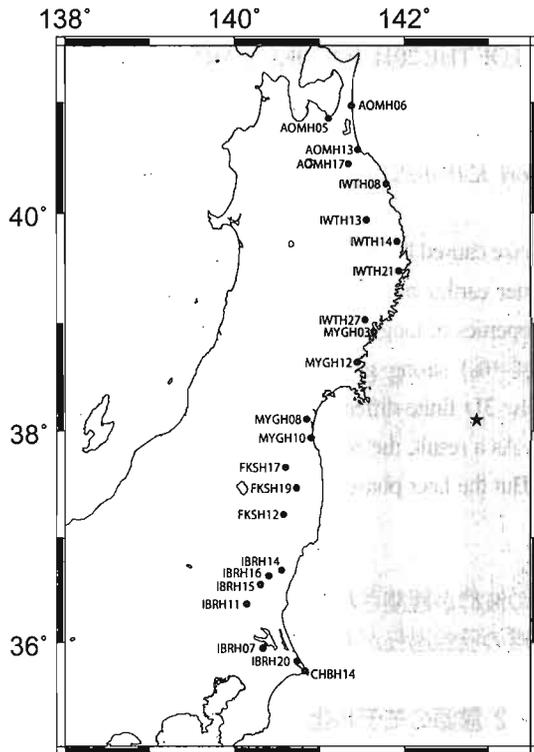
ここでは、図 1 に破線で示した波の伝播を考慮して、各観測点への波群の到達時刻などから SMGA の位置や破壊開始時間などを推定した。

表 1 経験的グリーン関数として用いた地震の諸元

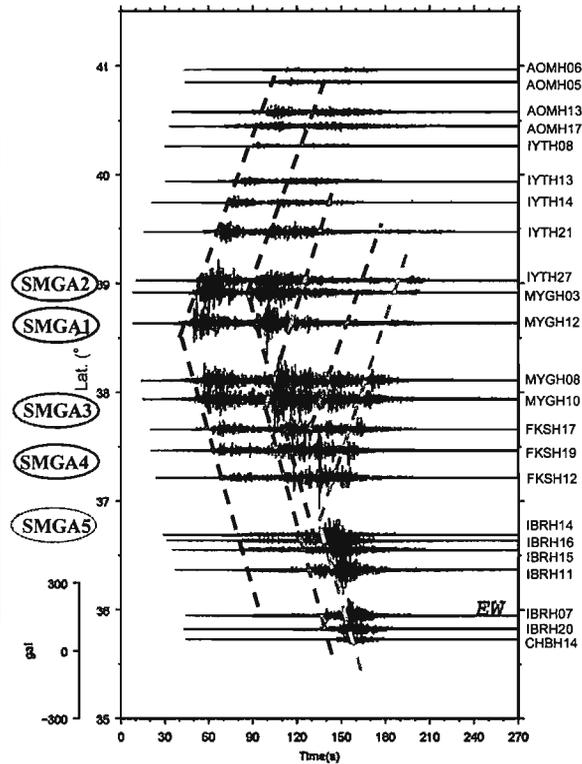
	Event 1	Event 2	Event 3
Origin Time (JST)*	2005/12/17 3:32	2010/6/13 12:32	2005/10/19 20:44
Latitude (deg.)*	38.449	37.396	36.382
Longitude (deg.)*	142.181	141.796	141.043
Depth (km)*	39.9	40.3	48.3
Mj*	6.1	6.2	6.3
Mo (Nm)**	1.12×10^{18}	7.94×10^{17}	3.18×10^{18}
Strike/dip/rake** (deg.)	20/72/19 196/19/86	247/47/72 92/46/108	25/68/88 209/22/94

*気象庁, **F-net

*1 京都大学原子炉実験所



(a) 観測点位置



(b) 加速度波形

図1 KiK-netの観測点位置及び地中観測波形 (バンドパスフィルター: 0.1-10.Hz)
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

図2、図3及び表2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。図4にこのモデルを用いた経験的グリーン関数法による合成波形と観測波形の比較の一例を示す。この図から、各観測点の特徴的な観測波形がほぼ再現できていることが分かる。

図5に震源のモデル化で使用しなかったNIEDの強震観測網(K-NET)の観測点における地表での観測波形と経験的グリーン関数法による合成波形の比較を示す。震源のモデル化に使用しなかった関東平野内の観測点においても、変位の振幅が若干小さいものの概ね観測記録を再現できている。

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関東平野までを対象に、2011年東北地方太平洋沖地震の地震動シミュレーションを実施した。

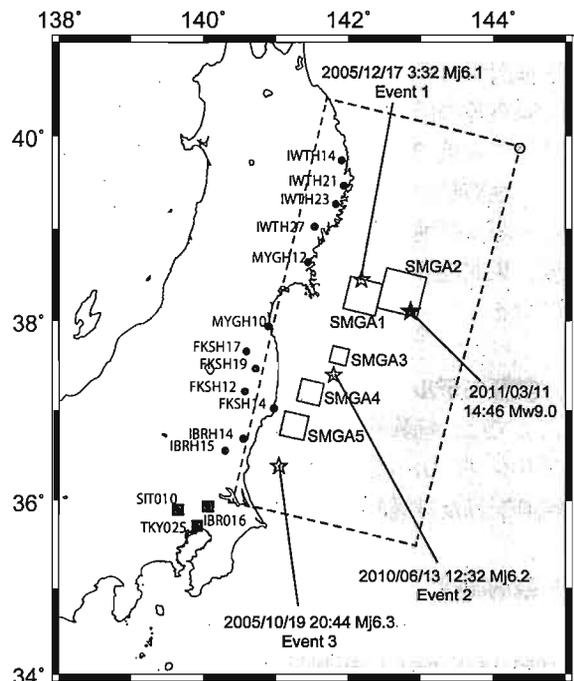


図2 地震観測点、強震動生成領域 (SMGA) 及び経験的グリーン関数として用いた地震の震央位置。
●は震源のフォワードモデリングに使用したKiK-net観測点、■は関東平野内のK-NET観測点。

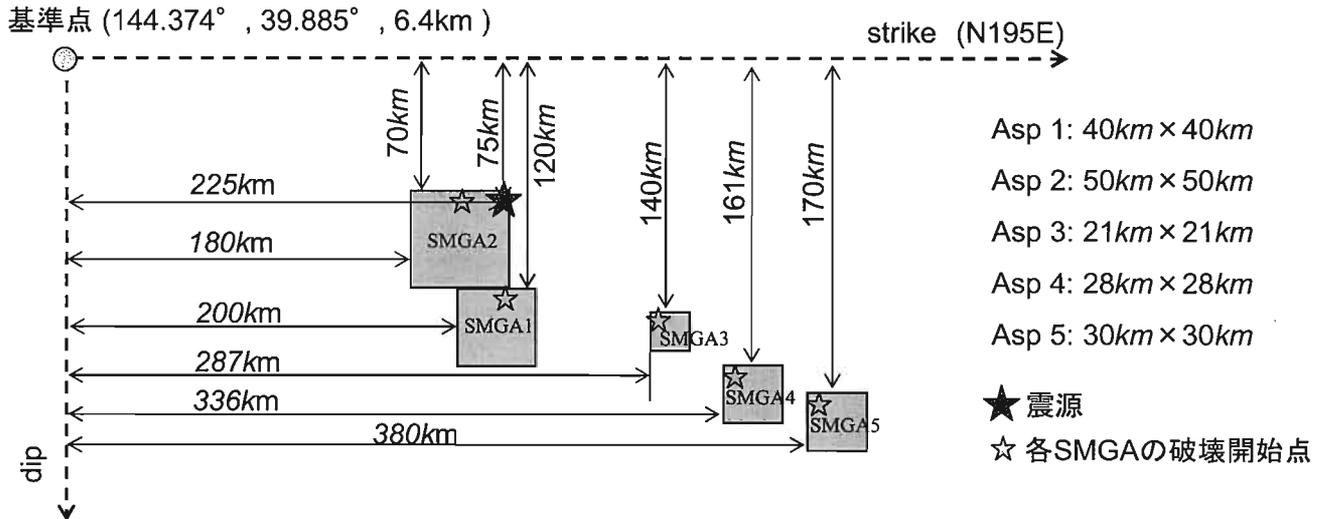


図3 東北地方太平洋沖地震の5つの強震動生成領域 (SMGA) からなる震源モデル

3.1 計算手法及び地下構造モデル

地震動の計算は、スタagger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^{7, 8)}により実施した。差分法解析領域の周囲には吸収領域⁹⁾を設け、その外側に吸収境界¹⁰⁾を設定した。差分法解析対象領域は図6に実線で囲んだ東西412km、南北471km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」2009年試作版¹¹⁾で宮城県沖地震の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3に、地震基盤上面の深さを図7に示す。なお、ここでは、表3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、解析対象領域のうち東経143度から西側し

かモデル化されていないため、それより東の地下構造は東経143度の地下構造を東に伸ばして水平成層構造として使用した。

震源モデルは2章で示したモデルを用いるが、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2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¹²⁾の近似式を用いた。

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 計算結果

図8に観測波形と計算波形の比較を示す。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から茨城県のIBR016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から南側の関東平野内の観測点では、主要動部分について、計算波形のNS成分はどの観測点でも過大評価となっているが、EW成分

表2 震源パラメータ

	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	1.12×10 ²¹	6.43×10 ¹⁹	1.02×10 ²⁰	2.58×10 ²⁰
応力降下量 (MPa)	20.4	23.3	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)	0.0	39.0	57.0	87.0	102.0
経験的グリーン関数として用いた地震	2005/12/17 3:32 M6.1	2005/12/17 3:32 M6.1	2010/06/13 12:33 M6.2	2010/06/13 12:33 M6.2	2005/10/19 20:44 M6.3

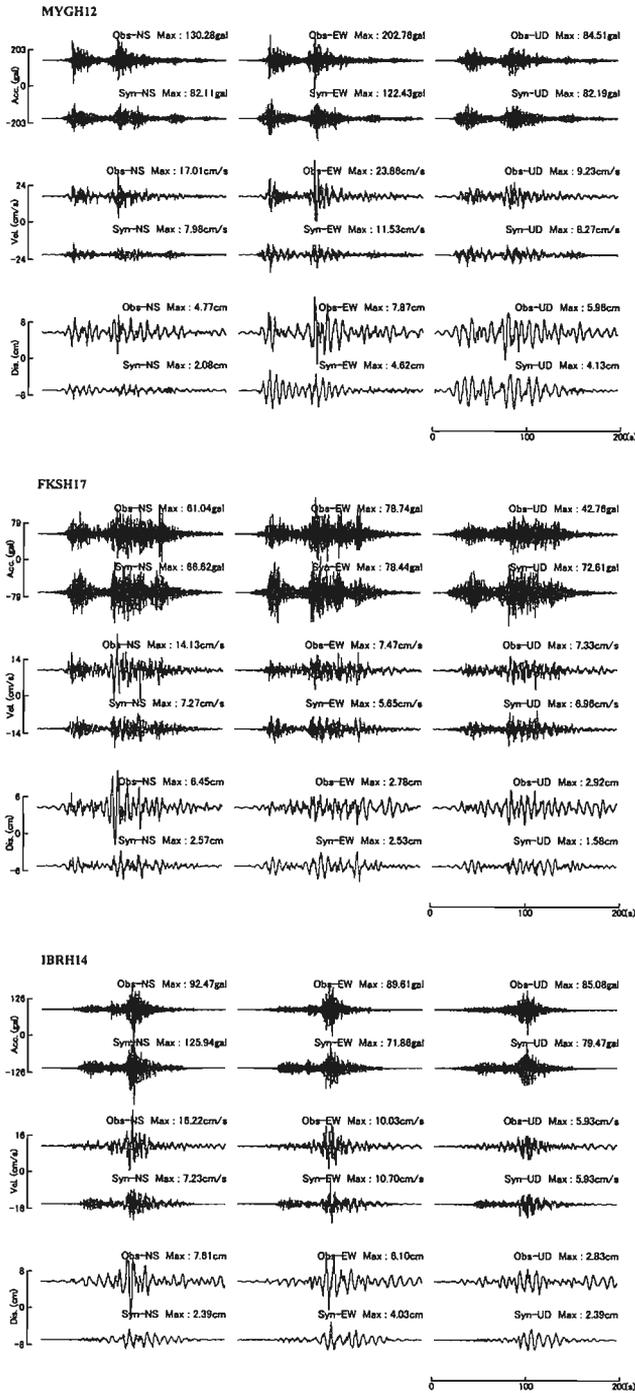


図4 震源のモデル化に使用した観測点における観測波形 (Obs) と経験的グリーン関数法による合成波形 (Syn) の比較 (バンドパスフィルター: 0.1-10Hz)

や UD 成分の振幅は観測とよく対応している。特に UD 成分については、振幅だけでなく計算波形の位相も観測波形を比較的よく再現できている。また、関東平野内の観測点では、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った原因として、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

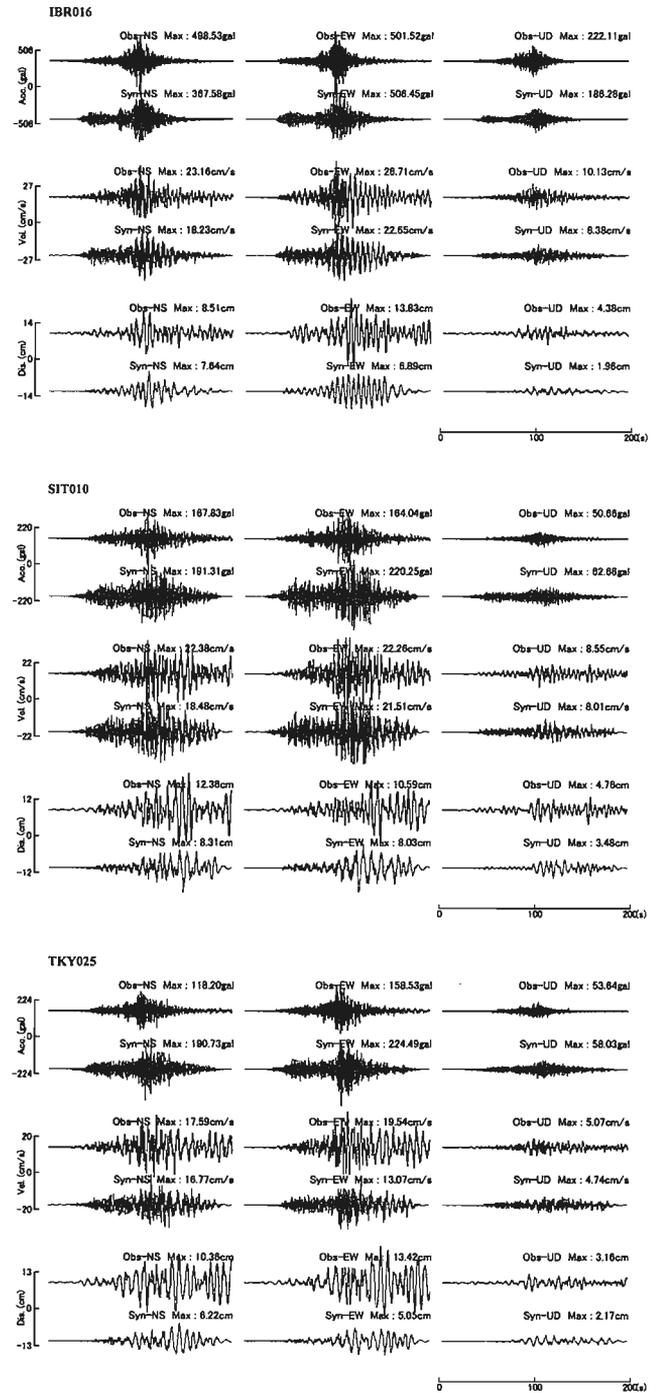


図5 震源のモデル化に使用していない観測点における観測波形 (Obs) と経験的グリーン関数法による合成波形 (Syn) の比較 (バンドパスフィルター: 0.1-10Hz)

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不適切である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。

次に図9に K-NET 及び KiK-net (地表) で観測された最大速度を、図10に計算により求めた地表の最大速度を示す。図9の観測記録の最大速度を見ると、水平成分は

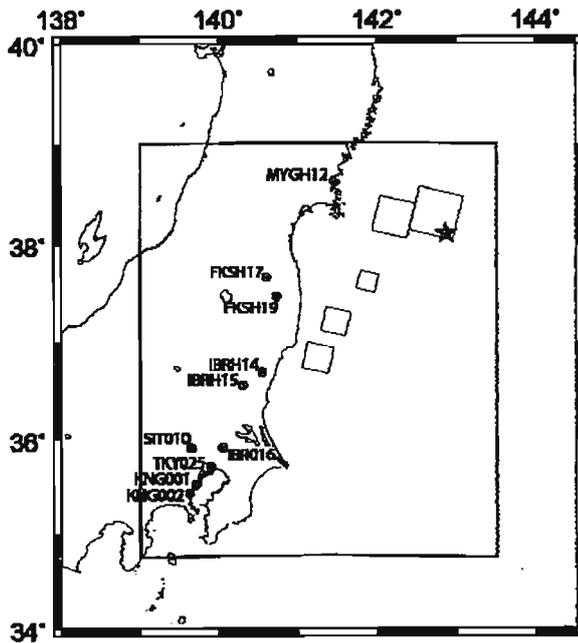


図6 差分法の解析対象領域及び地震観測点

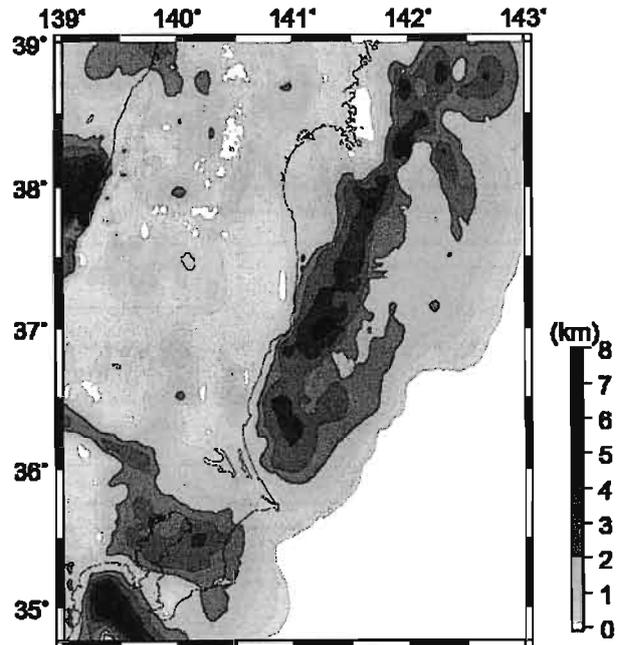


図7 地震基盤上面の深さ¹¹⁾

表3 地下構造モデルの物性値

層番号	P波速度 Vp(km/s)	S波速度 Vs(km/s)	密度 (g/cm ³)	Qs値	備考
1	1.7	0.35	1.8	70	
2	1.8	0.5	1.95	100	
3	2.0	0.6	2.0	120	
4	2.1	0.7	2.05	140	
5	2.2	0.8	2.07	160	
6	2.3	0.9	2.1	180	
7	2.4	1.0	2.15	200	付加体
7'	2.6	1.1	2.2	220	
8	2.7	1.3	2.2	260	
9	3.0	1.5	2.25	300	
10	3.2	1.7	2.3	340	
11	3.5	2.0	2.35	400	
12	4.2	2.4	2.45	400	
13	5.0	2.9	2.6	400	
14	5.5	3.2	2.65	400	地震基盤(上部地殻第1層)
15	5.8	3.42	2.7	400	上部地殻第2層
16	6.4	3.82	2.8	400	下部地殻
17	7.5	4.46	3.2	500	マントル
18	5.4	2.78	2.6	200	海洋性地殻第2層
19	6.5	3.48	2.8	300	海洋性地殻第3層
20	8.1	4.6	3.4	500	海洋性マントル

SMGA1 及び SMGA2 に近い仙台平野及び福島県南部の海岸沿いから関東平野にかけて最大速度が大きくなるが、上下成分は関東平野ではあまり大きくならず、仙台平野で相対的に大きな値となっている。図10の計算結果もこれらの傾向は概ね再現できているが、東京湾の東側の地域を除き全体的に若干過小評価となっている。これについては、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。

次に図11、図12にそれぞれ観測及び計算結果から求めた地表での周期4秒、7秒、及び10秒の疑似速度応答スペクトルの分布を示す。図11の観測記録の応答スペクトルは、周期7秒及び10秒では関東平野及び仙台平野で値が大きくなっているが、図12の計算結果もこの傾向は概ね再現できている。しかし周期10秒の応答スペクトルの分布を見ると、計算結果は東京湾の周辺で過大評価と

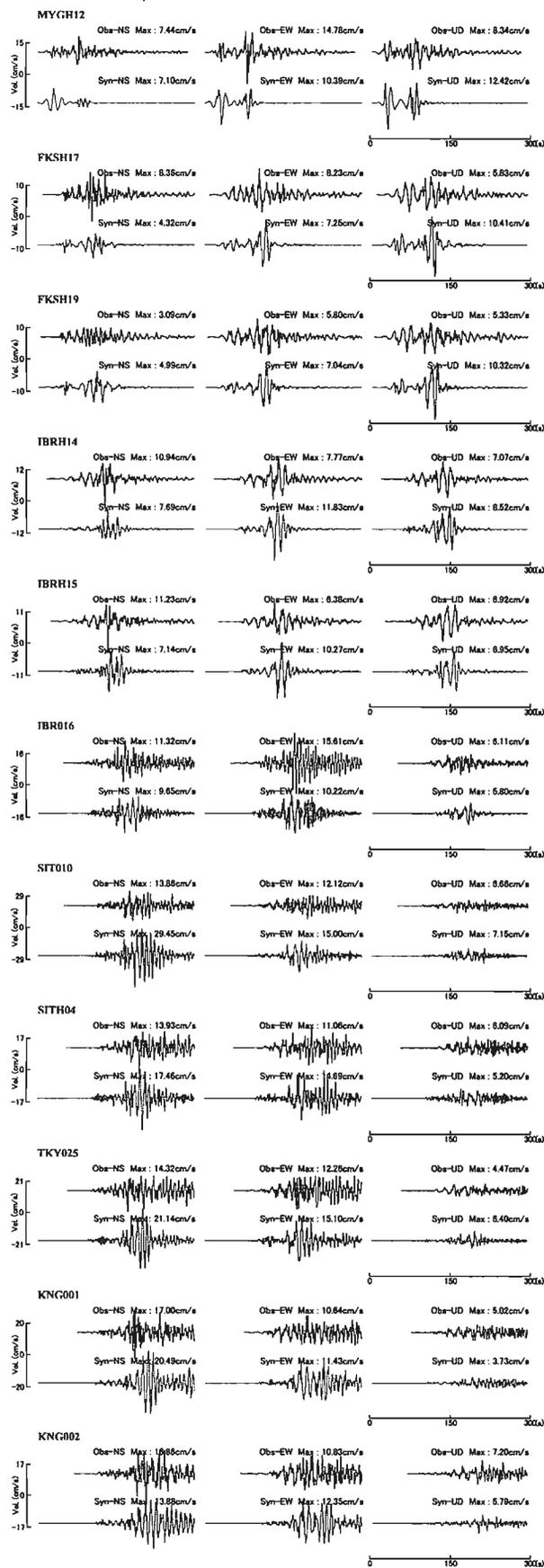


図8 観測波形と差分法による計算波形の比較
(バンドパスフィルター：0.1-0.25Hz)

っており、地下構造モデルの速度や減衰を再検討する必要もあると考える。一方、図11の周期4秒の応答スペクトル分布を見ると、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っていない。これは、最大速度分布と同じく、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。

4. まとめ

本稿では、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。

得られた主な結果を以下に示す。

- (1) 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が、後続波の振幅は観測より小さくなった。
- (2) 宮城県のMYGH12から茨城県のIBR016までは、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った。
- (3) 埼玉県のSIT010より南側の関東平野内の観測点では、主要動部分について、計算波形のNS成分がどの観測点でも過大評価となっているが、EW成分やUD成分の振幅は観測とよく対応している。
- (4) 観測記録の最大速度は、水平成分は仙台平野及び福島県南部の海岸沿いから関東平野にかけて最大速度が大きくなるが、上下成分は関東平野ではあまり大きくならず、仙台平野で相対的に大きな値となっているが、計算結果もこれらの傾向は概ね再現できたが、東京湾の東側の地域を除き全体的に若干過小評価となった。
- (5) 観測記録の疑似速度応答スペクトルの分布は、周期7秒及び10秒では関東平野及び仙台平野で値が大きくなっているが、計算結果もこの傾向は概ね再現できた。しかし周期10秒の応答スペクトルの分布では、計算結果は東京湾の周辺で過大評価となっており、地下構造モデルの速度や減衰を再検討する必要がある。
- (6) 周期4秒の応答スペクトル分布では、計算結果では関東平野と仙台平野以外の地域では過小評価となった。これは、最大速度分布と同じく、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ったが、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

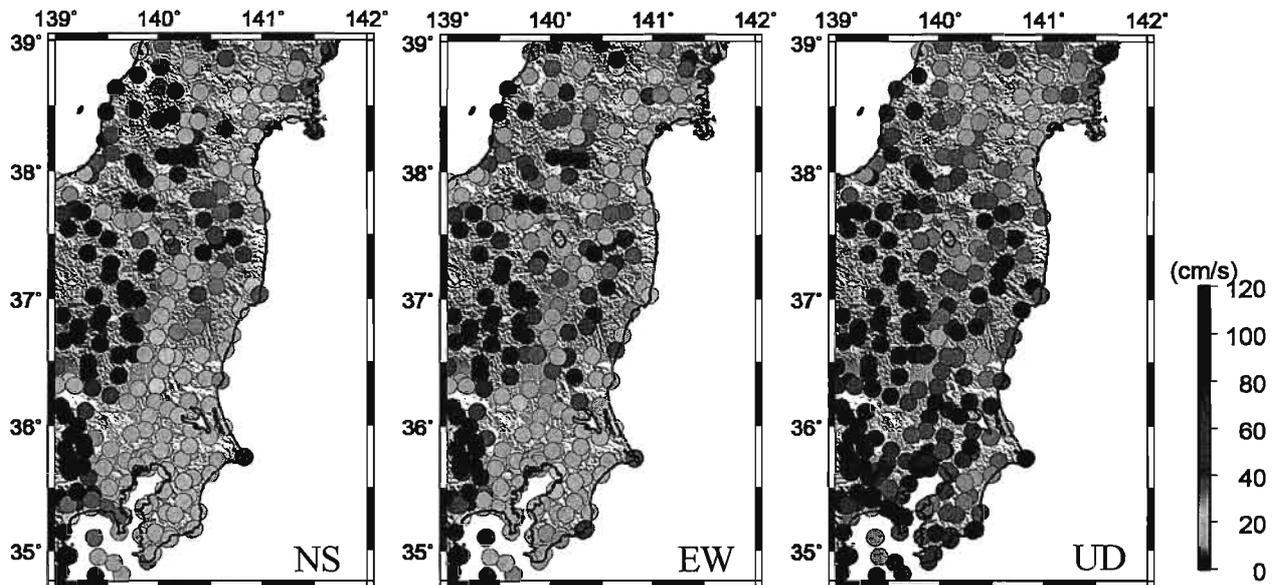


図9 K-NET 及び KiK-net (地表) で観測された波形の最大速度
(バンドパスフィルター (0.1-0.25Hz) 後の波形の最大速度)

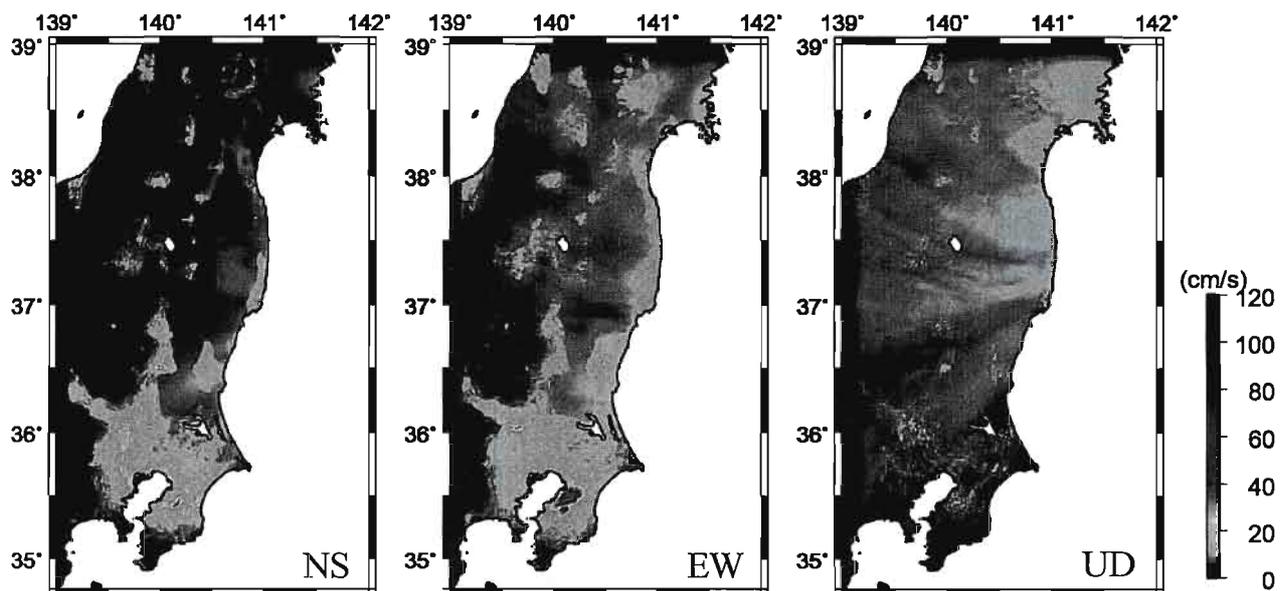


図10 差分法で計算した地表の最大速度
(バンドパスフィルター (0.1-0.25Hz) 後の波形の最大速度)

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) 川辺秀憲・釜江克宏・上林宏敏: 2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル, 日本地震学会講演予稿集, 2011年秋季大会, B22-05, 2011.10.

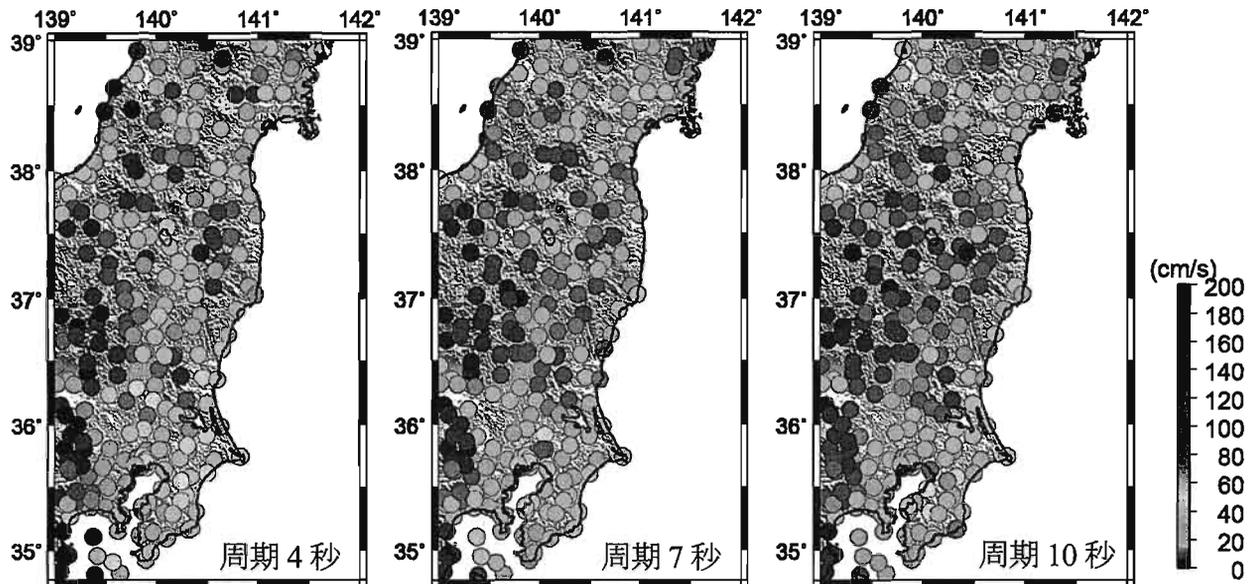


図 11 K-NET 及び KiK-net (地表) で観測された波形の疑似速度応答スペクトル分布 (EW、減衰 5%)

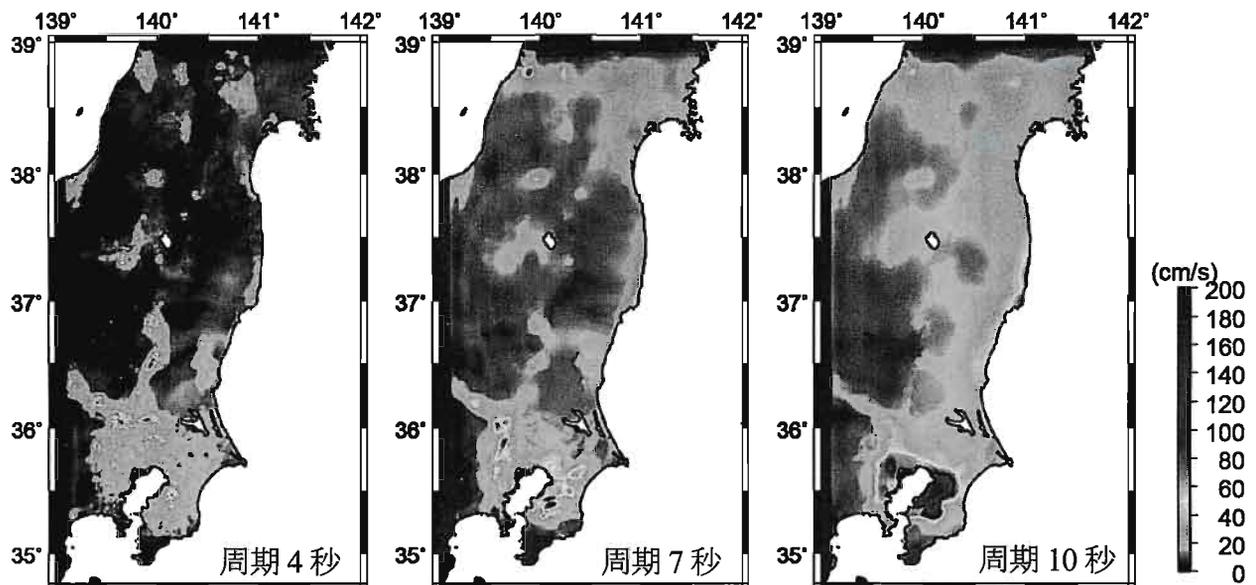


図 12 差分法で計算した地表の疑似速度応答スペクトルの分布 (EW、減衰 5%)

- 5) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, Tokyo, 151-156, 1986.
- 6) 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.
- 7) Graves, R.W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1091-1106, 1996.
- 8) Pitarka, A.: 3D finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68, 1999.
- 9) 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.
- 10) Clayton, R. and B. Engquist: Absorbing boundary condition for acoustic and elastic wave equations. Bull. Seism. Soc. Am., Vol.67, pp.1529-1540, 1977.
- 11) 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, 2009.9.
- 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, 第 5 3 巻, 第 1 号, pp.1-9, 2000.

3. 特別講演

東日本大震災を経験して思う地盤震動研究の重要性

IMPORTANCE OF GROUND VIBRATION RESEARCH BASED ON EXPERIENCE OF THE GREAT EAST JAPAN EARTHQUAKE

源栄正人*¹

Masato MOTOSAKA

In this lecture, the author reports the ground motion characteristics and structural damage in Miyagi prefecture area mainly focused on Sendai area during the 2011 Great East Japan earthquake (M9.0), as well as the importance of ground vibration research based on the experience of the earthquake for building and urban earthquake counter measures in future. The report comprises the following contents; 1) The authors' experience of the earthquake in relation to ground vibration research, 2) Investigation of the observed high acceleration records and long-duration records, 3) Geological structure and observed strong ground motion in Sendai area, 4) Ground motion amplification in Aobayama hilly zone and building damage, 5) Specific building damage with related to soil condition, 6) leanings and lessons for ground motion and building damage.

1. はじめに

2011年3月11日午後2時46分に発生した東北地方太平洋沖地震（東日本大震災）では、津波災害を中心に多くの犠牲者を出したが、地震動による被害も数多く発生している。今回の地震は、宮城県にとっては、過去の地震被災地を襲った巨大地震であったと位置付けられる。3分に及ぶ強震動は各地に大きな振動被害をもたらした。地下水位が高い沖積地盤における間隙水圧と液状化現象などが話題になっている。数多く発生する余震による被害状況の進展をもたらしている。

ここでは、筆者がこれまで実施してきた仙台市を中心とする宮城県域の地震動特性と建物被害に関する調査・分析結果に関する報告^{1), 2)}をベースに、今後の都市・建築の耐震性向上に向けた地盤震動研究の重要性について示す。

報告内容の構成は以下に示す。

- (1) 地盤震動研究の関わりと東日本大震災の体験
- (2) 観測された大加速度記録と長い継続時間
- (3) 仙台市域の地盤構造と強震動特性
- (4) 青葉山丘陵地の地震動増幅と建物被害
- (5) 地盤に係る特徴的な被害
- (6) 地震動と建物被害に関する教訓

2. 地盤震動研究の関わりと東日本大震災の体験

筆者はこれまで、地盤震動研究者として、過去の震災では、兵庫県南部地震における「震災の帯」の現象と深部地盤構造の重要性やトルコ・コジャエリ地震における震源域の地震動の方向性や震源断層の極近傍における地震動の不均質性、新潟県中越沖地震では、褶曲構造によ

る地盤震動特性と埋め込み効果など、被害と地震動の関係の解明の必要性を痛感した。最近では、大加速度記録と建物被害の関係などに関する調査研究³⁾を行ってきた。

筆者は、仙台市域を中心とした宮城県域の地震被害について、宮城県や仙台市の地震被害想定調査や仙台平野南部地下構造調査⁴⁾など地盤震動研究に係る事業に携わり、仙台地域の深部地盤構造に起因する地震動特性と長周期構造物の現況⁵⁾、1978年の宮城県沖地震の被害分析を急速に解明しつつある地盤構造から地震動分布の再現と被害の評価を行った^{6), 7)}。詳細地盤情報に基づく「志賀マップ」不適合について取り組んだことも思い出される。これらの研究では、仙台地域における工学基盤の地震動と位置付けられる仙台駅前の住友生命ビルを基準にした地震動増幅特性の空間分布に着目してきた。これらの内容を今は亡き恩師の志賀敏男先生に報告した際、「仙台市域のマイクロゾーニングとしてまとめ上げることを期待したい」との書簡をいただいている。今となっては恩師の遺言と思っている。ついでに、地盤に関する耐震問題では、不整形地盤に関連する地震動の水平2方向連成特性と偏心を有する構造物のねじれ振動問題⁸⁾についての研究について研究の高度化を期待された。

また、今回の地震で、自由地表面と記録と建物内の記録の違いについて地震動の空間変動の観点からの必要性も感じている。地震動の空間変動については、筆者がかつて、20年以上前にならうか、電力共同研究の研究会の場で発表した際に、当時座長であった今は亡き表俊一郎先生から、空間変動の問題は寺田寅彦先生が昭和5年の北伊豆地震の時の調査で指摘なされことを教示されるとともに、研究推進を奨励された。つい先日のように思い

*1 東北大学大学院 工学研究科

Graduate School of Engineering, Tohoku University

出される。

今回の東日本大震災では、地元の地震工学研究者、地震防災研究者として、これまでいろいろな情報発信をしてきているが、その主なものとして、K-NET 築館で観測された大加速度記録や大崎市古川地区で免震建物の免震装置に損傷をもたらした長い継続時間に伴う繰り返し回数、筆者らの観測データに基づく仙台市域の地盤構造と強震動特性、青葉山丘陵地の地震動増幅と建物被害、地盤に係る特徴的な被害として杭基礎建物の被害などがある。

これらについて、以下にその概要を述べながら、最後に、地盤震動研究の立場からみた今回の東日本大震災の教訓についてまとめる。

3. 観測された大加速度記録と長い継続時間

(1) 大加速度記録の分析

今回の地震では、防災科研の観測網や気象庁の観測網など国の観測網の他に、仙台地域では、東北工業大学の観測網や筆者らの東北大学災害制御研究センターの観測網で貴重な強震観測記録が得られている⁹⁾。これらの記録を計測震度の大きい順に並べると表1のようになる¹⁰⁾。K-NET 築館を筆頭に仙台市内と大崎市内の観測点が上位を占めていることが分かる。最大水平加速度2,700ガルで震度7を記録した宮城県栗原市築館地区では、震度の割に極めて被害が少なかった(全壊3棟)。これは、0.3秒以下の周期成分が卓越した地震動で建物を変形させるパワーがなかったことに起因する。建物被害を論じる場合の地震動の指標として計測震度を用いることは必ずしも適切ではない。

表1 東北地方太平洋沖地震で観測された大振幅記録(計測震度 ≥ 6.1)¹⁰⁾

No	機関	観測点	場所	計測震度	最大加速度 (cm/s/s)	最大速度 (cm/s)*
1	防災科研	MYG004	栗原市築館	6.6	2700	94
2	東北工業大学	smt.CCHG	仙台市若林区荒井	6.5	1074	-
3	東北工業大学	smt.IWAK	仙台市宮城野区岩切	6.4	859	-
4	東北大学	dcr.009	仙台市泉区松森	6.4	821	88
5	防災科研	MYG013	仙台市宮城野区若竹	6.3	1517	74
6	気象庁	4B9	大崎市古川三日町	6.2	550	85
7	防災科研	MYG006	大崎市古川北町	6.1	572	98
8	東北大学	dcr.018	仙台市若林区沖野	6.1	512	79
9	防災科研	FKS016	福島県白河市新白河	6.1	1295	59
10	東北工業大学	smt.NAKI	仙台市泉区七北田	6.1	1853	-
11	東北大学	dcr.023	仙台市若林区御町	6.1	613	77

*カットオフ周期50sで計算

また、筆者は、K-NET 築館の大加速度記録を分析し、水平加速度の最大値発生時刻近傍における水平動に奇数倍調波成分、上下動に偶数倍調波成分が確認できることから浮き上がり振動の可能性を示唆した¹¹⁾。K-NET 仙台(水平最大加速度1,517ガル)では、液状化による観測小屋の傾斜(南北方向の傾斜角 2°)が確認された。

強震計の設置位置、設置方法は要検討である。

筆者らは、震度7を記録した栗原市築館地区を含む栗原市と内陸部で大きな振動被害があった大崎市で小学校の児童の保護者を対象にアンケート震度調査を行い、計測震度との比較を行っている¹²⁾。図1は、小学校学校区ごとの集計ではあるが、本震と余震(4月7日)のアンケート震度と計測震度を比較したものである。築館小学校区では、アンケート震度は5.6であり、同じ市内で被害が大きかった若柳小学校区では5.8となっている。大崎市市内での、強震観測点を含む学校区のアンケート震度は5.7~5.8となっており、5.9の学校区もある。

本震と余震のアンケート震度と計測震度の比較であるが、アンケート震度の方が低くなる傾向を示している。本震では約0.3、余震では約0.76低くでている

全体的にアンケート震度が低めにでる傾向が強いが、高震度になるほどその差は開いている。大きく差が出た余震は、短周期成分が大きかったのもその一因だと思われる。

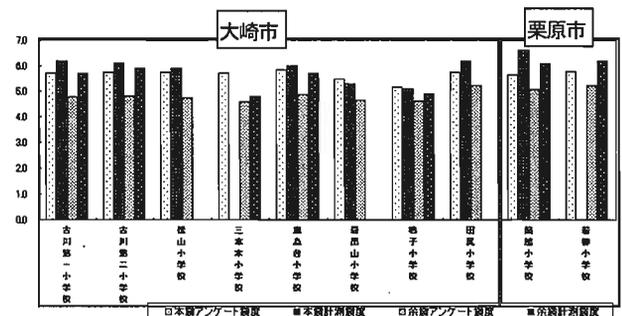


図1 本震と余震におけるアンケート震度と計測震度の比較

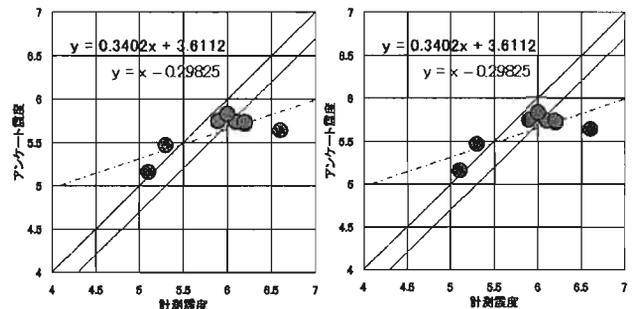


図2 本震と余震(4月7日)におけるアンケート震度と計測震度の関係

(2) 長い継続時間による繰り返し回数

東日本大震災では、長い継続時間を有する強震動により構造物は、極めて多い繰り返し回数の地震力による加振を受けた。ここでは、宮城県北部の大崎平野の堆積盆地にある観測点であるK-NET 古川で観測された強震記録を対象に、特定周期の構造物が受ける変位の繰り返し回数を検討した例を紹介する。

図3(a)は、K-NET 古川の東西方向の加速度記録を、

同図(b)はその変位応答スペクトルである。図 4(a)は、応答スペクトルのピークである周期4秒付近(3.94秒)と周期1.60秒の1自由度系(減衰5%)の応答変位波形を示し、同図(b)にはこれらの変位波形に対し、特定の閾値を超える回数を求め、縦軸に閾値を横軸に回数をプロットしたものである。減衰5%の1自由度系は20cm以上の振幅の揺れが20回程度繰り返されることが分かる。このような変位の繰り返し回数の情報は、構造部材や免震装置などの損傷や破壊に対して有効な情報となる。

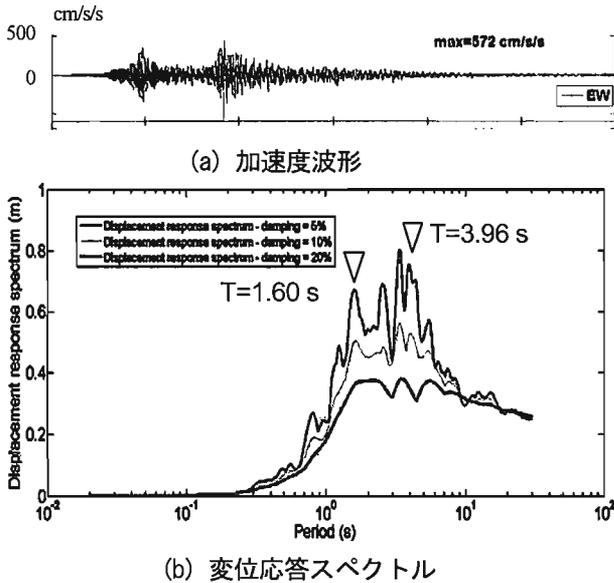
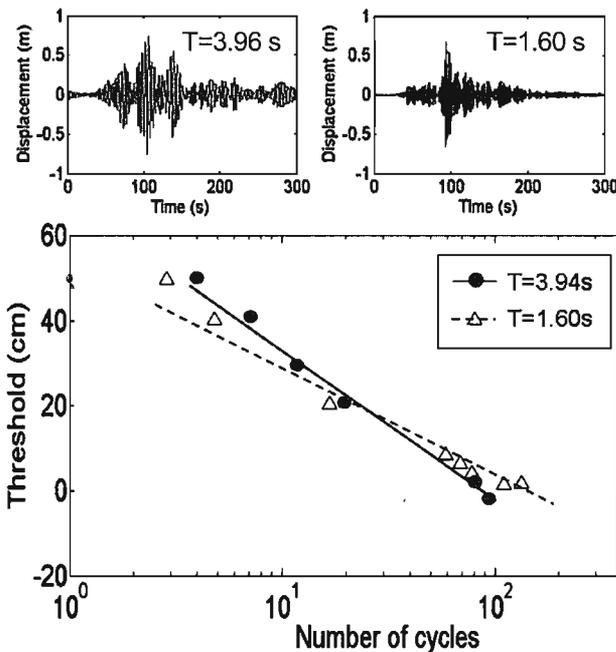


図3 K-NET 古川の加速度波形と変位応答スペクトル (EW方向)



3. 仙台市域の地盤構造と強震動特性

(1) 仙台市域の地盤構造

仙台市域の地形・地質を図5に示す。表層地質構造は、長町-利府断層を境に北西側は仙台駅前、一番町など市街地中心部が位置する洪積台地になっており、南東側は沖積平野になっている⁵⁾。1978年の宮城県沖地震で大被害を受けた卸町などはこの沖積平野にある。また、市街地中心部の位置する洪積台地を取り巻くように、向山・青葉山などの丘陵地が存在しており、台地の北部には大規模造成地が存在している。仙台地域の第4紀層基底は深いところで75m程度である。

図6には、仙台平野南部地下構造調査により得られた基盤震度図を、図7には、深部地下構造による鉛直S波

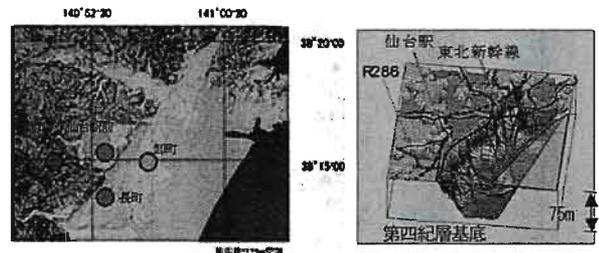


図5 仙台市域と地形・地質

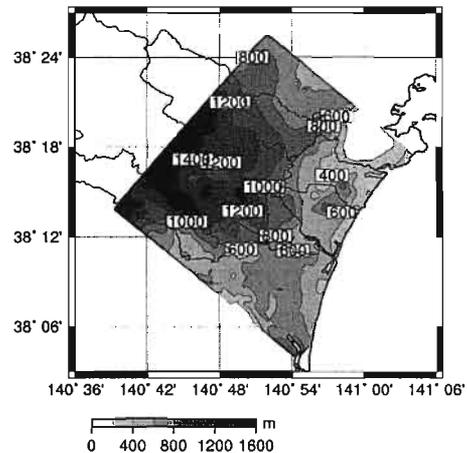


図6 仙台平野南部の基盤震度⁵⁾

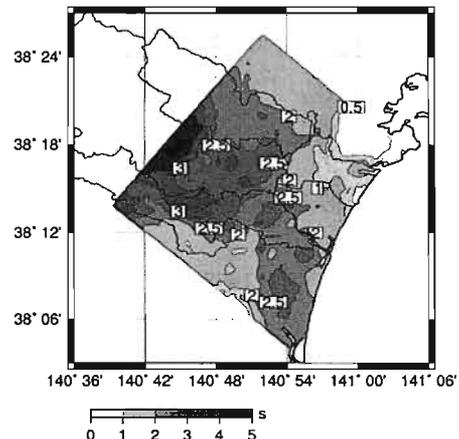


図7 仙台平野南部の深部地盤構造による1次卓越周期⁵⁾

入射に対する1次卓越周期分布を示す。深部構造の1次卓越周期は東部で短く西に向かって長くなっていることが分かる。仙台駅付近の市街地中心部で2.0~2.5秒程度であり、東北大(青葉山)と長町で3秒程度である。仙台市西部の最も長いところでは4秒以上になっている。

(2) 同一観測点での過去の地震における観測記録比較
筆者らの東北大学災害制御研究センター(DCRC)では、仙台市内の公共建築物を中心に建物の1階(幾つかは最上階との同時観測)で強震観測を行っており、今回の地震で貴重な記録が得られている⁹⁾。観測点配置を地形・地質とともに図8に示す。

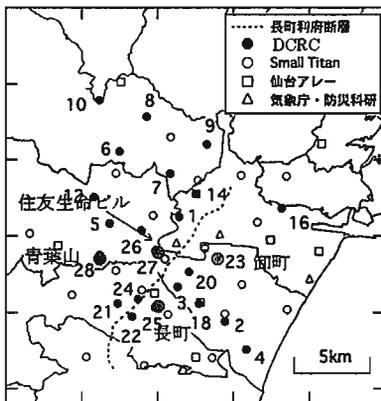


図8 DCRC強震観測網の観測点位置

仙台駅前の住友生命ビル(地下2階)における観測記録は、1978年宮城県沖地震における貴重な観測記録を得た観測点の記録であり、仙台地域における工学基盤の地震動として位置づけられる。この観測点における今回の地震の地震動特性を1978年宮城県沖地震や2005年宮城県沖地震の地震動特性との比較について報告する。

表2は今回の東北地方太平洋沖地震(M9.0)、1978年宮城県沖地震(M7.4)、2005年宮城県沖地震(M7.2)の3成分の最大加速度を比較して示す。

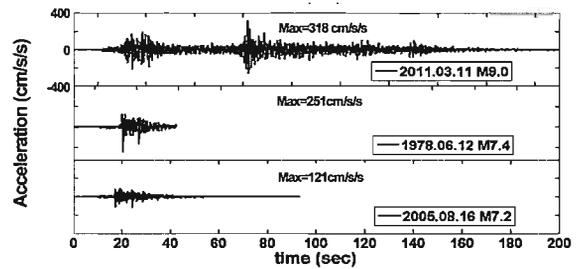
図9には、表6に示す3つの地震における水平2方向の波形を比較して示す。また、図10には、3つの地震における水平2方向成分の応答スペクトルを比較して示す。

これらの図より、1978年宮城県沖地震との比較では、以下のことが分かる。

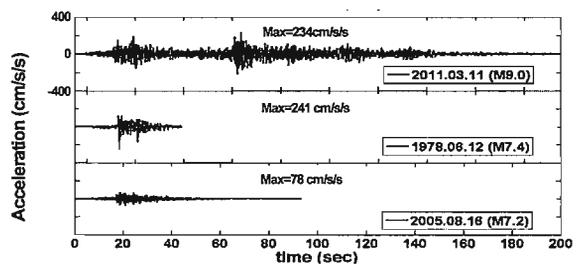
- 1) 今回の地震は2つの大きな波群で構成され、1978年宮城県沖地震の波形包絡線は第1波群と同程度である。
- 2) スペクトル特性を比較すると、1.5秒以下の周期成分はNS方向が大きく、1978年の宮城県沖地震より大きい。1秒付近で2割増、0.5秒付近で2倍程度大きい。
- 3) 3秒付近の周期成分はEW方向が大きく、1978年の地震より2倍程度大きい。この周期は深部地盤構造から推定される図7の1次卓越周期とは異なる。

表2 仙台駅前における最大加速度値の過去の地震との比較

地震		南北方向	東西方向	上下方向	地震計
年月日	M	S25E	S65W		
2011/3/11	9.0	317.7	234.1	160.3	SSA-1
1978/6/12	7.4	250.9	240.9	90.8	SMAC-Q
2005/8/16	7.2	120.8	78.0	56.4	SSA-1

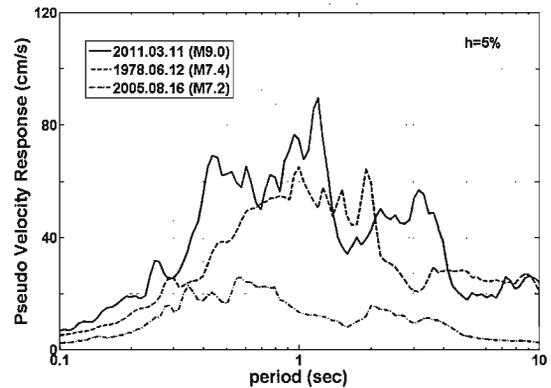


(a) 南北方向

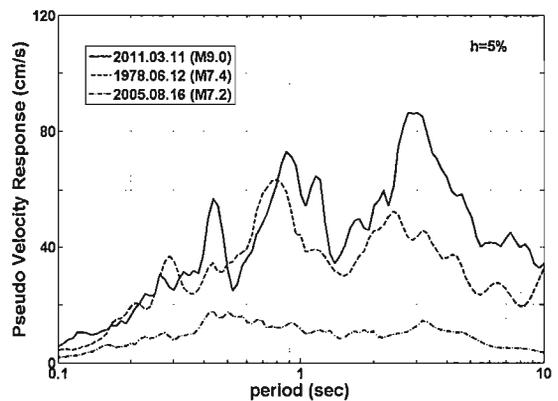


(b) 東西方向

図9 加速度波形の過去の地震との比較



(a) 南北方向



(b) 東西方向

図10 速度応答スペクトルの過去の地震との比較

(3) 東日本大震災における強震動特性

筆者らの DCRC 強震観測網で得られた本震時の最大加速度は 300 ガル〜840 ガルの範囲、最大速度は 30cm/s〜80cm/s 程度となっており、仙台市北部の固い岩盤に表層地質が堆積した観測点で大きな加速度値を示している。これらの観測点における卓越周期は 0.4 秒から 0.7 秒の短周期成分であった。

図 11 には、仙台市東部の沖積平野にある若林区卸町地区や太白区長町地区における南北方向の観測記録の速度応答スペクトルを工学基盤の揺れとして位置づけられる仙台駅前のスペクトルと比較して示す。図中には、告示スペクトル（安全限界）もあわせて示してある。

地震動特性の違いによるスペクトル特性は顕著であり、これは地盤条件の違いによるものである。

卸町地区では、1 秒以下の周期成分が 2 倍以上増幅していること、長町地区では 1 秒の周期成分が仙台駅前の 4 倍近く増幅し、5% の速度応答スペクトルで 300cm/s にも達する揺れであったことが分かる。また、3 秒の周期成分も卓越しており、深部地盤構造の影響で仙台駅前に比べて 2 倍以上のスペクトル値である。

図 12〜図 14 には、図 11 に示した 3 地点の疑似速度応答スペクトルに対応する Sa-Sd スペクトルを示す。

周期ごとの変位量は地盤条件によってかなり異なることは明確であり、耐震設計にこの差を取り入れることが望まれる。

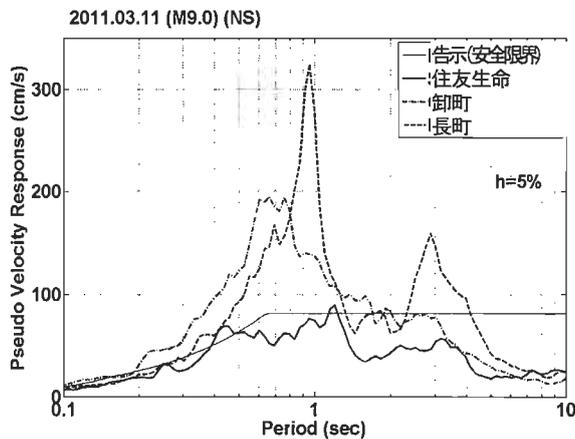


図 11 仙台駅前と卸町・長町の応答スペクトルの比

4. 青葉山丘陵地の地震動増幅特性と建物被害

(1) 地震動増幅特性

今回の地震で大きな被害を受けた東北大学工学部の人間・環境系建物の入力地震動特性を仙台駅前の住友生命ビルと比較することは重要である。今回の地震と 1978 年宮城県沖地震の青葉山丘陵地の増幅特性について比較検討する。

図 15 には、今回の地震と 1978 年宮城県沖地震におい

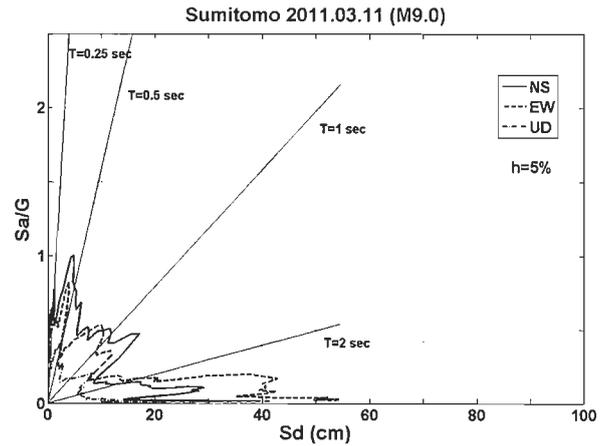


図 12 仙台駅前の Sa-Sd スペクトル

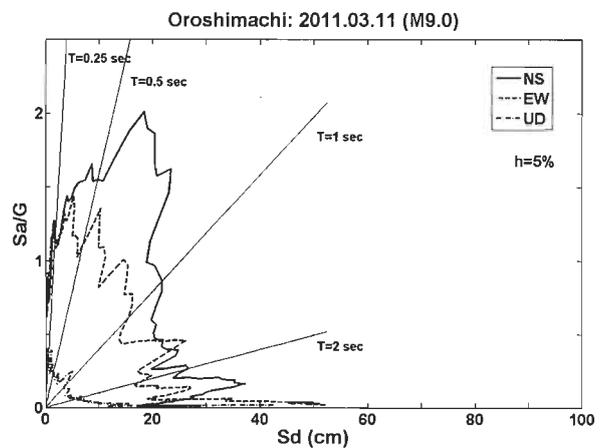


図 13 仙台市卸町地区の Sa-Sd スペクトル

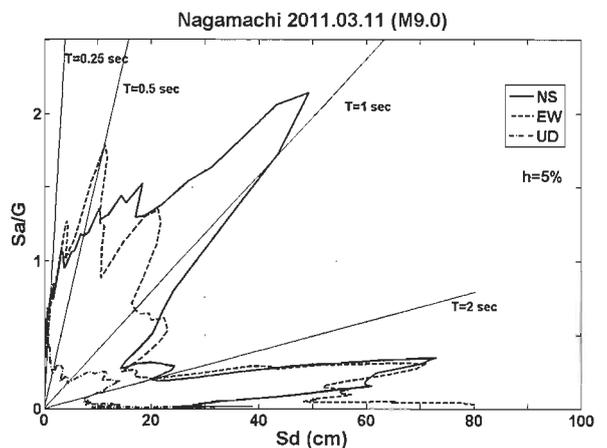


図 14 仙台市長町地区の Sa-Sd スペクトル

て青葉山の人間・環境系建物 1 階で観測された強震記録の南北方向成分を示す。図 16 には、2 つの地震における南北方向の応答スペクトルを示すと同時に、仙台駅前のスペクトルと比較して示す。

これらの図より、丘陵地の 1 秒付近の周期成分は今回の地震でも、1978 年宮城県沖地震での 2 倍強増幅していることが分かる。これらの地形による増幅効果は建築構造物の耐震設計/耐震診断・補強に反映する必要があるだろう。

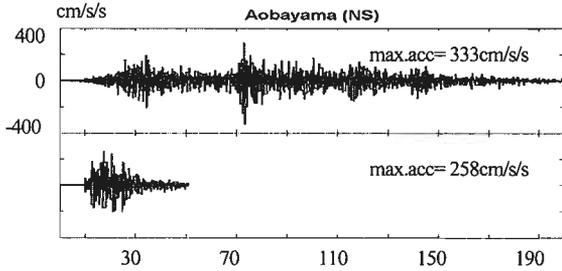


図15 建物1階における南北方向の強震観測記録
(上)今回の地震、(下)1978年宮城県沖地震

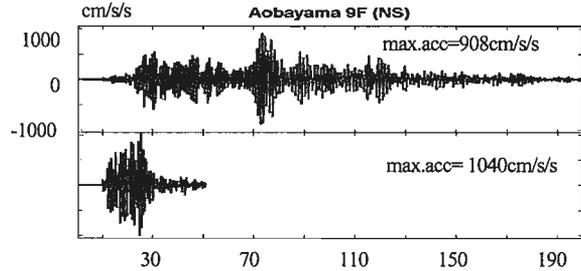


図17 建物9階における強震観測記録
(上)今回の地震、(下)1978年宮城県沖地震

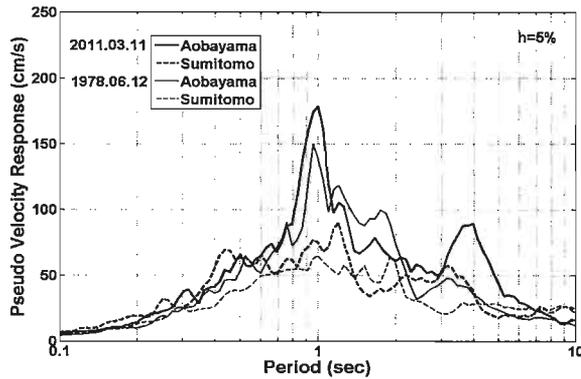


図16 速度応答スペクトル
(実線：青葉山、点線：仙台駅前)

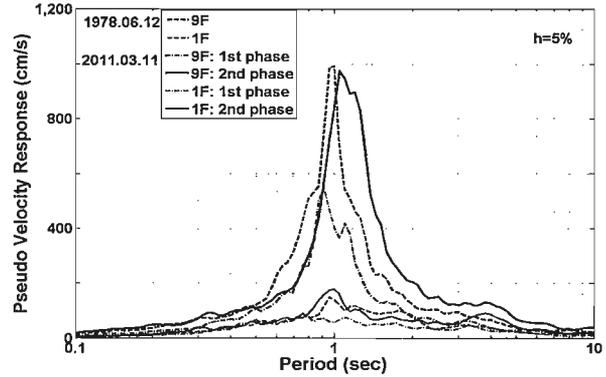


図18 今回の地震と1978年宮城県沖地震の応答スペクトル比較(梁間方向)

なお、仙台駅前(住友生命ビル)に対するのと青葉山の一秒付近で2倍の増幅特性は、本震の第2波群によるもので、本震の第1波群では1秒付近のスペクトル特性の増幅は見られないことを確認している。

(2) 東北大学青葉山キャンパスの建物被害

東北大学工学部建築学科の卒業生にとっては、「学びの館」である青葉山キャンパスの人間・環境系研究棟(SRC造3階建、1969年築)がセットバックした3階部分の4つの隅柱すべての柱脚部で大破した(写真1)¹³⁾。また、この建物の強震観測記録の分析により倍調波成分の励起を確認し、3階床面から上部が浮き上がり振動を起こしていたことを示唆した¹⁴⁾。

この建物は、1978年宮城県沖地震を経験し、2000年秋～2001年春にかけて耐震改修した。3階部分の梁間方向(南北方向)の構造耐震指標 I_s 値は、改修前は0.54、改修後には0.84となった。改修後は、2005年宮城県沖の地震や2008年岩手宮城内陸地震を経験した。

図17には、今回の地震により観測された9階の南北方向の観測記録波形を1978年宮城県沖地震における観測記録と比較して示す。継続時間の長さの違いは一目瞭然である。図18には、9階における観測記録の南北方向の速度応答スペクトルを1978年の地震におけるスペクトルと比較して示す。同図には図16に示した1階の応答スペクトルも合わせて示している。また、本震の2つの波

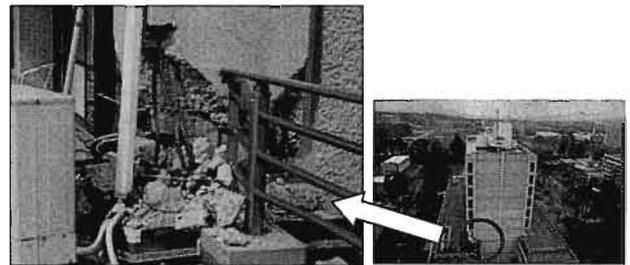


写真1 妻壁両端隅柱の柱脚部の被害状況¹³⁾

群それぞれに分けた応答スペクトルを示している。この図より、1秒の周期成分によって9階建の建物が共振し、大きく増幅していること、1978年宮城県沖地震の際よりも、周期が伸びていることが分かる。筆者らは、第1波群による変位応答は1978年の時よりも小さく、第2波群で1978年を上回る変形量となったことを分析している³⁾。なお、青葉山キャンパスでは、人間・環境系研究棟のほかにも8階建、9階建の建物が大きな被害を受けており、青葉山丘陵地の1秒付近の卓越周期に共振したことが被害をもたらした要因の一つであると判断できる。

5. 地盤に係る特徴的な被害建物

(1) 若林区卸町地区の被害

前述のように仙台市東部の沖積平野部にある若林区卸町地区では、洪積台地にある仙台駅前に比べ大きな揺

れであった(図 11 参照)。

卸町地区では3月11日の本震において、流通団地338棟のうち倒壊建物は2棟であった(写真2)。4月7日の余震で5棟に拡大した。この地区は1978年宮城県沖地震で数多くの建物が全半壊した被災地区である。倒壊した建物はいずれも新耐震設計施行以前の建物(1969年築)であり、1978年の宮城県沖地震を経験している。蓄積した損傷の評価が重要である。

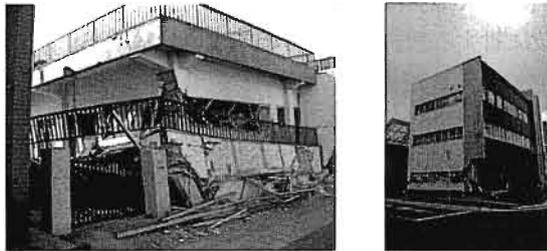


写真2 仙台市卸町地区の倒壊建物

(2) 明暗分けた1978年宮城県沖地震の杭基礎被害建物

1978年の地震で被害を受けた2つの杭基礎建物、一つは宮城野区のSマンション(SRC14階建)、もう一つは、長町の郡山市営住宅(SRC11階建)の被害状況調査を行った。いずれも「L字型」でエキスパンション・ジョイント(Exp.J)を介して2棟で構成される集合住宅である。前者の1棟は大きく傾斜、各階のExp.Jの間隔として測定された傾斜角は本震で1/56、4月7日の余震で1/45になった(写真3)。一方の長町の郡山市営住宅は、1978年の地震で傾斜したが、基礎の耐震補強⁵⁾を行った建物であり、今回の地震では1秒付近の地震動の大

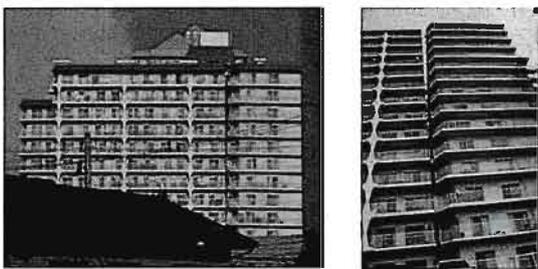


写真3 傾斜したSRC造14階建のSマンション(左)全景(右)Exp.J部の開き



写真4 基礎の補強効果により構造被害が無かった仙台市太白区の市営住宅

きな増幅(図2参照)にもかかわらず補強の効果により構造上の被害は無かった。

(3) その他の特筆すべき建物被害

仙台市若林区で新耐震設計施行以降に建てられたRC造4階建(杭長26m)が傾斜した(傾斜角1/30)(写真5)。杭基礎の損傷による傾斜と思われる。上部構造に損傷は見られなかった。建物周辺には噴砂やマンホールの浮き上がり、電柱の沈下など液状化による現象が見られた。

仙台市宮城野区の大規模造成地の急傾斜盛土部に建つ東西方向に細長い平面プランのRC造建物である。5階建ての住宅棟(杭基礎)と3つの階段棟(杭基礎)で構成されている。階段棟と住宅棟は基礎が分離されており、10cm間隔のExp.Jで結ばれている。南北方向に強い地震動で、この方向に弱軸を持つ階段棟が傾斜し(写真6)、強軸の階段棟の傾斜は無かった。住宅棟は、段差のある基礎部の被害、梁の損傷、非構造壁のせん断破壊などの被害を生じた。設計段階における地震時の構造物内や構造物間の適切な相対変位量評価の必要性を指摘する。

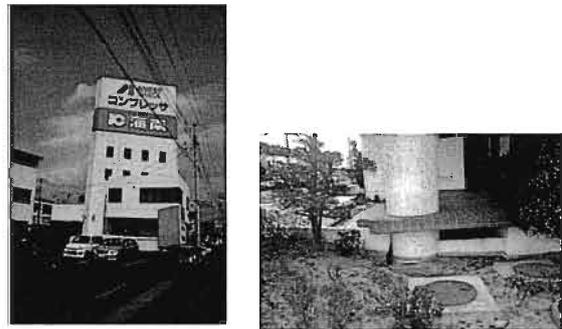


写真5 傾斜したRC造4階建て杭基礎建物(左)全景(右)沈下した南東端柱脚部

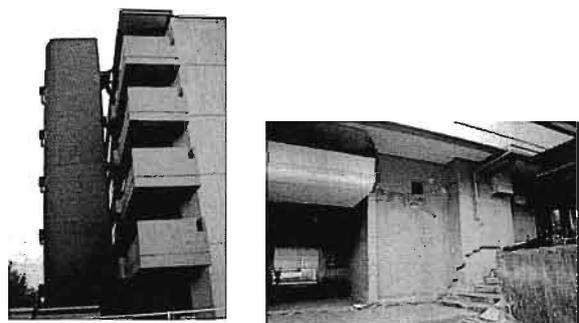


写真6 傾斜盛土部の建つRC造杭基礎建物の被害状況(左)階段棟の傾斜(右)段差部の被害

6. 地震動と建物被害に関する教訓

本報告では、東日本大震災による地震動特性と建物被害について報告した。建築構造物の地震対策に関しては、耐震基準の変遷と既存不適格建物の耐震改修・補強の普

及促進により耐震性が向上したことは事実である。今後、より地震に強い都市・建築に向けて、今回の地震における振動被害の教訓を以下に示す。

- 1) 地震動の地盤条件による差は顕著である。耐震設計・耐震診断／補強における適切な考慮が必要であり、サイスミック・マイクロゾーニングの重要性が高まった。
- 2) 被害を論じるときの地震動指標として、計測震度は必ずしも適切ではなく、対象とする被害に対応した適切な指標が必要である。
- 3) 今回の地震で観測された大加速度記録を分析すると、地震観測装置の設置場所・設置法について検討する必要がある。
- 4) 継続時間の長い地震動における大振幅での繰り返しや数多く発生する余震に対する耐震要素の健全性評価の必要性が指摘される。
- 5) 地震動と建物被害の分析において、地震動の非正常と建物の非線形性を考慮した分析が不可欠である。
- 6) 過去の地震や今回の地震で被災した建物の残存耐震性能の適切な評価法の確立が望まれる。
- 7) 構造躯体ばかりでなく、非構造材・設備の耐震性とのバランス、基礎構造と上部構造のバランスなど建物全体の総合的耐震対策が必要である。

また、地盤構造と地震動の卓越周期との関係に着目すると、次の2点の検討が必要である。

- 1) 仙台駅前の観測記録に含まれる3秒の卓越周期成分は、伝播経路の途中の牡鹿半島や塩釜の観測点では3秒の卓越周期成分は見られないこと、およびこれまでの地盤調査に基づく深部構造の卓越周期(2秒付近)と一致しないことからその原因は要検討である。
- 2) 傾斜基盤を伝播する表面波は伝播の方向によって卓越周期が異なることもあらためて認識させられた。免震構造の卓越周期の設定などにおいて要検討である。

おわりに

筆者は、これまで早期地震警報のための地震動予測精度の向上に関する研究として、前線観測点の観測情報をリアルタイムに活用する研究¹⁵⁾を進めてきている。地震の到来方向が分かった時の前線観測点と評価対象地点との伝達特性の評価において、今回の東日本大震災の本震、および数多くの余震の観測データを貴重な基礎資料として有効に活用したいと思っている。

最後に、筆者の愛読書である寺田寅彦の随筆集の中から、『天災と国防』(昭和9年)の一節を引用する。

「人間の団体(国家や国民)と称するのは有機的結合

が進化し、その内部機能の分化が著しく進展すると、有機系の有る一部の損害が系全体に対して甚だしく有害を及ぼす。一小部分の障害が全系統に致命的となりうる。これに対し単細胞動物のようなものでは個体を切断しても各片が平気で生命を維持することができる。高等動物になると融通が効かなく針一本での打ち所次第では生命を失うようになる。」

解説するまでもないが、複雑化した社会、過度に分化した社会の脆さを指摘している。現在でも当てはまる。今回の巨大地震は、あまりにも細分化した学問、縦割り行政に対する教訓を与えているように思える。

参考文献

- 1) 源栄正人、東日本大震災における地震動と建物被害、建築防災、2011年10月
- 2) 源栄正人、東日本大震災を経験して—地震動と建物被害を中心として—、日本地震工学会誌、東日本大震災特集号、2011年10月
- 3) 源栄正人、東北地方における最近10年の地震災害、～短周期・大加速度地震動と建物被害～、第13回地震工学シンポジウム、2010年11月
- 4) 宮城県、仙台平野南部地下構造調査報告書、平成17年3月
- 5) 源栄正人、山本優、大野晋、仙台地域の深部地盤構造に起因するやや長周期地震動特性と長周期構造物の現況、月刊地球/号外 No.55、227-233、2006。
- 6) 源栄正人(研究代表者)、1978年宮城県沖地震における仙台地域の地震動分布再現の高精度化と被害分布の評価、科研報告書(研究課題番号15560480)、平成18年3月
- 7) 源栄正人、1978年宮城県沖地震30周年を契機に～過去に学び、現況を知り、次に備える～、資源災害科学、第27巻、第2号、175-187、2008年
- 8) 山本優、地震動の水平2方向連成特性と偏心を有する構造物の応答特性に関する理論的研究、東北大学学位論文、2007年3月
- 9) 大野・源栄、2011年東北地方太平洋沖地震とその余震における仙台市内の強震動特性、日本地球惑星科学連合2011年合同大会、MIS036-P72、2011.5
- 10) 日本建築学会、2011年東北地方太平洋沖地震災害調査速報、2011年7月
- 11) Masato Motosaka and Tsoggerel Tsamba, Investigation of High Acceleration Records at K-NET Tsukidate Station during the 2011 off the Pacific Coast Tohoku Earthquake, JAEE annual meeting, 2011
- 12) 坂本拓也、源栄正人、柴山明寛、アンケート調査に基づく2011年東北地方太平洋沖地震における揺れの実態調査、第30回日本自然災害学会学術講演会講演概要集、平成23年11月
- 13) 源栄正人他、2011年東北地方太平洋沖地震における被害建物の地震前後の振動特性の変化、日本建築学会大会梗概集、2011年8月
- 14) Tsamba and Motosaka, Investigation of dynamic behavior of a damaged 9-story building during the 2011 off the Pacific Coast Tohoku Earthquake, JAEE annual meeting, 2011
- 15) Serdar Kuyuk and Masato Motosaka, Real-Time Ground Motion Forecasting Using Front-Site Waveform Data Based on Artificial Neural Network, Journal of Disaster Research Vol.4, No.4, 261-266, 2009

4. 構造物の振動被害と応答

東北地方太平洋沖地震で発生した地震動と建物被害

STRONG GROUND MOTION AND DAMAGE TO HOUSES AND BUILDINGS IN THE 2011 TOHOKU-CHIHO TAIHEIYO-OKI EARTHQUAKE

境 有紀^{*1}, 神田和紘^{*2}

Yuki SAKAI, Kazuhiro KANDA

In the 2011 Tohoku-Chiho Taiheiyo-oki earthquake, a very short period of below 0.5 second dominated in strong ground motions, therefore, JMA seismic intensity which was calculated base on a period of below 1.0 second was very large, whereas 1-2 second reponses which correlated with severe damage to houses and buildings were very small. Actural damage by shaking was very small according to the investigation around strong observation sites. The reason why damage to houses and buildings by shaking were very small in this earthquake was that strong ground motions were not destructive. We have to be very careful that it was not that houses and buildings were resistant.

1. はじめに

東北地方太平洋沖地震では、大津波、原発事故の放射能による被害は、甚大にもものになってしまった。その一方で、最大震度7であったにも関わらず、1995年兵庫県南部地震のときのような揺れによる建物被害は、少なかった。ここでは、東北地方太平洋沖地震の揺れによる建物被害の定量的なデータを示し、発生した地震動との対応について報告する。そして、実際の建物被害をより正確に、あるいは、簡便に推定する指標について検討する。

2. 発生した地震動の性質

今回の地震では、非常に広範囲で大きな震度が記録された。強震記録から推定した震度分布を図1に示す。非常に広範囲で震度6以上となっている。今回の地震で震度6弱以上を記録した地震動の弾性加速度応答スペクトル(減衰定数5%, 水平2方向ベクトル和, 以下同)を図2(a)に示す。0.5秒以下の短周期が卓越している極短周期地震動がほとんどであり、建物の大きな被害を引き起こす1-2秒応答¹⁾は非常に小さいことがわかる。過去に震度6弱以上を観測したにもかかわらず、強震観測点周辺で建物の大きな被害がなかった地震動の弾性加速度応答スペクトル(図2(b))と比較すると、両者は、よく似ている。

例として、今回、震度7を記録したK-NET築館、KiK-net芳賀の弾性加速度応答スペクトルを過去に大きな被害を引き起こした1995年兵庫県南部地震JR鷹取と比較して図2(c)に示す。K-NET築館、K-NET芳賀は、0.5秒以下の極短周期で大きな応答を示しているが、建物被害と高い相関を持つ1-2秒応答¹⁾、あるいは、より相関が高い

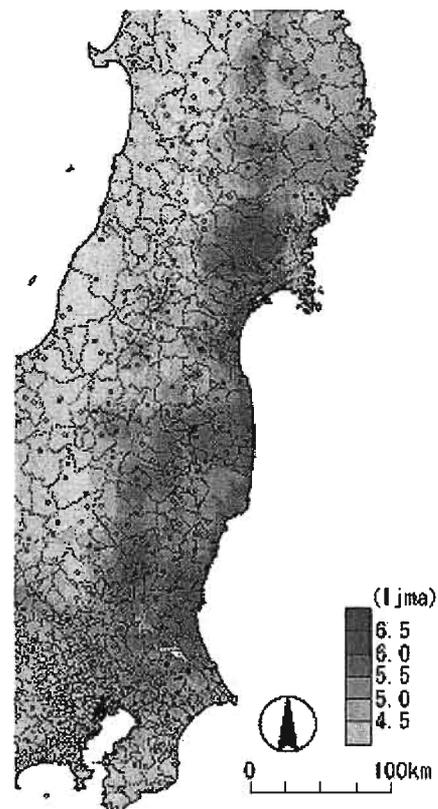


図1 推定した震度分布

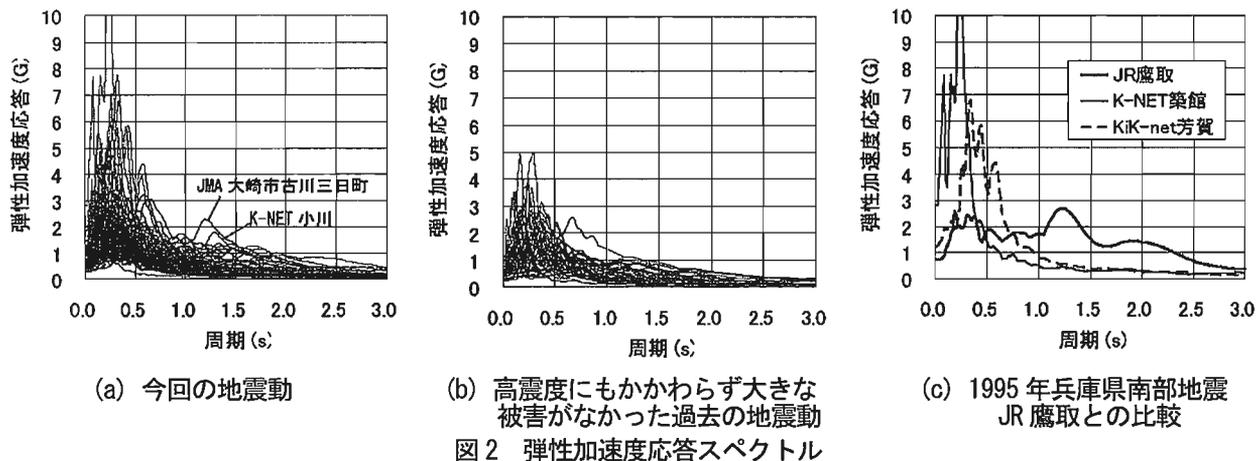
1-1.5秒応答²⁾は、JR鷹取と比べると遙かに小さい。よって、地震発生直後、強震記録を解析した時点で、震度の割には、揺れによる建物の大きな被害が小さいことが推定された。

*1 筑波大学システム情報系

*2 筑波大学大学院システム情報工学研究科

Faculty of Engineering, Information and Systems, Univ. of Tsukuba

Graduate School of Systems and Information Eng., Univ. of Tsukuba



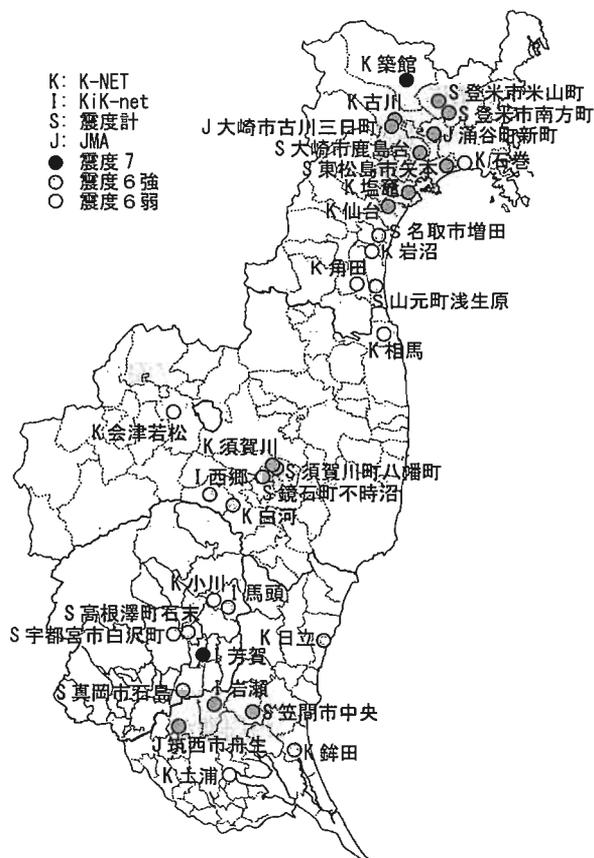
3. 強震観測点周辺の状況

そこで、実際の被害を確認するために被害調査を行った。調査方法は、大きな震度を記録した強震観測点から半径 200m 以内の建物の全数調査^(例えば3)で、全壊・大破の判定を行って、全壊・大破率を求めた。筆者は、大きな震度を記録した地震が発生すると必ず強震観測点周りの建物全数調査を行っているが、それにはいくつか理由がある。

まず、これは言うまでもないことだが、揺れの記録が得られているということがある。建物が被害を受けたとき、そこでの揺れがどれだけの強さのどのような性質のものだったかわからなければ、なぜ被害を受けたのか、具体的には、被害を受けたのは、地震動が強かったからなのか、建物に問題があったのからなのか検証できない。また、揺れと被害の記録が両方揃ったデータは、とても貴重なので、大地震という非常に長いスパンで起こる現象が対象であることを考えると、それらを収集して後世に残すということもある。

次に、被害程度が客観的にわかり、現地の状況がより正確に伝わるということがある。これは、どういうことかと言うと、例えば、大きな被害を受けた建物を探して、それらだけを集めて報告すると、まるで、全ての建物が大きな被害を受けていて、現地が壊滅状態であるかのような印象を与えてしまう。テレビなどのメディアでは、被害を受けたところだけを放送するので、現地が全て大きな被害を受けているかのような印象を与えがちだが、現地に行ってみると全然違うことがとても多い。そういうことを避けるためには、全体を万遍なく調査する必要があるが、これは到底不可能である。そこで、「強震観測点周り」という、エリアは限定されているが、ある意味「任意」に選ばれた場所を被害を受けた受けていない関係なく万遍なく報告することでより現地の状況が伝わると考えている。

調査を行った強震観測点を図3に、調査結果一覧を表



1 に示す。調査結果の詳細⁴⁾は、紙面の都合で割愛するが、地震動の解析結果から推定された通り、建物の大きな被害は、非常に少なかった。具体的には、震度6強以上の観測点周辺の建物(計3000棟程度)のうち、全壊・大破した建物は、全部で十数棟程度で、全壊・大破率は0.5%程度となった。震度6強で想定される全壊率は、8~30%⁵⁾なので、震度の大きさの割に建物の大きな被害は、非常に小さかったと言える。

例えば、震度7を記録したK-NET 築館周辺(図4)では、全壊・大破した建物は1棟もない。この観測点は、小高い丘の中腹にあるので、観測点から半径200m以内

の揺れを同一と見なすことは難しいが、観測点のごく近傍にある数棟の古い木造家屋に大きな被害は全くなかった(写真1)。同じく、震度7を記録した KiK-net 芳賀周辺でも、屋根瓦の損傷や塀の倒壊は見られたが、建物の大きな被害は全くなかった⁴⁾。

以上のことから、東北地方太平洋沖地震では、非常に大きな震度を記録したにもかかわらず、揺れによる建物被害は小さかったと言える。これは、発生した地震動が0.5秒以下の極短周期が卓越し、主に1秒以下の揺れの強さを測っている震度は大きくなったものの、建物の大きな被害を引き起こす1-2秒応答が非常に小さかったからで、建物の耐震性が高かったからではないことに注意する必要がある。

表1 被害調査結果

観測点名	調査日	計測震度 ^{*2}	1-2秒震度 ^{5)*3}	建物棟数		全壊大破棟数		木造全壊率(%) ^{*4}
				全体	木造	全体	木造	
K-NET 鉢田	3/16	6.41	5.34	17	14	0	0	(0.0)
笠間市中央震度計		6強	-	101	85	0	0	(0.0)
JMA 筑西市舟生	3/19	6.06	5.39	27	22	0	0	(0.0)
KiK-net 岩瀬		6.24	5.21	17	13	0	0	(0.0)
K-NET 小川	3/26	5.97	6.20	146	129	0	1	0.8
KiK-net 馬頭		6.14	5.08	14	10	0	0	(0.0)
高根澤町石末震度計		6強	-	155	142	0	1	0.7
宇都宮市白沢町震度計		6強	-	116	99	0	0	(0.0)
KiK-net 芳賀		6.50	5.65	59	59	0	0	(0.0)
k-NET 日立		6.46	5.19	108	64	0	0	(0.0)
真岡市石島震度計	3/27	6強	-	76	73	0	0	(0.0)
K-NET 土浦		5.63	5.30	161	145	0	0	0.0
K-NET 白河	4/7	6.11	5.23	85	39	0	0	(0.0)
KiK-net 西郷		6.00	4.90	8	6	0	0	(0.0)
須賀川市八幡町震度計		6強	-	229	194	5	4	2.1
K-NET 須賀川		6.00	5.44	75	66	0	0	(0.0)
鏡石町不時沼震度計		6強	-	169	153	0	0	0.0
K-NET 会津若松		5.86	5.15	199	178	0	0	0.0
K-NET 相馬	4/8	5.85	5.42	159	153	0	0	0.0
山本町浅生原震度計		6強	-	108	100	0	0	0.0
K-NET 角田		5.83	5.80	159	140	0	0	0.0
K-NET 岩沼		5.99	5.80	87	62	0	0	(0.0)
名取市増田震度計		6強	-	181	155	0	1	0.6
K-NET 仙台		6.38	5.89	21	4	0	0	(0.0)
K-NET 塩竈	4/9	6.02	5.28	261	225	0	0	0.0
東松島市矢本震度計		6強	-	200	178	0	0	0.0
K-NET 石巻 ^{*1}		5.93	6.20	-	-	-	-	-
大崎市鹿島台震度計		6強	-	123	108	0	0	0.0
JMA 涌谷町新町		6.02	5.97	182	164	0	0	0.0
K-NET 古川		6.16	6.18	285	267	0	0	0.0
JMA 大崎市古川三日町	4/10	6.21	6.35	257	235	0	7	3.0
登米市南方町震度計		6強	-	3	1	0	0	(0.0)
登米市米山町震度計		6強	-	18	13	0	0	(0.0)
K-NET 築館		6.67	5.58	59	52	0	0	(0.0)

*1 K-NET石巻は、津波被害を受けており、住民の方々に配慮し、全棟調査は行っていない
 *2 強震記録が公開されていないものは、気象庁発表の震度を記載
 *3 強震記録が公開されたもののみ記載
 *4 () 付きは建物棟数が少ないため参考値

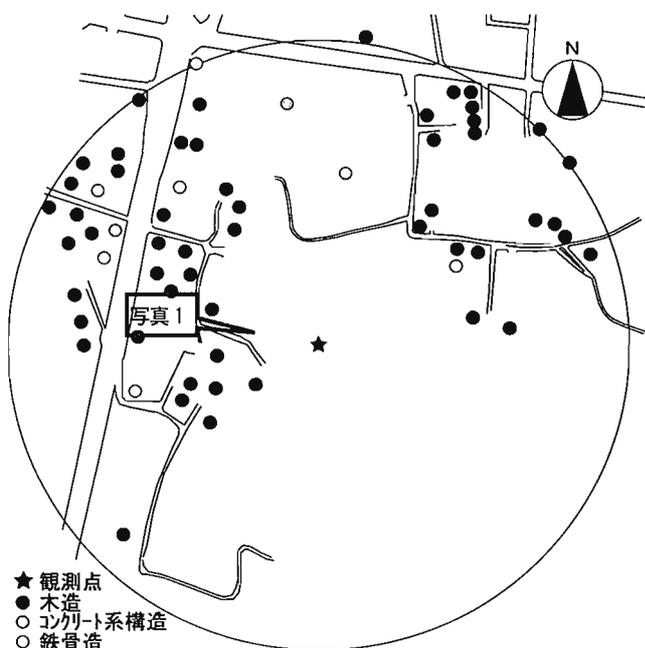


図4 K-NET 築館周辺の建物分布



写真1 K-NET 築館の脇の様子

4. 大きな1-2秒応答を記録した観測点

東北地方太平洋沖地震において、発生した地震動と建物被害の対応関係の大筋としては、上で述べた通りだが、数は少ないが、いくつか大きな1-2秒応答を記録した地震動が発生し、その周辺で被害も生じている。具体的には、JMA 大崎市古川三日町(以下、JMA 古川)とK-NET 小川があげられる(図1(a))。弾性加速度応答スペクトル(減衰定数5%、水平2方向ベクトル和、以下同)を、過去に大きな被害を引き起こしたものと比較して図5に示す。大きな被害を引き起こす周期帯として1-2秒より更に相関が高い1-1.5秒²⁾を見るとJMA 古川は、1995年兵庫県南部地震のJR 鷹取(全壊・大破率(以下、被害率)34.9%)ほどではないが、2007年能登半島地震のK-NET 穴水(被害率18.0%)を上回っている。しかしながら、被害率は、2.7%とK-NET 穴水より有意に小さい。JMA 古川周辺は、K-NET 穴水と同様に商店街があって、1階の耐力が低い建物が多く、特に耐震性が高い建物が多いというわけでもない⁴⁾。

強震観測点周辺の被害データを元にした1-1.5秒応答と被害率の関数に今回のJMA 古川とK-NET 小川を重ねてプロットすると(図6)、これまでの傾向より明らかに1-1.5秒応答のわりに被害率が小さい。このような現象は、2003年十勝沖地震のいくつかにも見られたもので、その中のK-NET 浦幌を灰色でプロットしている。

5. 大きな1-2秒応答を記録した観測点周辺の被害が大きくならなかった原因

この現象が起こる原因を調べるために図5の記録の加速度波形を図7に示す。いずれも、建物の大きな被害に結びつく1-1.5秒程度が卓越しているが、大きな1-1.5秒応答のわりに被害が小さかったJMA 古川、K-NET 小川は、最大振幅付近で何度も揺れが繰り返されているのに対して、大きな被害を引き起こしたJR 鷹取、K-NET 穴水は、せいぜい1,2回の繰り返りに留まっている。しかし、最大振幅の大きさは、前者より後の方が遙かに大きい。つまり、大きな1-1.5秒応答のわりに被害が小さかったJMA 古川などは、振幅はさほど大きくないものの、5%と減衰が比較的小さい1-1.5秒応答が繰り返されるによる共振で大きくなったと考えられる。しかし、木造、中低層RC造建物などの多くの建物が大きな被害を受けるときは、塑性化による等価粘性減衰により共振は起こらない⁹⁾。よって、実際の被害と、5%減衰の1-1.5秒応答の間に差が生じたと考えられる。

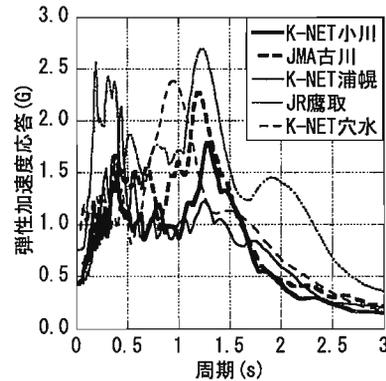


図5 弾性加速度スペクトルの比較

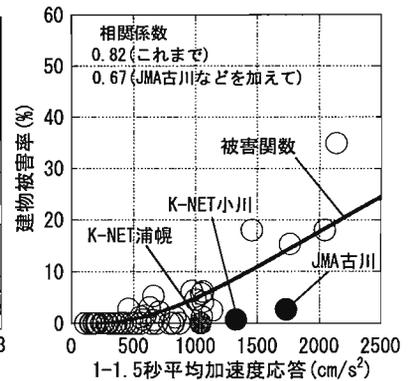


図6 1-1.5秒応答と被害の対応

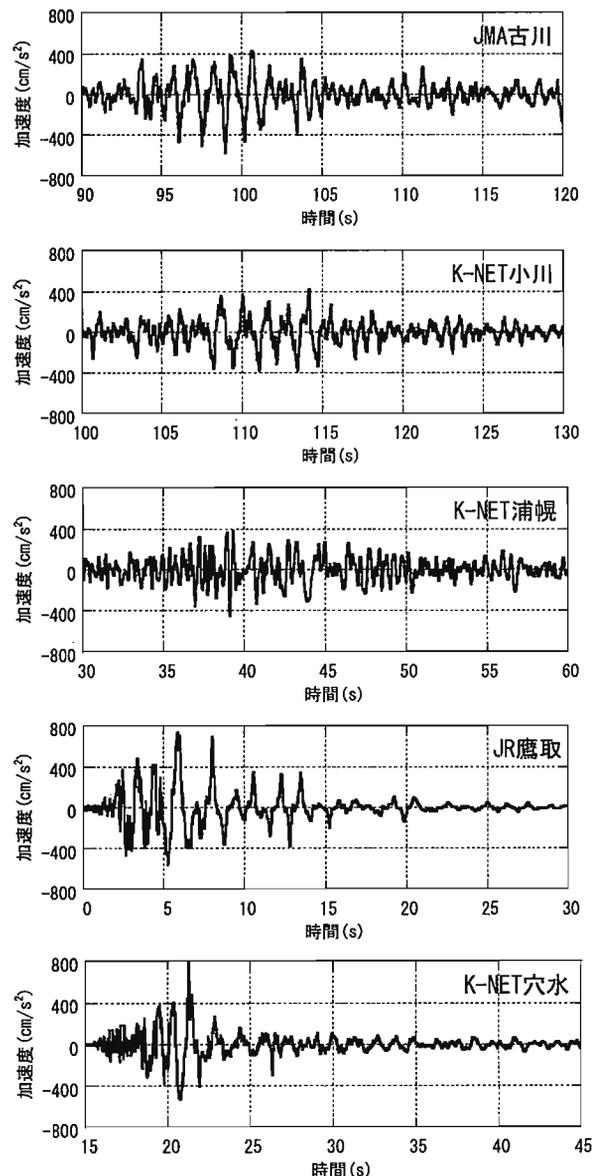


図7 加速度波形

表2 減衰定数を変えたときの
1-1.5秒加速度応答

地震動	低減率	減衰定数	
		5% (cm/s ²)	20% (cm/s ²)
K-NET小川	0.49	1326.8	624.0
JMA古川	0.48	1728.5	810.6
K-NET浦幌	0.48	1040.0	495.4
JR鷹取	0.59	2136.8	1225.8
K-NET穴水	0.64	1455.5	904.9

※低減率は、5%から20%減衰への低減率

6. 1-1.5秒応答の減衰による変化

そこで、減衰定数をよく使われる従来の5%、そして、建物が大きな被害を受けるときの等価粘性減衰程度の20% (Takedaモデル⁷⁾で α を0.5、 β を0.01、 α_y を0.2~0.3、塑性率を6~8とするとこの程度の値になる)としたときの、1-1.5秒応答の変化について考察する。減衰定数を変化させた弾性加速度スペクトルと1-1.5秒応答の値をそれぞれ図8、表2に示す。例えば、JMA古川とK-NET穴水に着目すると、5%減衰では、JMA古川の方が1-1.5秒応答が大きい。20%減衰では、被害が大きかったK-NET穴水の方が大きくなっている。5%から20%減衰への低減率を見ると、5%減衰の1-1.5秒応答のわりに被害が大きくなかった観測点はいずれも小さく、つまり、大きく低減して、5章で述べたように5%減衰では繰り返しの共振で応答が大きくなっていたが、建物が大きな被害を受けるときの大きな減衰になると共振が起こらないことがわかる。

7. 建物被害をより正確に推定する指標

そこで、実際の建物被害をより正確に推定するために、周期に加えて、被害と相関をもつ減衰定数についても、文献¹²⁾と同様の方法で検討を行った。周期と減衰定数を変化させたときの強震観測点周りの被害率と弾性加速度応答との相関係数をコンターにして、図9に示す。これを見ると、建物被害と相関をもつ周期は、これまで通りの1-1.5秒で、一方、減衰定数は、かなり大きく、20%程度であることがわかる。これらは、建物が大きな被害を受けるときの等価周期と等価粘性減衰に対応している。図6を減衰定数を20%にして図10に示す。図6で大きくはずれていた黒丸がほぼばらつきの範囲内におさまっている。よって、建物が大きな被害を受けるときの等価周期に加えて、等価粘性減衰に対応した減衰定数を用いることにより、実際の建物被害

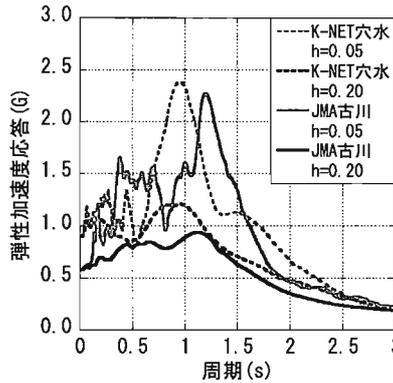


図8 減衰定数を変えたときの
弾性加速度スペクトルの比較

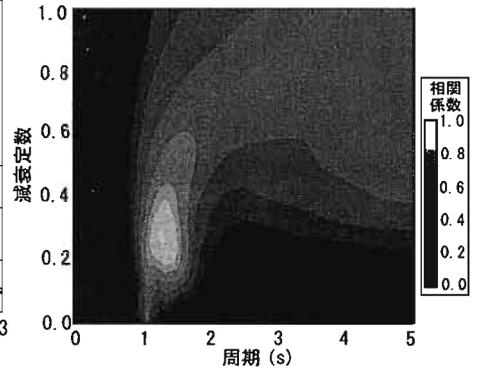


図9 建物被害と相関をもつ
周期と減衰定数

をより正確に推定できることがわかる。

8. より簡便に建物の大きな被害を推定する指標

建物が大きな被害を受けるときは、等価粘性減衰が大きくなって共振による増幅が起こらない⁶⁾ということ、最大応答は、ほぼパルス一波で決まってしまうことである^{6B)}。この性質を利用して、最大応答を引き起こすパルスのみ(サイン波一波)から建物被害を簡便に推定することを筆者は既に提案している⁸⁾⁹⁾。ここでは、地震動を個別のパルスに分解して(ただし、加速度がわずかのところで0にならずに折り返してパルスの周期が不

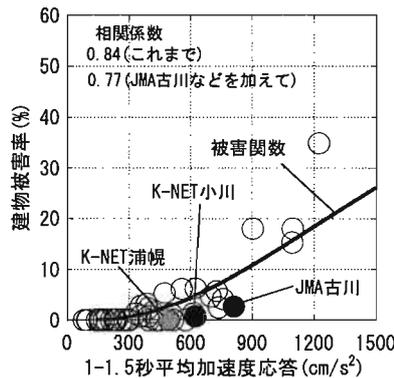


図10 減衰定数20%のときの
1-1.5秒応答と被害の対応

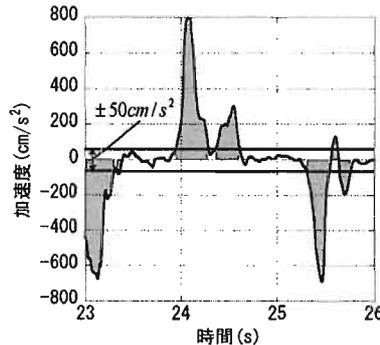


図11 パルスの切り出し

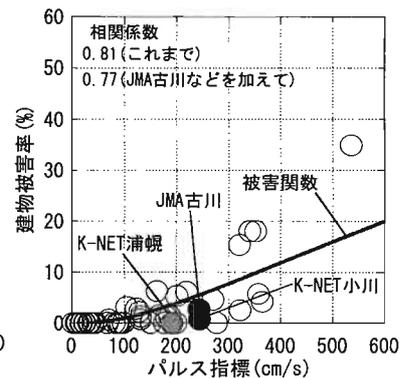


図13 パルス指標と被害の関係

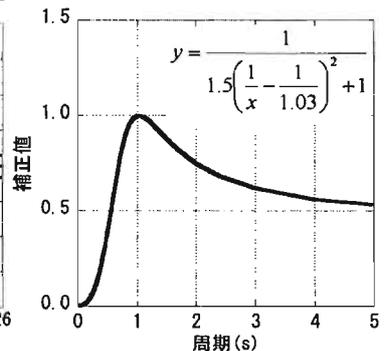


図12 周期に対する
重み付けフィルタ

自然に長くなることを防ぐために、 $\pm 50\text{cm/s}^2$ より大きいところから分解した(図11)周期に被害と対応するように重み付け(図12)をしたパルスの面積(以下、パルス指標)で評価することを試みた。パルス指標と実際の被害との関係を図13に示す。非常に簡便な指標ながら、高い精度で実際の被害を推定できており、このことは、木造、中低層RC造建物といった多くの建物の大きな被害は、最大応答を引き起こすパルス一波でほぼ決まることを示している。

9. まとめ

東北地方太平洋沖地震で発生した地震動は、0.5秒以下の極短周期が卓越し、主に1秒以下の揺れの強さを測っている震度は大きくなったものの、建物の大きな被害を引き起こす1-2秒応答が非常に小さい地震動がほとんどであった。実際の被害も、強震観測点周辺の被害調査を行った結果、ほとんどの強震観測点の周辺で大きな被害は見られなかった。今回の地震で、揺れによる建物の大きな被害が少なかったのは、地震動に破壊力がなかったからで、建物の耐震性が高かったからではないことに注意する必要がある。

そういう中で、大きな1-2秒応答を記録した観測点がいくつもあり、周辺では、建物の大きな被害も見られたが、その被害レベルは、従来の1-2秒応答に比して小さいものだった。そこで、それらの強震記録と被害との対応を分析し、実際の建物被害をより正確に、あるいは、簡便に推定する指標について検討した。その結果、1-2秒、あるいは、1-1.5秒、そして、減衰定数20%という木造、中低層鉄筋コンクリート造建物が大きな被害を受けるときの等価周期、等価粘性減衰を用いることで、大きな建物被害をより正確に推定できることがわかった。

更に、木造や中低層鉄筋コンクリート造建物が大きな被害を受けるときは、等価粘性減衰が大きくなって共振による増幅が起らず、最大応答は、パルス一波で決まることから、建物の大きな被害をより簡便に推定する指標の提案を行った。

謝辞

強震記録は、防災科学技術研究所、気象庁、鉄道総合技術研究所、震災予防協会より提供を受けました。地震被害調査の際には、現地の方々は、被災されているにもかかわらず、快く様々なデータを提供していただきました。また、被害調査は、研究室のメンバーの協力を受けました。気象庁計測震度を求めるプログラムは、文献¹⁰⁾の巻末のリストを基に早稲田大学山田真氏、中村操氏らがコーディングし、東京電力植竹富一氏が修正したものに手を加えて使わせていただきました。

各位に深く感謝の意を表します。

参考文献およびURL

- 1) 境有紀, 神野達夫, 瀧澤一, 震度の高低によって地震動の周期帯を変化させた震度算定法の提案, 日本建築学会構造系論文集, 第585号, 71-76, 2004.11.
- 2) 境有紀: 建物被害と対応した地震動の周期帯の再検討-2007年能登半島地震, 新潟中越地震のデータを加えて-, 日本建築学会構造系論文集, 第642号, pp.1531-1536, 2009.8.
- 3) 境有紀, 赤松勝之, 神田和紘, 宮本崇史, 2009年駿河湾の地震における強震観測点周辺の状況と発生した地震動との対応性, 日本地震工学会論文集, 第10巻, 第4号, 82-113, 2010.8.
- 4) 筑波大学 地震防災・構造動力学研究室: 2011年東北地方太平洋沖地震で発生した地震動と被害調査速報, <http://www.kz.tsukuba.ac.jp/~sakai/113d.htm>
- 5) 藤本一雄, 翠川三郎: 被害分布から推定した1995年兵庫県南部地震の震度分布, 日本建築学会構造系論文集, No.523, pp.71-78, 1999.9.
- 6) 境有紀: 地震動の性質と建物被害の関係 特集: 地震動の性質と被害-近年の地震からの知見-, 日本地震工学会誌, No.9, 12-19, 2009.
- 7) Takeda, T., Sozen, M.A. and Nielsen, N.N.: Reinforced concrete response to simulated earthquakes, Journal of the Structural Division, ASCE, Vol.96, No.ST12, 2557-2573, 1970.
- 8) Sakai, Y., Minami, T. and Kabeyasawa, T., Simplification of Strong Ground Motion Considering Inelastic Responses of Structures, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 29, No.6, 823-846, 2000.
- 9) 境有紀, 南忠夫, 壁谷澤寿海: 構造物の弾塑性地震応答を考慮して地震動をサイン波1波に単純化する方法, 構造工学論文集, Vol. 45B, 81-86, 1999.
- 10) 気象庁: 震度を知る 基礎知識とその活用, ぎょうせい, 1996.

建築構造物での強震記録

STRONG MOTION RECORDS OBSERVED ON AND AROUND BUILDINGS DURING THE 2011 OFF THE PACIFIC COAST OF TOHOKU EARTHQUAKE

小山信*¹、鹿嶋俊英*¹

Shin KOYAMA, Toshihide KASHIMA

The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (hereinafter referred to as the East Japan Earthquake) caused devastating tsunami and severe shaking in extensive area. The quite strong shaking never experienced were recorded at many stations on the ground that were installed after the Southern Hyogo prefecture earthquake in 1995. Besides, many strong motion records were also observed on and around buildings. In this paper, the report, including preliminary reconnaissance report of the East Japan Earthquake published by AIJ (Architectural Institute of Japan) and summaries of technical papers of annual meeting AIJ, relating to strong motion records observed on building is referred first. Then, some of the records observed in the BRI (Building Research Institute) strong motion network triggered by the East Japan Earthquake are introduced.

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震は、東北地方から関東地方にかけて津波により甚大な被害をもたらした。一方、マグニチュード9.0¹⁾という史上最大規模の断層破壊をもたらした地震動は、過去に記録されたことのないものであった。地盤上での強震記録は、1995年兵庫県南部地震の後に整備されてきた観測網で数多く収録され、地震動の特徴が明らかにされている。例えば防災科学技術研究所の強震ネットワーク(K-NET)及び基盤強震観測網(KiK-net)では、それぞれ697点及び515点の計1,212点の観測地点で強震記録が得られており、インターネット上でデジタル記録が公開されている²⁾。他方、建築構造物での強震記録も多数得られており、ウェブでの公開³⁾や建築学会大会で報告がされている。本稿では、建築物での強震記録に関して、既発表の報告書や2011年日本建築学会大会等での報告を参照した後、被害を受けた建物を含め強烈な地震動を受けた建物の地震時挙動が多数記録された、(独)建築研究所の強震観測網で得られた強震記録について紹介する。

2. 建築構造物での強震観測の報告

建築物等の被災状況全体の把握のための初動調査に始まる一連の災害調査結果の概要を纏めた、日本建築学会刊行の「2011年東北地方太平洋沖地震災害調査速報⁴⁾」では、建物や地盤で観測された地震記録について報告がされている。

第3章「東北地方の被害」の「3.2.2 建物系強震記録」において、東北地方の免震構造物4棟、制震構造物3棟、

在来構造物11棟の観測概要、本震記録がまとめられ、東北大学工学部人間環境系研究棟に関して過去の被害地震との比較がなされている。掲載されている18棟は、宮城県に13棟(うち仙台市11棟)、青森、岩手、秋田、山形、福島各県に1棟ずつ建っていて、建物基部での水平最大加速度は160~400cm/s/sである⁴⁾。免震構造物と在来構造物で同時観測が成されている泉電力ビルでは、地下1階の最大加速度が345cm/s/sであるのに対してRF階(6階相当)では免震構造物は224cm/s/s、在来構造物は1054cm/s/sと、免震の効果が現れている⁴⁾。東北大学青葉山キャンパスにある東北大学工学部人間環境系研究棟は、1969年竣工のSRC造9階建てで、1978年宮城県沖地震を経験し、2000年秋から2001年春にかけて耐震改修工事がなされ、その後2005年の宮城県沖地震や2008年の岩手・宮城内陸地震を経験している⁵⁾。東北地方太平洋沖地震では、東西の妻壁(連層耐震壁)の曲げ振動による変動軸力により柱脚部大破し、鉄骨が抜け出し座屈、主筋の破断・座屈した⁵⁾。建物の外観を写真1に示す。建物の1次固有振動数は本震前後で変化が確認されていて⁴⁾、⁵⁾、固有振動数の変化を等価剛性に換算すると、本震の第2波群で短辺方向で23%、長辺方向で30%まで

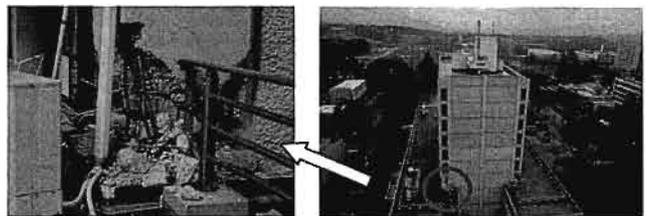


写真1 妻壁両端隅柱の柱脚部の被害状況⁵⁾

*1(独)建築研究所

低下し、その後の微動測定結果は短辺 53%、長辺 72% となっている⁹⁾。さらに「3.2.3 同一地点での過去の被害地震との比較」では、東北大学工学部人間環境系研究棟と仙台住友生命ビルについては、1978 年宮城県沖地震等と比較して今回の地震が大きかったことを示している⁴⁾。

第 4 章「関東地方の被害」の「4.2.3 地盤と建物の同時観測」では、関東地方の免震構造物 5 棟、制震構造物 5 棟、在来構造物 5 棟、セミアクティブ免震 2 棟の計 17 棟について、建物頂部及び基部の最大加速度、頂部と基部の加速度記録から求めた伝達関数のピークの周期を読み取った固有周期がまとめられている⁴⁾。17 棟は、茨城県に 1 棟、東京都に 11 棟、神奈川県に 5 棟が建っている。基部の最大加速度は、茨城県では 330cm/s² であるが、その他は平均 100cm/s² である。さらに、17 建物全ての応答スペクトル、固有周期でのスペクトル値を参考にして、各建物の震動性状、相関変形角について考察を行っている。このうち東京都の免震構造物の最大変位に関しては、郵書式変位計の記録から、軟弱地盤の可能性が指摘されている東京都の江戸川区、江東区、墨田区、足立区等で特に大きいことが報告されている^{4), 9)}。

日本建築学会 2011 年度大会(関東)は、8 月に早稲田大学で開催された。東北地方太平洋沖の発生から学術講演会研究発表梗概応募締切りまで 1 ヶ月弱であったが、宮城、新潟、茨城、千葉、東京、神奈川、愛知の各都県の建物で観測された東北地方太平洋沖地震の記録ならびにそれらを用いた建物応答に関する発表が 24 編あった^{5), 7)~29)}。これらの中で地震観測が実施されている建物は 42 棟(免震 11、制震 4、在来 27 棟)で、上記の「2011 年東北地方太平洋沖地震災害調査速報」と重複しない建物は 37 棟である。報告のある 42 棟で観測された最大加速度は、震源からの距離に幅があるため建物基部では 16~

412.cm/s²、建物頂部では 58.3~908.0cm/s² と大きな違いがある。

免震建物、制震建物での観測状況は、(社)日本免震構造協会応答制御建築物調査委員会が実施したアンケート調査³⁰⁾に纏められている。アンケートの対象地域は、地震動の大きかった東北、関東、東海地区と、関西地域の超高層建物である。免震建築物の場合、回答のあった 301 件のうち地震計のあるものは 13 件、郵書式変位計のあるものは 137 件、両者があるもの 7 件である。免震層の最大変位は、震源に近い宮城県で 41.5cm、東京で 15cm、神奈川で 20cm が記録されている。制振建物の場合、回答のあった 130 件の内、15 件で何らかの観測記録が得られている。

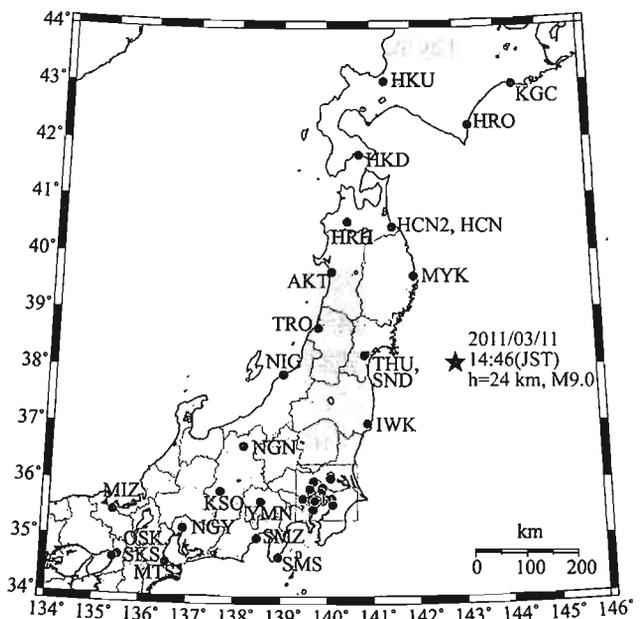


図 2 強震記録が得られた建築研究所の強震観測地点

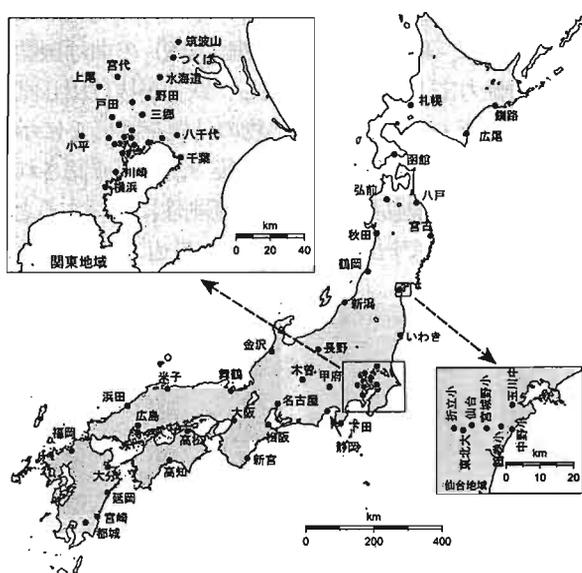


図 1 建築研究所の強震観測地点

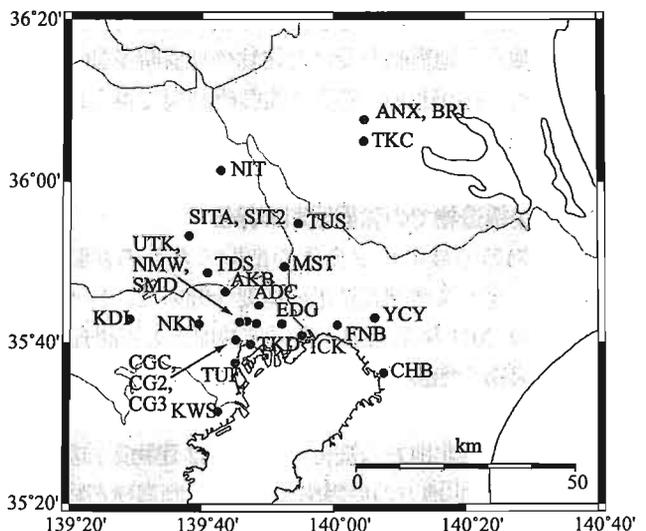


図 3 図 2 四角部分の拡大図

3. 建築研究所の強震記録^{31)~33)}

3.1 強震観測の概要

独立行政法人建築研究所では、建物の耐震安全性の向上に関する研究を課題のひとつとしており、そのための研究活動の一環として、強震観測を実施している。その歴史は50年以上に及び、これまでに1964年新潟地震の県営アパートでの記録や1978年宮城県沖地震の東北大学での記録など、日本の耐震工学の歴史に残る成果を挙げてきた。東北地方太平洋沖地震の発生時に稼働していた79台の強震計の設置地点を図1に示す。観測地点の1/3は東京を中心とする首都圏にあり、他は地方の主要な都市を中心に全国を網羅するように配置されている。強震計の設置対象は主に庁舎などの公的な建物であり、建物の規模や特徴に応じて建物及び地盤内に複数のセンサーを配置している。

3.2 東北地方太平洋沖地震の記録概要^{31)~33)}

東北地方太平洋沖地震では、このうち54台の強震計が作動した。強震記録が得られた観測地点の位置を図2及び図3に示す。強震記録が得られた建物には、超高層建物が8棟、免震装置を有する建物が6棟、制振機構を有する建物が3棟含まれている。得られた記録の波形と応答スペクトル、地盤や建物基部のデジタル記録は、3月13日より建築研究所の強震観測ウェブページ³⁴⁾で公開されている。ほとんどの建物で、観測の開始以来最大級の強震動を経験しており、このうち30棟以上の建物で震度5弱以上の地震動を受けた。この中には、地震による損傷が確認され、損傷による明らかな剛性低下が観測記録から読み取れる建物が4棟あった。加えて、非構造部材に軽微な被害を受け、若干の固有周期の伸びが観測された建物も何棟かある。

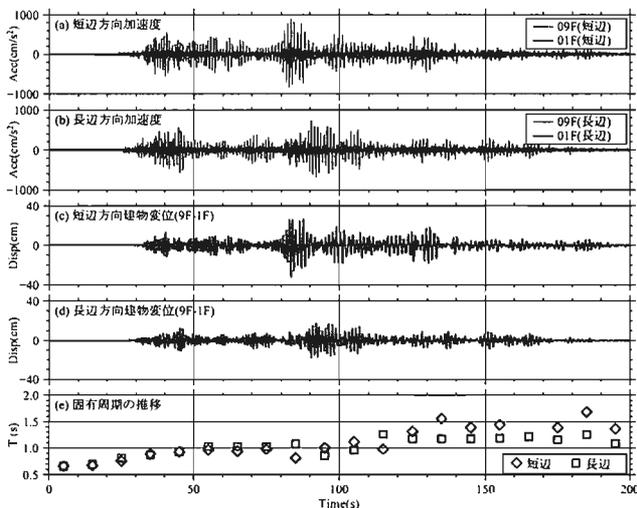


図4 1階と9階で得られた加速度記録、9階の1階に対する相対変位、及び10秒毎に同定した固有周期

3.3 被災した建物等での強震記録

建築研究所が強震観測を行っている建物のうち、激しい地震動を受けて何らかの損傷を受けたと考えられる4棟と、固有周期が伸びた1棟について紹介する。

3.3.1 東北大学人間環境系建物^{5), 31), 33)}

この建物での強震観測の歴史は古く、1978年宮城県沖地震での1000cm/s/sを超える強震記録は、9階で得られた。2章で述べたように、本震前後で1次固有振動数の変化が確認されている。

本震時に得られた強震記録を図4に示す。図の上から、(a) 短辺方向の加速度記録、(b) 長辺方向の加速度記録、(c) 短辺方向の建物変位(9階の1階に対する相対変位)、(d) 長辺方向の建物変位、及び(e) 10秒ごとに算出した建物の1次固有周期の順に並んでいる。1次固有周期は、建物を1自由度の振動系とみなし、観測された1次モードの応答変位が最も適合する値を最急降下法によって探索する方法で行った³⁵⁾。図4(a)及び図4(b)の太線が1階の、細線が9階の加速度を表し、1階の最大加速度は両方向とも330 cm/s/sを超えている。また9階の最大加速度は1階の2~3倍となり、短辺方向では900 cm/s/sを超えている。図4(e)の1次固有周期の変化をみると、両方向共、地震動の初期の時間では0.7秒程度の値を示しているが、40秒から50秒にかけての最初の波群で1秒位に伸び、更に80秒から100秒の二つ目の波群で1.2秒から1.5秒程度に伸びている。

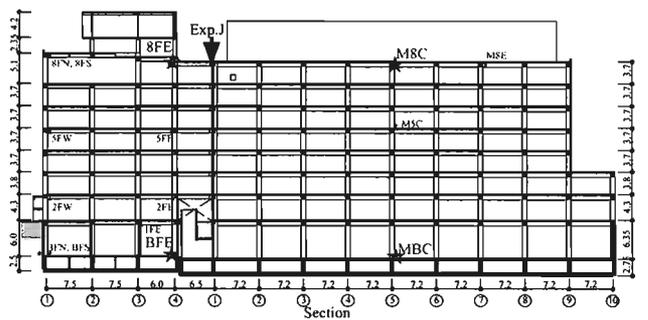
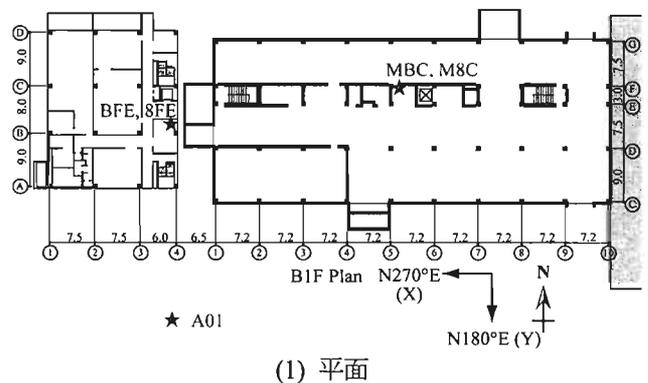


図5 新館(左)及び本館(右)の加速度計位置

3.3.2 建築研究所本館・新館³⁶⁾

建築研究所には、研究本館と新館の2棟の事務所棟が並んで建っている。研究本館は1979年竣工の地下1階地上7階のSRC造、新館は1998年竣工の地下1階地上8階のSRC造建物で、本館とエキスパンションジョイントを介して渡り廊下で繋がっている。2つの建物と敷地地盤では、22台の加速度計を配して強震観測を行っている^{37), 38)}。図5に主な加速度計の配置を示す。東北地方太平洋沖地震では、新館の仕上げの亀裂や剥離、本館階段室周りの壁の亀裂や一部柱の損傷、新館と本館を繋ぐ渡り廊下部のエキスパンションジョイント部の損傷や天井の落下などの被害を受けた。主な加速度計で得られた最大加速度値を表1に示す。地表(A01)の記録から算出した計測震度は5.3(震度5強)、地表の最大加速度は279 cm/s²で、いずれも1998年の観測開始以降最大である。建物地下階(新館 BFE、本館 MBC)の水平方向の最大加速度は200 cm/s²前後と建物や方向による差は殆どなく、建物頂部(新館 8FE、本館 M8C)では506 cm/s² から682 cm/s² と非常に大きな応答を記録している。地表(A01)で得られ

表1 2011年東北地方太平洋沖地震の最大加速度

記号	設置場所	最大加速度(cm/s ²)		
		Y(短辺)	X(長辺)	Z
A01	地表	279	227	248
A89	地中 89 m	142	153	102
BFE	新館地下1階	194	191	136
8FE	新館8階	597	506	344
MBC	本館地下1階	203	206	152
M8C	本館8階	682	585	311

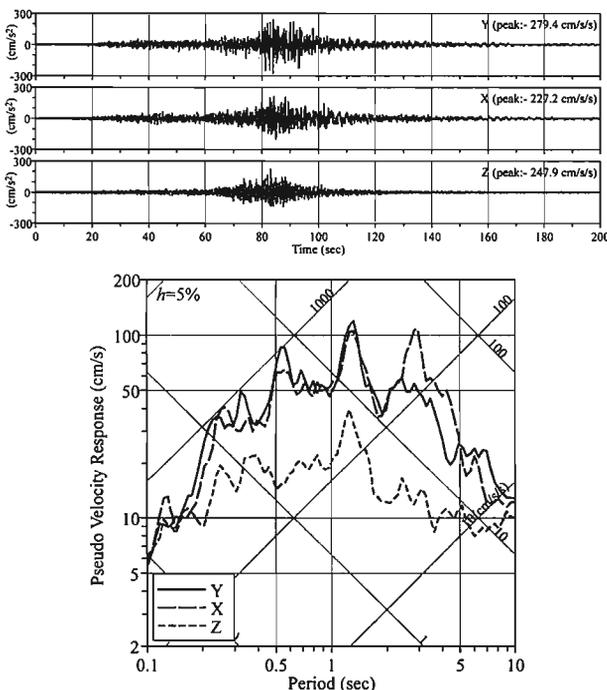
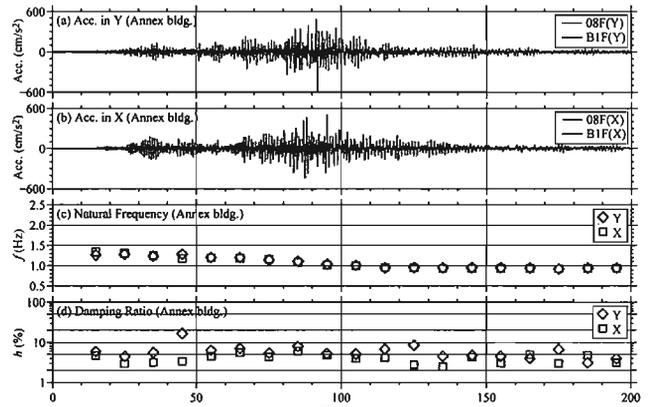
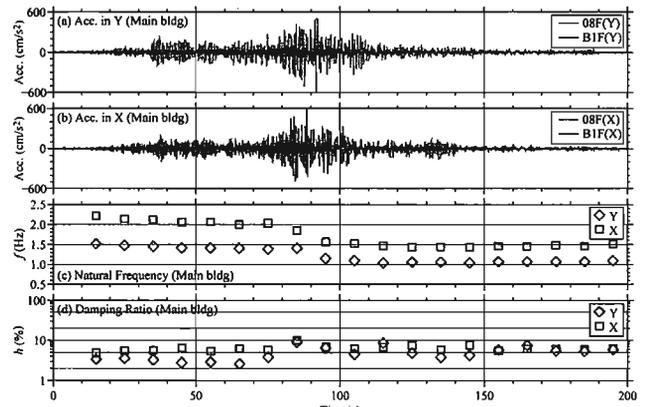


図6 地表(A01)で得られた加速度記録(上段)と減衰定数5%の疑似速度応答スペクトル(下段)



(1) 新館



(2) 本館

図7 新館(上段)及び本館(下段)の地震中の固有振動数の変化。それぞれ上からY方向の加速度、X方向の加速度、固有振動数の変化、及び減衰定数の変化

た加速度記録と、減衰定数5%の疑似速度応答スペクトルを図6に示す。水平成分の応答スペクトルは0.5秒強、1.3秒、及び3秒弱にピークを有し、山谷のはっきりした形状をしている。

東北地方太平洋沖地震の震動継続時間内で、新館及び本館の固有振動数と減衰定数が10秒ごとにどのように変化したかを検討した。図7に示す上段が新館、下段が本館で、それぞれ上からY方向の地下1階及び8階の加速度、X方向の地下1階及び8階の加速度、10秒毎の固有振動数及び減衰定数の変化を描いている。新館では、Y及びX両方向とも、初動時1.3Hz程度であった固有振動数が、80秒過ぎの応答振幅の大きな時間に低下し、1.0Hzほどになっている。本館の場合は、初期にX方向で約1.5Hz、Y方向で約2.2Hzであった固有振動数が、やはり80秒過ぎにそれぞれ1.1Hz及び1.5Hzと7割程度に低下している。いずれの場合も、その後振幅が落ち着いても低下した固有振動数は回復していない。

3.3.3 いわき市役所³⁹⁾

いわき市庁舎は、1973年に竣工した地上8階、地下1階、塔屋2階のSRC造建物である。建築研究所は、1981

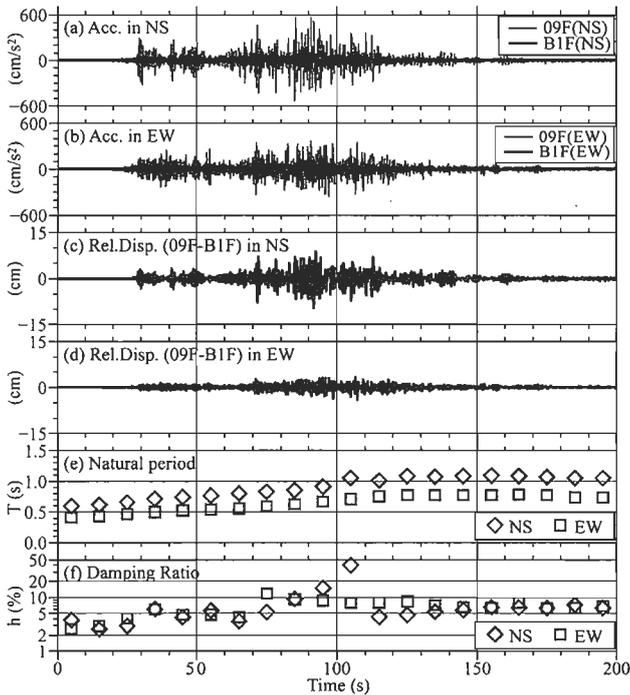


図8 固有周期と減衰定数の同定結果

年から庁舎地下1階(B1F)と塔屋1階(09F)で強震観測を実施している。加えて市庁舎の敷地内には、福島県の震度情報ネットワークの震度計も設置されている。(東北地方太平洋沖地震後の気象庁の調査で、「周辺地盤の陥没、震度計台の傾き」が認められたため、本震以降の震度は欠測扱いとなっている⁴⁰⁾)。東北地方太平洋沖地震では、本庁舎のコンクリート壁の亀裂や、仕上げや天井の剥離や損傷、隣接する議会棟との間のエキスパンション部分の損傷等の被害があったが、構造的な被害は軽微であった。また平屋建ての市民ホールでは、地盤沈下に伴う床の陥没や天井の脱落が生じた。

固有振動数と減衰定数の時間変化について検討した。図8の上から、(a)NS方向(短辺)の加速度記録、(b)EW方向(長辺)の加速度記録、(c)NS方向の09FのB1Fに対する相対変位、(d)EW方向の09FのB1Fに対する相対変位、(e)固有周期、及び(f)減衰定数の同定結果である。NS方向の固有周期の変化をみると、地震動の初期の時間帯では0.6秒程度の値を示しているが、30秒過ぎに0.7秒、更に100秒過ぎには1.1秒ほどに伸びている。EW方向でも、初期に0.4秒強であった固有周期は、激しい揺れの中に伸びて、地震後は0.7秒から0.8秒となっている。なお、9階の地下1階に対する相対変位の最大値は、NS方向で11cm、EW方向で4cmであった。当該建物では、臨時に地震計を追加して余震観測を実施している。今後、建物応答と合わせて、不整形な地下構造の影響等について、得られた余震地震記録を用いて解析を進める予定である。

3.3.4 八千代市役所⁴¹⁾

明らかな被害は報告されていないが、震動特性の変化が認められた建物についても1例を紹介する。

千葉県八千代市庁舎の強震計を設置している建物は、竣工1980年、地上6階、塔屋1階、地下1階のRC、杭基礎である。平面寸法は、長辺41.5m(N032E)、短辺22m(N302E)で、エキスパンションジョイントを介して隣接する5階建RC造建物と繋がっている。地震計は、塔屋1階(6階屋上)、地下1階、地盤上(建物との最短距離は、約30m)に、加速度計(N302E、N032E、鉛直方向)が設置されている。

当該建物では、1998年から地震観測が開始され、2011年6月18日までに、147個の地震動が収録されている。図9に、本震で観測された建物長辺方向(N032E)における観測加速度波形(上から地下1階、地盤上、建物7階位置の記録)を示す。地下1階、地盤上及び7階の最大加速度は、それぞれ134.9、306.1、359.3gal、地盤での計測震度は5.3であった。図10、図11に、それぞれ長辺方向(N032E)、短辺方向(N302E)における、建物の1次卓越振

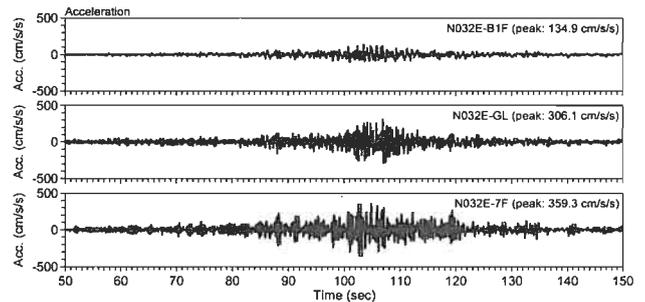


図9 観測加速度波形(N032方向)

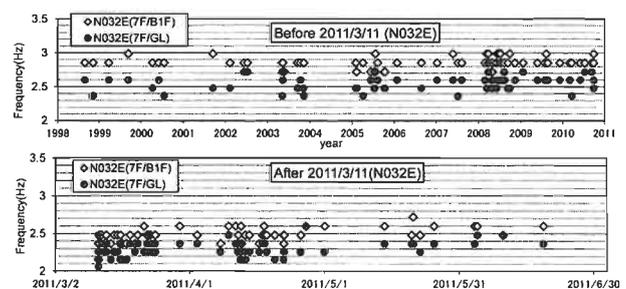


図10 建物の卓越振動数の変化(N032方向)

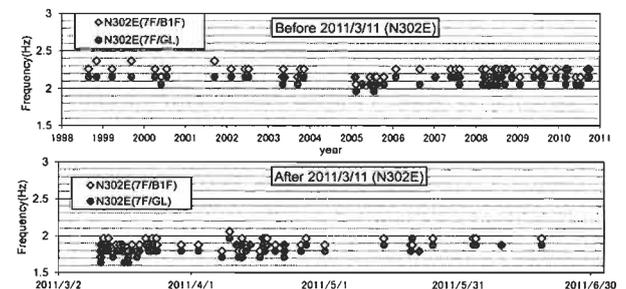


図11 建物の卓越振動数の変化(N302方向)

動数(7F/B1F と7F/GL)の地震前後(1998~2011年)での変化を示す。どの方向とも本震前と本震後で卓越振動数に差が見られ、本震前の卓越振動数の平均値(N032E:2.57~2.86Hz、N302E:2.12~2.21Hz)に比べて本震後は11~15%程度低い平均値(N032E:2.28~2.48Hz、N032E:1.79~1.88Hz)となっており、地震動の影響が見られる。本震時の卓越振動数(N032E:1.94~2.37Hz、N302E:1.71Hz)、はさらに低く、本震前の8割前後であった。

3.4 超高層建物での強震記録^{31), 32)}

長周期地震動と、それを受けて揺れる超高層建物等の応答は近年社会的関心を集めている課題である。東北地方太平洋沖地震でも、東京や大阪など震源から遠く離れた大都市で長周期地震動が観測された^{例え}³⁾。ここでは、建築研究所強震ネットワークの超高層建物の中から、2つの観測事例を紹介する。

1例目は、東京湾岸に建つ37階建てRC造の超高層住宅である。図12には、1階と37階で得られた加速度記録を積分して得られた変位の時刻歴(それぞれ南-北(S-N)及び西-東(W-E)の水平2方向)と、それぞれの方向の37階の変位から1階の変位を引いて得られた建物変位を示す。地動の変位(1階の記録)の最大値は20cm程度となっており、地盤自体が大きく揺れていたことが分かる。建物自身の变形による変位は15cmから17cmとなっている。この建物では、外壁のタイルの部分的な被害、戸境壁の壁紙の亀裂、廊下玄関脇の壁のモルタルの剥離など、軽微な被害がみられた⁴²⁾。

2例目は、震源から770km離れた大阪湾岸に建つ55階建てS造庁舎である。図13は、得られた強震記録である。上から1階の南西-北東(SW-NE)方向(短辺)及び北西-南東(NW-SE)方向(長辺)の変位、52階の両方向の変位、52階の変位から1階の変位を引いて得られた両方向の建物変位となっている。地動の変位は10cm足らずと大きいものではないが、建物の52階では片振幅130cmを超える大きな揺れとなった。

両地点の地震動の特性を見るために、東京湾岸及び大阪湾岸の建物の1階で得られた強震記録の、減衰定数5%の疑似速度応答スペクトルを図14に示す。東京湾岸で得られた記録の応答スペクトル(左)を見ると、1秒から1.2秒、3秒、及び7秒の周期に卓越が見られるが、全体としては比較的平坦な形状をしている。一方、大阪湾岸の記録の応答スペクトルでは周期7秒に大きなピークがあり、その応答振幅は東京湾岸と大差ない。この庁舎建物の1次固有周期(6.5秒から7秒)が地震動の卓越周期と一致したため共振現象が起り、大きな揺れとなったと考えられる。

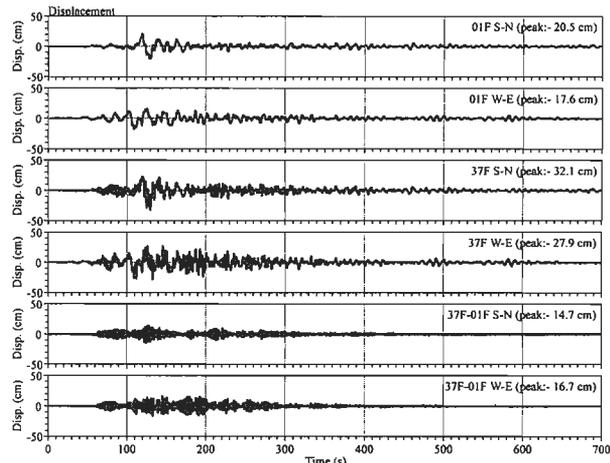


図12 東京湾岸の超高層住宅の強震記録(変位)

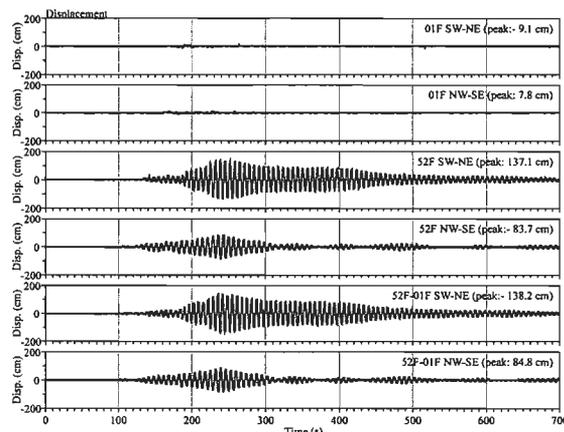


図13 大阪湾岸の超高層庁舎の強震記録(変位)

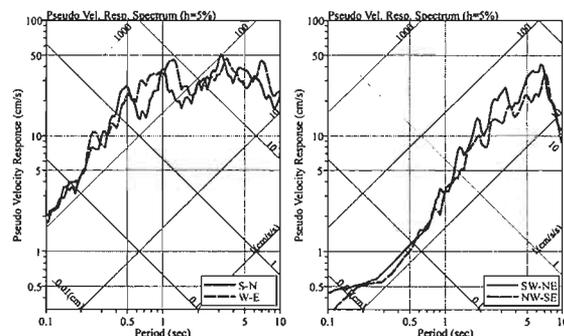


図14 東京湾岸(左)及び大阪湾岸(右)の1階の記録の減衰定数5%の疑似速度応答スペクトル

3.5 免震建物での強震記録³³⁾

東北地方太平洋沖地震では6棟の免震建物で強震記録が得られた。このうち3棟は、「2011年東北地方太平洋沖地震災害調査速報^{2*}」にも掲載されている。免震建物では、最低限免震層の上部と下部及び建物の頂部の3か所に加速度計(水平2方向、上下1方向)を設置して観測が行われている。表2には6棟の3か所の加速度計で得られた水平2方向の最大加速度、地盤上または免震層下部での震度を示す。各建物の1行目が免震層下部(通常基礎上)、2行目が免震層上部、3行目が建物頂部の加速

表2 免震建物の強震記録一覧

記号	所在地 用途	Δ (km)	I_{JMA}	位置	A_{max} (cm/s/s)	
					NS	EW
HCN2	八戸市 庁舎	292	5.2	B1F	100	104
				01F	91	122
				10F	120	123
TKC	つくば市 庁舎	334	5.2*	B1F	327	233
				01F	92	76
				06F	126	91
NMW	台東区 美術館	382	4.8	B1F	100	79
				01F	76	89
				04F	100	77
CG3	千代田区 庁舎	386	4.5*	B2F	104	91
				B1F	55	41
				12F	94	82
YMN	甲府市 庁舎	468	3.9	B1F	47	39
				01F	37	52
				08F	41	51
KGC	釧路市 庁舎	558	2.6	B1F	8	12
				01F	10	16
				09F	16	19

注) Δ: 震央距離, I_{JMA} : 計測震度(*印は建物基礎部の、他は地表のセンサーの記録から算出), A_{max} : 最大加速度、なお、加速度計は建物の軸に合わせて設置してあるため、正確にNS、EWではない。

度計に対応する。加速度計は建物の軸に合わせて設置されており、表2では便宜上近い方向をNS及びEW方向として扱っている。

八戸市とつくば市にある2棟の庁舎建物(HCN2、TKC)が、震度5強の地震動を受けている。また東京には台東区美術館(NMW)と千代田区の庁舎(CG3)の2棟の免震建物があるが、いずれも震度は5弱であった。

免震層の上下階の最大加速度値を比べると、TKCやCG3では1/3から1/2に低減されており、免震構造の効果が現れているが、他の建物ではそれほど大きな差はなかった。免震装置の特性に対して入力地震動レベルが小さかったこと等が原因として推察される。

表2に示した建物のうちTKCを取り上げ、より詳細に地震時の挙動を検討する。観測地点TKCは、つくば市にある庁舎建物で、7階建のプレキャストプレストレストコンクリート造である。加速度計は免震ピット床面(B1F)、建物1階(01F)及び建物6階(06F)に設置されている。B1F、01F、及び06Fで観測された水平方向の加速度波形を図15に示す。上から、B1F、01F及び06Fの順に並んでおり、それぞれNS及びEW方向の加速度波形となっている。免震層を挟んだB1Fから01Fの間で、急激な加速度の低減が認められる。図16は、B1F記録の減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルである。3~4秒及び0.5~1秒に擬似速度応答を大きくする周期域がある。

図17に、01Fの積分変位からB1Fの積分変位を差し引いて算出した免震層のNS及びEW方向の変位の時刻歴を示す。また、図18は、免震層の平面内変位軌跡を20秒毎にプロットしたものである。これらの図から、免

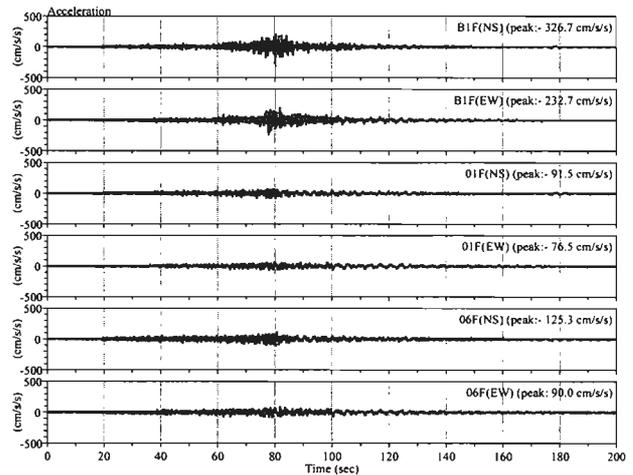


図15 TKCで観測された加速度波形

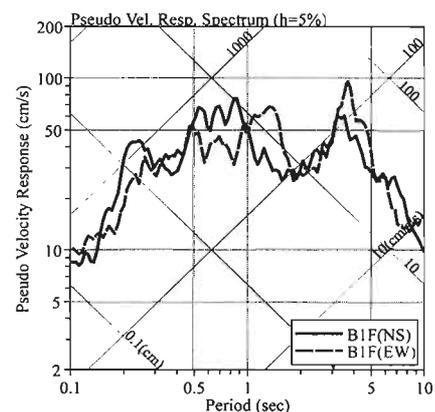


図16 TKCの地下1階(B1F)の記録の減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル

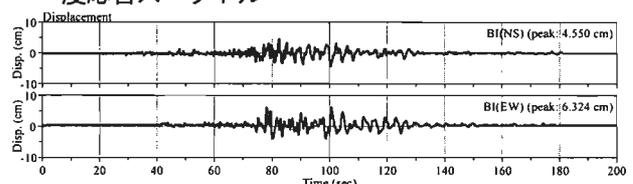


図17 TKCの免震層の変位の時刻歴

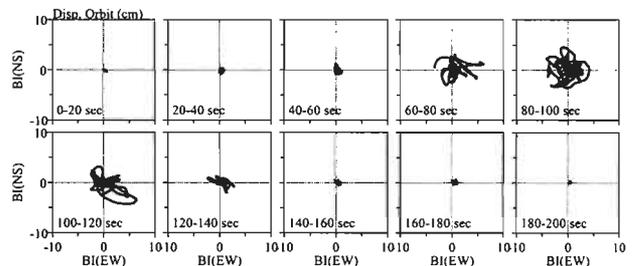


図18 TKCの免震層の変位の平面内軌跡

震層の最大変位は7cm程度であることが分かる。建物の設計時には、地震動(レベル1)に対し10cm程度の変形を想定しており、今回の地震による変位はそこまで達していない。

4. まとめ

2011年東北地方太平洋沖地震の際に建築物で得られた強震記録について、既発表の報告書や2011年日本建築

学会大会等での報告を参照、紹介し、また(独)建築研究所の強震観測網で得られた強震記録から、いくつかについて紹介した。本稿では参照、紹介できていない報告も多数あることが考えられるので、引き続き情報収集に努めたい。また、公にされていない強震記録が多数得られていることは想像に難しくなく、それらに関する検討により得られる貴重な成果が、今後公表されることを願う。

謝辞

建築研究所が実施する強震観測は、強震計の設置を許かいただいている各機関のご理解とご協力の上に成り立っております。記して、関係各位への謝意を表します。

参考文献

- 1) 気象庁:<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>
- 2) 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/>
- 3) 工学院大学観測波形公開ページ:http://kouzou.cc.kogakuin.ac.jp/example/index_EQ_to_hoku_taiheiy0_set1.html
- 4) 日本建築学会:2011年東北地方太平洋沖地震災害調査速報, 2011年7月
- 5) 源栄正人, 三辻和弥, 田中匠子, 鹿嶋俊英, 大野晋:2011年東北地方太平洋沖地震における被害建物の地震前後の振動特性の変化, 日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.45-46,2011.8
- 6) 古澤健, 酒井和成, 清水輝文, 諸藤弘之:東北地方太平洋沖地震における免震構造の観測記録と居住者のアンケート調査及び応急点検, Menshin, No.73, pp.23-28,2011.8
- 7) 妹尾嘉章, 池田隆明, 高瀬裕也, 阿部良洋, 守研二, 船木尚己:トグル制震構法で耐震補強された仙台市役所本庁舎の地震観測 その1 2011年東北地方太平洋沖地震における,日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.43-44,2011.8
- 8) 久保田雅春, 阿部隆英, 高瀬裕也, 渡辺一弘, 中対浩之:東北地方太平洋沖地震に関する地震観測記録について その1 地震観測記録速報 関東地方11階建て集合住宅,日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.51-52,2011.8
- 9) 大野晋,源栄正人,柴山明寛:2011年東北地方太平洋沖地震における仙台市内の強震動特性,日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.189-190,2011.8
- 10) 荒川洋輔,久田嘉章,久保智弘,山下哲郎:2011年東北地方太平洋沖地震における超高層建築の強震観測と地震応答解析 その1 前震・本震・余震による強震観測,日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.305-306,2011.8
- 11) 新田龍宏,久田嘉章,山下哲郎:2011年東北地方太平洋沖地震における超高層建築の強震観測と地震応答解析 その3:弾塑性地震応答解析,日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.309-310,2011.8
- 12) 永島茂人,杉村義文,後藤航,鈴木幹夫,元樋敏也,土肥博:東北地方太平洋沖地震における超高層制振建物の地震応答評価(その1 強震観測記録の分析),日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.315-316,2011.8
- 13) 元樋敏也,後藤航,永島茂人,杉村義文,鈴木幹夫,齊藤賢二:東北地方太平洋沖地震における超高層制振建物の地震応答評価(その2 強震観測記録を用いた超高層制振建物の地震応答解析),日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.317-318,2011.8
- 14) 鹿嶋俊英:2011年東北地方太平洋沖地震の建築研究所建物の強震記録,日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.319-320,2011.8
- 15) 井上波彦,小豆畑達哉,飯場正紀,渡辺一弘,田沼毅彦,保井美敏:2011年東北地方太平洋沖地震において液化化した区域における板状建築物の地震観測結果 その1:建築物と地震観測の概要,日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.321-322,2011.8
- 16) 小豆畑達哉,井上波彦,飯場正紀,渡辺一弘,田沼毅彦,保井美敏:2011年東北地方太平洋沖地震において液化化した区域における板状建築物の地震観測結果 その2 地震観測結果の報告,日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.323-324,2011.8
- 17) 紺野克昭,西川貴文,藤野陽三,阿部雅人:東北地方太平洋沖地震における芝浦工業大学豊洲キャンパスの地震観測記録,日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.325-326,2011.8
- 18) 山本健史,渡壁守正,保井美敏,稲井慎介,成田修英:2011年東北地方太平洋沖地震における東京都内に立地する鉄骨造建物の応答,日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.327-328,2011.8
- 19) 年縄巧,加藤研一,瀬戸一:明星大学理工学部高層棟の強震応答特性,日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.329-330,2011.8
- 20) 山際創,笠井和彦,佐藤大樹,山田哲,坂田弘安,山中浩明,盛川仁,和田章:多点同時地震動観測記録に基づく超高層免震建物の地震応答性状の考察,日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.333-334,2011.8
- 21) 中村友紀子,清水秀則:新潟大学における鉄筋コンクリート造建物の振動性状 微動観測の季節変動と2011年東北地方太平洋沖地震の強震記録,日本建築学会 2011年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.335-336,2011.8
- 22) 飛田潤,小島宏章,福和伸夫,護雅史:平成23年東北地

- 方太平洋沖地震における名古屋市域の地盤・建物の地震観測記録 その1 地震観測記録の概要,日本建築学会 2011 年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.337-338,2011.8
- 23) 小島宏章,飛田潤,福和伸夫,護雅史:平成 23 年東北地方太平洋沖地震における名古屋市域の地盤・建物の地震観測記録 その2 中低層建物と免震建物の地震応答性状,日本建築学会 2011 年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.339-340,2011.8
- 24) 猿田正明,岡田敬一,中村豊,長谷部雅伸:2011 年東北地方太平洋沖地震における免震建物の応答,日本建築学会 2011 年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.629-630,2011.8
- 25) 島崎和司:免震構造物の 2011/3/11 東北地方太平洋地震の実測結果とシミュレーション,日本建築学会 2011 年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.631-632,2011.8
- 26) 高橋治,富澤徹弥,會田裕昌,岡田敬一,露木保男,藤田隆史:3次元免震建物の開発 その15 地震観測,日本建築学会 2011 年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.633-634,2011.8
- 27) アルベルマテオ,高橋治,富澤徹弥,岡田敬一,會田裕昌:3次元免震建物の開発 その16:「東北地方太平洋沖地震」時の「知粹館」入力地震動,日本建築学会 2011 年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.635-636,2011.8
- 28) 會田裕昌,高橋治,富澤徹弥,須原淳二,猿田正明,岡田敬一:3次元免震建物の開発 その17 観測記録における建物の応答,日本建築学会 2011 年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.637-638,2011.8
- 29) 森重信,黒澤到,須原淳二,岡本修平,猿田正明,富澤徹弥:3次元免震建物の開発 その18 地震観測シミュレーション解析,日本建築学会 2011 年度大会(関東)学術講演梗概集,B-2, pp.639-640,2011.8
- 30) 深澤義和:応答制御建築物調査委員会アンケート調査について,第14回免震フォーラム 東北地方太平洋沖地震に対する応答制御建築物調査(中間報告), pp.3-7, 2011.9
- 31) 鹿嶋俊英:建築及び地震動, 建築防災, No.403, pp.6-9, 2011.8
- 32) 鹿嶋俊英:地震動の特徴と建物の強震記録, コンクリート工学, (投稿中)
- 33) 鹿嶋俊英:2011 東北地方太平洋沖地震における免震建物の挙動, 振動技術, (投稿中)
- 34) <http://smo.kenken.go.jp/ja/smreport/201103111446/> (建築研究所の強震観測の特設ページ)
- 35) 鹿嶋俊英, 他: 強震観測記録から推定した建物の振動特性の特徴, 日本建築学会技術報告集, No.22, pp.163-166, 2005.12
- 36) 鹿嶋俊英: 2011 年東北地方太平洋沖地震の建築研究所建物の強震記録, 日本建築学会大会梗概集, B-2, pp.319-320, 2011.8
- 37) 鹿嶋俊英, 他: 8層SRC建物と周辺地盤におけるアレー観測, 日本建築学会大会梗概集, B-2, pp.213-214, 1998.9
- 38) 建築研究所の高密度観測, <http://smo.kenken.go.jp/ja/node/74>
- 39) 鹿嶋俊英,小山信,石原直,飯場正紀:いわき市庁舎における2011年東北地方太平洋沖地震の強震記録と余震観測, 日本地震工学会大会-2011(投稿中)
- 40) 気象庁: 「平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震」により各地で観測された震度等について(第3報), 気象庁報道発表資料, 2011 年 6 月 23 日
- 41) 飯場正紀, 小山信: 八千代市内建物における 2011 年東北地方太平洋沖地震前後の卓越振動数の変化, 日本地震工学会大会-2011(投稿中)
- 42) 翠川三郎, 三浦弘之, 堀 苑子, 鹿嶋 俊英: 2011 年東北地方太平洋沖地震における東京の超高層マンションでの揺れに関するアンケート調査, 地域安全学会梗概集 No.28, 2011 年 5 月

長周期地震動対策を行った超高層ビルの観測記録と制振効果

OBSERVATION RECORDS OF THE TOHOKU EARTHQUAKE AND EFFECT OF VIBRATION CONTROL SYSTEM AT SUPER HIGH-RISE BUILDING

細澤治^{*1}、木村雄一^{*1}、青野英志^{*1}、吉村智昭^{*1}、欄木龍大^{*1}

Osamu HOSOZAWA, Yuichi KIMURA, Hideshi AONO, Chiaki YOSHIMURA, Ryota MASEKI

The construction of Shinjuku Center Building was completed in 1979. It is a high rise building with height of 216m. Construction of the reinforcement for vibration control was launched with installation of 288 deformation-dependent oil dampers, in July 2007 as part of the counter measures against long period ground motions.

According to the observation records of the Tohoku Earthquake, the maximum displacement of 54.2cm was observed at the top floor of the building. From analysis, displacement of 69.8cm was observed without the reinforcement. Hence, the maximum displacement was reduced by 22% by installing the reinforcement. Similarly, the reinforcement had effects on reducing accelerations and improving the recovering rate of after shake displacement.

1. はじめに

大都市圏では、数多くの超高層建物が建設されているが、既存超高層建物の中には、長周期地震動を考慮せずに設計されたものもある。2003年の十勝沖地震では、震源から約200km離れた苫小牧の石油貯蔵タンクが被害を受けた。近い将来、東海・東南海・南海地震などの巨大地震の発生が予想されており、既存超高層建物の補強技術の確立が求められている。

東京都新宿区に建つ新宿センタービルでは、長周期地震動対策として、制振補強工事を2009年7月に行った。ここでは、制振補強の概要と東北地方太平洋沖地震における本建物の地震観測記録と、制振補強の効果について報告する。

2. 新宿センタービルの制振補強

2.1 建物概要

本建物は、東京都新宿区に建つ1979年竣工の高さ223mの事務所ビルである。基準階の平面形状は桁方向3.0mとスパン方向11.2~15.4mのスパンで構成された42m×63mの矩形で、地上部の構造種別は鉄骨造である。建物の1次固有周期は短辺方向が6.2秒、長辺方向が5.2秒である。建物外観を図1に示す。

2.2 制振補強概要

本建物は、建設当時から100年建築を目指しており、当時の最先端技術を用いて設計されていた。その一つとして、鉄筋可撓耐震壁という制振壁がコア部に設置されている。この制振効果により、30年前に設計されたにも関わらず、告示波（極めて稀に発生する地震動）による

最大層間変形角は1/120で、現行基準に適合している。

しかし、建物を長く使い続けるということは、長周期地震動の影響を受ける確率が高くなることを意味しており、供用期間中に長周期地震動の影響を複数回受ける恐れもある。そこで、安全性だけでなく、修復性や事業継続性を考慮し、長周期地震動対策を行うことになった。高さ150mを超える建物では、世界初の長周期地震動対策工事である。

長周期地震動対策として、建物に減衰力を付加し、最大変形はもとより、後揺れを低減することを目的とし、変位依存型オイルダンパーを建物外周部に設置した。近傍の巨大地震（関東地震）と遠方の巨大地震（東海地震）を想定し、最大層間変形角が1/100以内となるように、層間変形角が大きくなる層を中心に、各階12台（短辺方向8台、長辺方向4台）24層の合計288台の制振ダンパーを設置している。制振ダンパーの設置状況を図2に、設置位置を図3に示す。



図1 新宿センタービル

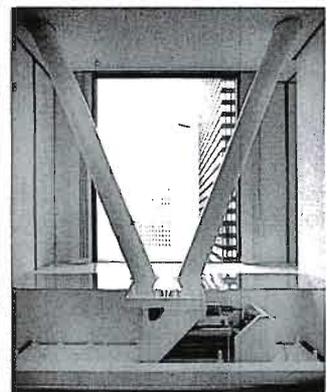


図2 制振ダンパー設置状況

*1 大成建設

Taisei Corporation

制振ダンパーの設置工事は、夜8時から朝6時の夜間工事で、建物を使用しながら工事を行った。ダンパーに取り付けブレースやベースプレートは、PC鋼棒を用いて大梁と圧着接合しており、現場溶接は行っていない。また、非常用EVで運搬することを考慮し、ダンパー取り付け部材を、運搬可能なサイズに分割し、現場で高力ボルト接合している

2.3 変位依存型オイルダンパー

既存の耐震補強技術としては、耐震補強、免震化、制振補強の3つがあるが、耐震補強や免震化は、超高層建物の補強には適していない。

制振補強は、低降伏点鋼などを用いた履歴型ダンパーや、オイルダンパーなどを建物に組み込み、減衰力を付加し、揺れを低減するもので、既存超高層建物の補強に適していると言われている。しかし、図4に示すように、ダンパーの負担した減衰力の反力が、ダンパーの周辺部材に作用するため、既存の柱や梁、基礎を補強する必要が生じるという問題点があった。今回開発した変位依存型オイルダンパーは、大地震時の最大変形付近で減衰力を低減している。そのため、図5に示すように、既存の架構を補強する必要がなく、既存超高層建物の長周期地震動対策に適している。

変位依存型オイルダンパーの仕組みを図6に示す。ダンパーの変形が小さい領域では、オイルがバイパス経路を流れないため、通常のオイルダンパーと同じ特性を持つ。しかし、変形が大きくなると、重なり合った溝から、バイパス経路をオイルが流れ、減衰力が小さくなる。

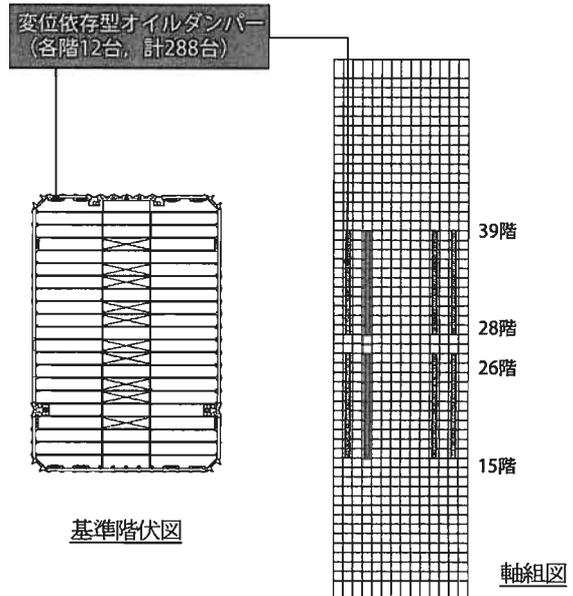


図3 制振ダンパーの位置

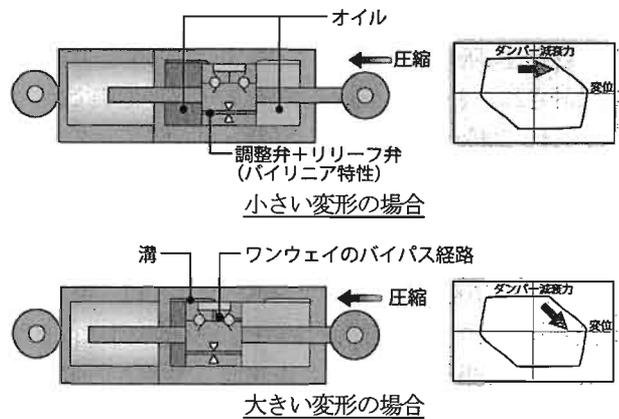


図6 変位依存型オイルダンパーの仕組み

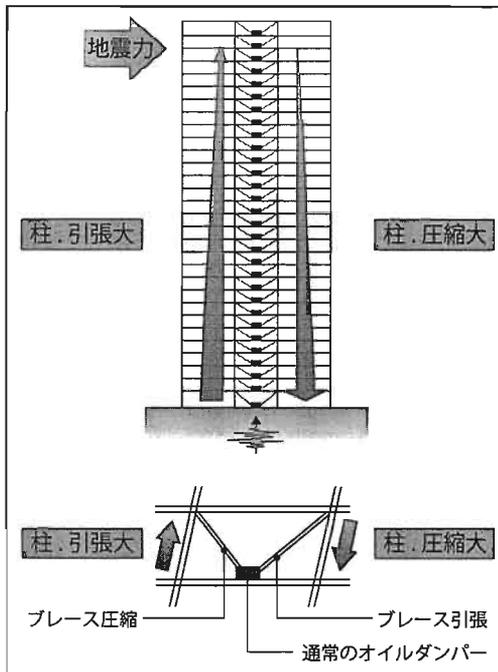


図4 通常のオイルダンパーの周辺部材への付加応力

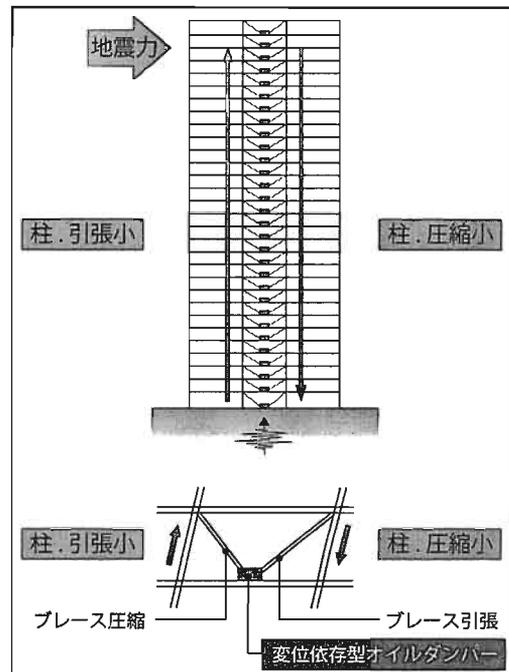


図5 変位依存型オイルダンパーの周辺部材への付加応力

3. 東北地方太平洋沖地震における観測結果と制振効果

3.1 建設地における地震動

東北地方太平洋沖地震は、2011年3月11日14時46分頃に三陸沖を震源として発生したマグニチュード9.0の海溝型地震である。気象庁発表の震度は、宮城県栗原市で震度7を記録し、本建物のある東京都新宿区は震度5弱であった。

図7に、東北地方太平洋沖地震の仙台市宮城野区(K-NET 仙台)と新宿(本建物1Fで観測)の速度応答スペクトル(h=5%)を示す。地震動の大きさの比較用として告示波(稀に発生する地震動と極めて稀に発生する地震動)もプロットしている。新宿における地震動の大きさは、告示波の極稀と稀の中間で、周期1秒以下の短周期成分は小さく、長周期成分(特に2~3秒)が大きかった。

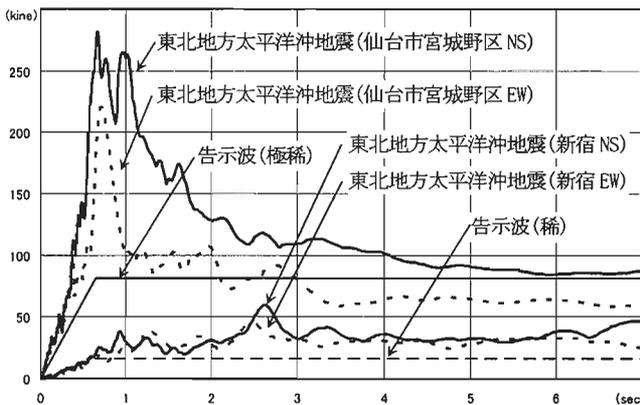


図7 東北地方太平洋沖地震の速度応答スペクトル(h=5%)

3.2 観測結果

本建物では竣工以来地震観測を継続して実施しており、東北地方太平洋沖地震を含む複数の地震観測記録が得られている。東北地方太平洋沖地震で得られた記録の最大値を表1に、加速度波形を図8に、RFの1Fに対する相対変位波形を図9に示す。地震の継続時間は長く、建物が10分以上、揺れていたことが分かる。

また、地震時の1次モードの減衰定数を同定した結果を、最大加速度振幅に対してプロットしたものを、図10に示す。制振補強後に記録された東北地方太平洋沖地震時の減衰定数は、制振補強前に記録されたものと比較して、減衰定数の増加がみられた。

表1 東北地方太平洋沖地震の観測結果最大値

計測震度	最大加速度 (Gal)			最大変位 (cm)	
	長辺	短辺	上下	長辺	短辺
RF	236.0	161.3	—	49.4	54.2
28F	112.7	171.3	—	26.3	33.3
1F	94.3	142.1	57.8	—	—

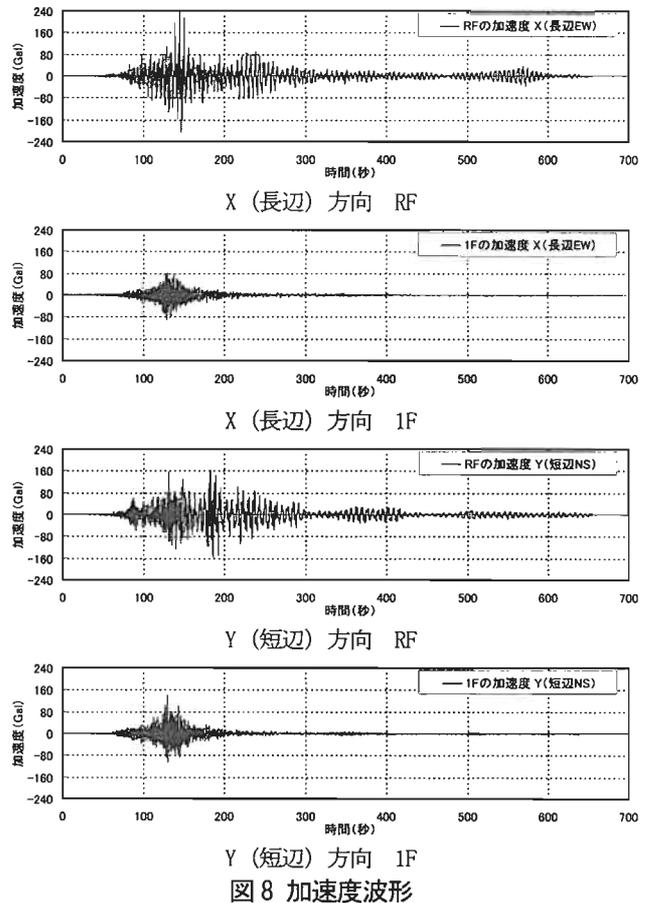


図8 加速度波形

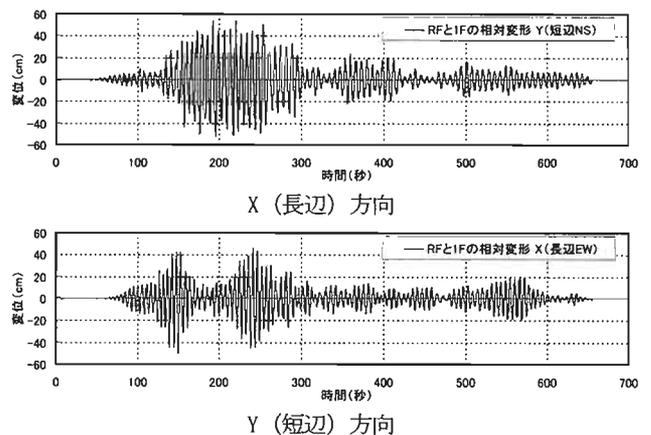


図9 R階の1階に対する相対変位波形

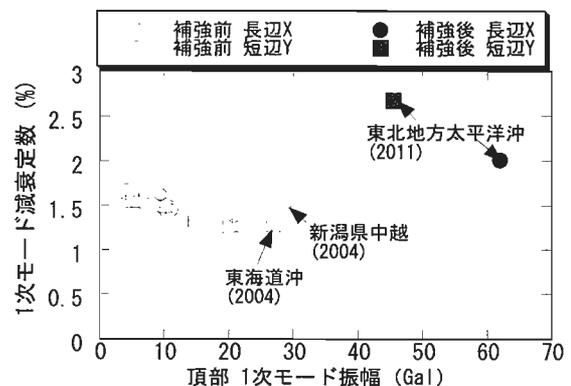


図10 1次モードの振幅と減衰定数の関係

3. 3 制振ダンパーの地震後点検と最大変形

地震後に制振ダンパーの抜き取り点検（23台）を行ったが、傷やさび、塗装剥がれ、油漏れ等の異常がなかった。図11に点検時の様子を示す。また、点検時に、ピストンロッド部の油あとを目視することにより、ダンパーの最大変形を計測した。図12に計測の状況を、表2に、ダンパーの最大変形を示す。



図11 ダンパー点検

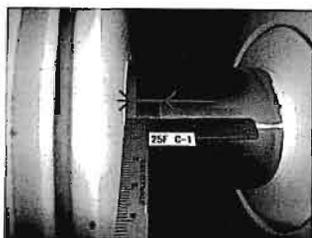


図12 ダンパー変形の計測

表2 ダンパー最大変形

階	長辺方向	短辺方向
15F	8mm	5mm
17F	6mm	12mm
19F	6mm	9mm
21F	8mm	11mm
23F	6mm	8mm
25F	8mm	15mm
28F	6mm	—
29F	6mm	11mm
32F	—	8mm
34F	6mm	11mm
37F	6mm	7mm
39F	4mm	8mm

3. 4 制振効果の検証

東北地方太平洋沖地震における本建物の制振補強の効果を検証する。ここでは、地震時の変形が大きく、制振ダンパーを多く設置した短辺方向について検討する。入力地震動は、本建物の1Fで記録した加速度波形（780秒）を用いたが、制振ダンパーによる地震終了後の後揺れ低減効果を確認するために、地震終了後に自由振動200秒を追加し、計980秒の解析を行った。

観測結果の分析より分かった短辺方向の1次モードの減衰定数は、制振補強前の東海道沖地震と新潟中越地震で1.3%、制振補強後の東北地方太平洋沖地震で2.7%であった。そこで、解析モデルの減衰を、制振ダンパー無しモデルは $h=1.3\%$ 、制振ダンパー有りのモデルは $h=2.7\%$ に設定した。

図13に、制振ダンパーR階の1階に対する短辺方向相対変位の解析結果を示す。最大変形は、制振ダンパー無しが69.8cm、制振ダンパー有りが54.5cm（観測結果は54.2cm）となり、制振ダンパーにより約20%低減していることが分かった。また、最大加速度は、制振ダンパー無しが228.1gal、制振ダンパー有りが156.9gal（観測結果は161.3gal）で、約30%低減している。

図13に、地震終了後（780秒以降）の自由振動の変位波形を示す。地震終了後の変形が、地震終了時の振幅の1/2以下になるまでの時間は、制振ダンパーが無しが

50.2秒、制振ダンパー有りが24.5秒で、約50%低減している。

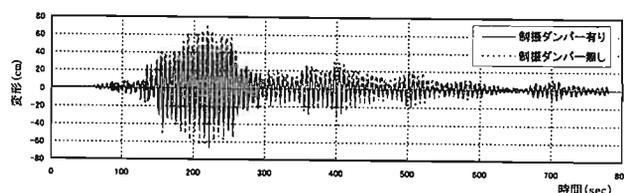


図13 短辺方向R階相対変位波形（解析値）

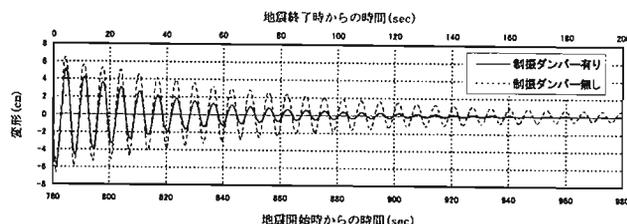


図14 短辺方向R階相対変位 後揺れ（解析値）

5. おわりに

世界的に見ても日本は自然災害の多い国であり、特に地震の発生割合は国土面積に対して非常に高くなっている。また、東海・東南海・南海地震はいつ発生してもおかしくない状況にあり、事業継続への社会的要請が顕著になりつつある。

また、地球環境的には、既存超高層建物を取り壊して新築するよりは、リニューアルして100年程度は使い続けることが望ましい。長く使い続けるということは、長周期地震動を受ける回数も確率的に高くなることを意味しており、安全性だけでなく修復性等を考慮した耐震性の確保が望まれる。

東北地方太平洋沖地震において、長周期地震動対策を行った新宿センタービルでは、制振ダンパーの効果により最大変形と揺れの継続時間が低減されたことが確認された。既存超高層建物では安全性、事業継続性を改めて見直し、より価値の高いものにしていく需要が今後ますます高まってくるものと思われる。

参考文献

- 1) 木村雄一 他：変位依存型オイルダンパーによる既存超高層建物の制振補強その1～2, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 2008年9月, P.515～518
- 2) 木村雄一 他：変位依存型オイルダンパーによる既存超高層建物の制振補強その3～4, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 2009年8月, P.523～526
- 3) 新居藍子 他：地震・風観測モニタリングシステムの開発と超高層建物への適用, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 2011年8月, P.365～366

5. 津波と構造物被害

地質情報に基づく 869 年貞観地震の復元と東北地方太平洋沖地震との比較

RECONSTRUCTION OF THE 869 JOGAN EARTHQUAKE BASED ON GEOLOGICAL EVIDENCE, AND COMPARISON WITH THE 2011 TOHOKU-OKI EARTHQUAKE

宍倉正展^{*1}, 澤井祐紀^{*1}, 行谷裕一^{*1}

Masanobu SHISHIKURA, Yuki SAWAI, Yuichi NAMEGAYA

We reconstructed the tsunami inundation area of the 869 Jogan earthquake by geological evidence such as tsunami deposit, and inferred fault source model by tsunami simulation. From analysis of nearly 400 geological core samples obtained from the Sendai and Ishinomaki Plains, it is inferred that the 869 Jogan tsunami inundated to 3-4 km further inland from shoreline and was generated from subduction mega-thrust fault which has 200 km long and 100 km width off Miyagi and Fukushima. Magnitude and source of the Jogan tsunami is very similar to the 2011 Tohoku earthquake.

1. はじめに

2011 年東北地方太平洋沖地震 (M 9.0) は、日本海溝沿いのプレート境界から発生し、震源となった断層の破壊領域は三陸沖から茨城沖まで約 500 km に及ぶ (図 1)。太平洋沿岸の低地は、津波が最大で 3-4 km も内陸まで浸水し、大きな被害を受けた。このような巨大な地震と津波が日本海溝沿いで起こることは、これまで想定されていなかったが、地質学的手法による古地震の研究結果からは、この地域で過去に巨大津波を伴う地震がくり返し発生していたことが明らかになっており、近い将来の発生の可能性が以前から指摘されていた。

今から 1100 年以上前の西暦 869 年、東北地方に巨大津波を伴った地震が生じていたことが、古文書や地層の痕跡として記録されている。これは貞観地震と呼ばれ、今回の地震に匹敵する規模だった可能性が指摘される。本稿では我々がこれまで行ってきた、仙台・石巻平野における津波堆積物調査等の地質学的情報と、津波シミュレーションに基づいて復元した 869 年貞観地震の津波浸水域と断層モデルについて紹介し、2011 年東北地方太平洋沖地震との類似性について述べる。

2. 古文書の記載について

平安時代の歴史書で、六国史の一つである「日本三代実録」には、貞観十一年五月二十六日 (西暦 869 年 7 月 9 日) に陸奥国に大地震と津波があったことが記載されている。内容を要約すると、陸奥の国で地面が大きく揺れた、しばらくの間、人が立つことができなかった、家が倒されて圧されて死んだ、城郭倉庫や門櫓障壁が崩れた、海では獣の吼えるような音が聞こえ、大津波が陸地

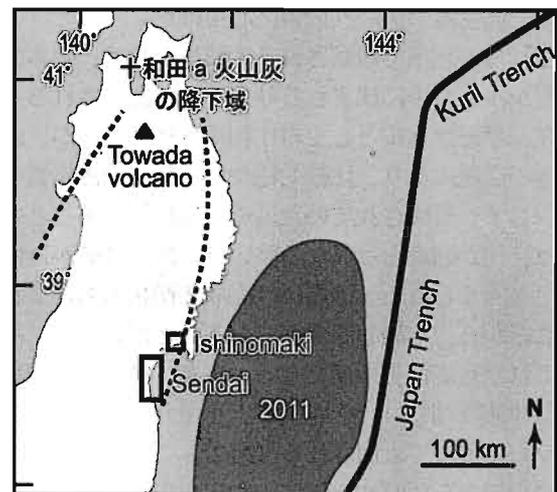


図 1 調査地域と To-a 火山灰の降灰域

を襲った、波が湧き上がり、城下に至った、原野も道もすべて海となった、溺れ死んだものが千人ほど、とある。ここで「城下に至った」とは、当時国府のあった多賀城を指すと考えられ、その城跡が現在の海岸線から 5 km ほど内陸にあることから、かなり内陸奥まで津波が浸水したことがわかる。また原野も道もすべて海になるほどの浸水ということは、今回の仙台平野における浸水状況と似たような光景であったように推察される。

しかし、これらの記載だけでは具体的な浸水範囲や波源の断層まではわからない。そこで我々は 2004 年より仙台、石巻平野において津波堆積物調査を行い、地層の痕跡を頼りに津波浸水域を復元した。

*1 産業技術総合研究所

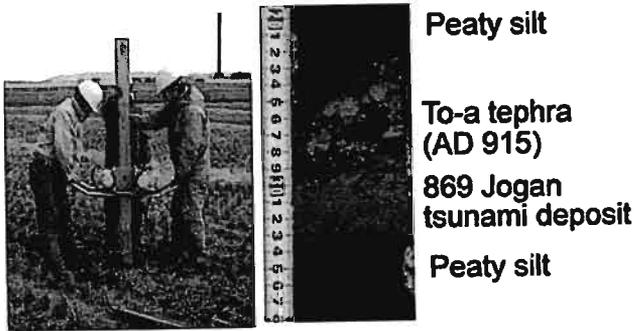


図2 掘削調査風景と得られた地層の試料

3. 過去の津波の地質学的証拠

仙台平野における津波堆積物については、東北大学などの調査によって20年以上前からすでに報告されていた¹⁾²⁾。しかし、情報が断片的であったことから、筆者らは石巻平野や福島県北部沿岸を調査地域に加えて、広範囲で高密度のデータ取得に心掛けた。

これらの地域で観察される津波堆積物は、基本的に泥炭質シルトの中に挟まれる砂層として認識される(図2)。現在、平野は水田として耕作利用されているが、以前は湿地の環境にあり、比較的穏やかな環境で泥炭質の土壌が少しずつ形成されていた。そこに砂層があるということは、何か通常とは異なる強い水の流れて砂が運ばれてきたと考えられる。砂層には海成の微化石も含まれていることから、その起源が海であることがわかり、津波で運ばれた可能性を指摘できる。また、869年貞観地震による津波堆積物は、そのすぐ上を覆う火山灰層(To-aテフラ)によって識別される(図2)。この火山灰層は、成分の分析から西暦915年に十和田火山から噴出したものであることがわかり(図1)、その直下(直前)の津波ということで貞観地震であることが断定できる。

過去の津波の浸水域の復元において、重要なことの一つは、津波襲来時の海岸線の位置の特定である。仙台平野や石巻平野は、浜堤と呼ばれる波打ち際で形成される微高地の地形が列をなして発達しており(図3)、およそ6000年かけて徐々に海岸線が前進しながら形成されたと考えられる。したがって貞観時代と現在とでは海岸線の位置が大きく異なる。各浜堤の後背湿地でTo-a火山灰が分布するかどうかを確認したところ、現在の海岸線からおよそ1kmほど内陸の位置にある浜堤を境に、それより海側には火山灰が分布していなかった。すなわちその浜堤の位置に海岸線があったときにTo-a火山灰が降下堆積したことがわかり、貞観地震時のおおよその海岸線位置と考えられる。

貞観地震の津波堆積物の分布を合計40カ所近くの地点における掘削調査で確認した結果、当時の海岸線からおおよそ3~4km内陸まで分布していることが明らかになった³⁾⁻⁵⁾(図3)。

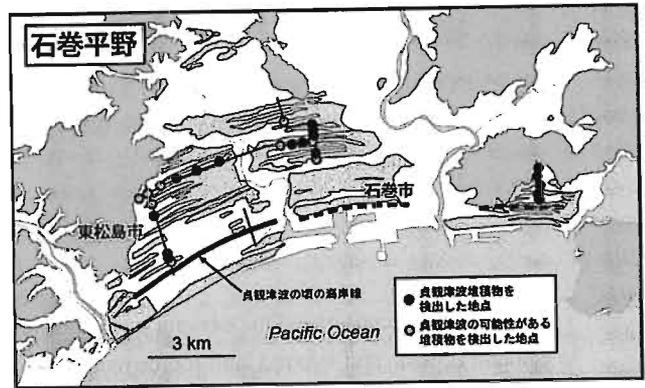


図3 石巻平野における貞観地震の津波堆積物の分布域

4. 断層モデルの推定

このようにして復元した貞観地震の津波浸水域は、波源の断層モデルを推定する上で非常に貴重なパラメータとなる。器械観測記録のない歴史・先史時代の津波の波源については、波形データなどから直接的に決められないので、まず想定しうる断層モデルを14のパターンで準備した。そしてそこからコンピューター上で模擬的に津波を発生させ、平野上をどこまで浸水するかシミュレートし、どの断層モデルの計算結果が、最も津波堆積物による浸水域と一致するかを試行錯誤で決めていった。その結果、断層の位置は、宮城県から福島県の沖合における太平洋プレートと北米プレートとの境界面で、長さ200km、幅100km、そこから発生する地震のモーメントマグニチュードは8.4と推定された⁶⁾⁷⁾(図4)。

ただしあくまでもこれは仙台・石巻平野と福島県北部沿岸の津波堆積物の分布範囲に基づいた推定であり、必要最低限のモデルであることに留意する必要がある。

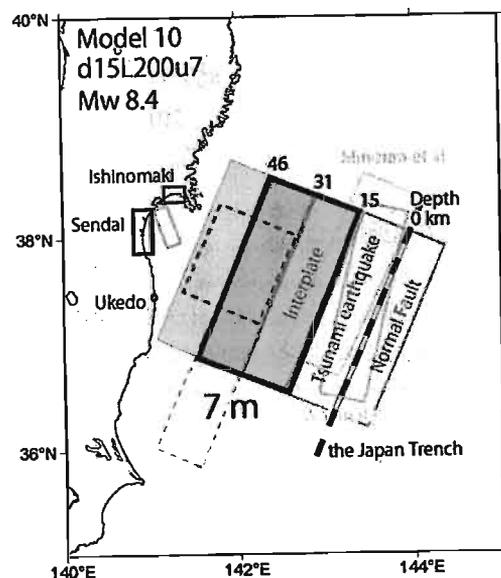


図4 869年貞観地震の推定断層モデル

5. 貞観地震と2011年の地震との比較

貞観地震と東北地方太平洋沖地震とで、どの程度共通性があるのかを検証するため、仙台平野において、貞観地震における津波の内陸側における推定浸水域の位置と、国土地理院が示す今回の津波の浸水域とを重ねてみた。図5のように、両者は非常によく一致することがわかる。ただし注意しなければならないのは、貞観時代と現在とで海岸線の位置が異なることと、貞観は津波堆積物の位置、今回の津波は実際に水が来た位置で比較していることである。このため正確な比較のためには、今回の津波による堆積物の位置を確認する必要がある。

地震後に行った調査で、今回の津波による堆積物を観察した結果、基本的には砂質堆積物とそれを覆う泥質堆積物で認識された。海岸付近での砂質堆積物の厚さは最大70 cmにも及ぶが、その層厚は陸側へ行くに従い徐々に減じていき、海岸線から3 km程度行くと、およそ1 cm程度まで薄くなる。そして4 km程度ではほぼ見えなくなって分布が途絶える。しかし実際の津波の浸水はそこからさらに1~2 km程度内陸まで到達していた。つまり堆積物の痕跡を残さず、水だけが内陸奥まで移動していたことを意味する。

このように砂質堆積物の海岸線からの到達距離で見れば、貞観も今回も3~4 km程度で、津波の浸水規模はほぼ同程度であることがわかる。ただし、貞観当時と現在とでは人工構造物の有無などが大きく影響している可能性があり、津波そのものの規模が同じだったとまでは断定できない。

次に断層モデルについて比較すると、貞観地震の推定断層は、今回の地震の破壊領域と重なるが、長さ、幅とも小さく、推定マグニチュードは8.4と今回の地震のM9.0とは圧倒的な差がある。この理由は貞観地震の津波堆積物が、三陸海岸や茨城県沿岸で未発見であったことが大きく影響している。もし今後、これらの地域でも貞観地震による津波の痕跡が見つかれば、断層長は南北に延びるはずである。また従来、貞観地震の津波の浸水範囲を津波堆積物の位置までと仮定していたが、実際の水の浸水がさらに内陸奥まで達しうることを考慮すると、波源の断層の規模も当然大きくなる。したがって今後の調査と浸水範囲の検討次第で貞観地震の規模も、実際には今回と同じM9クラスであった可能性が出てくる。

一方、今回の地震で特徴的だったプレート境界浅部の大きなすべりが、貞観地震でもあったかどうかを検討するため、シミュレーションを行った。しかしプレート浅部のすべりの有無で平野の浸水域に大きな変化はみられず、現時点で仙台や石巻の津波堆積物の情報だけでは判断できない。

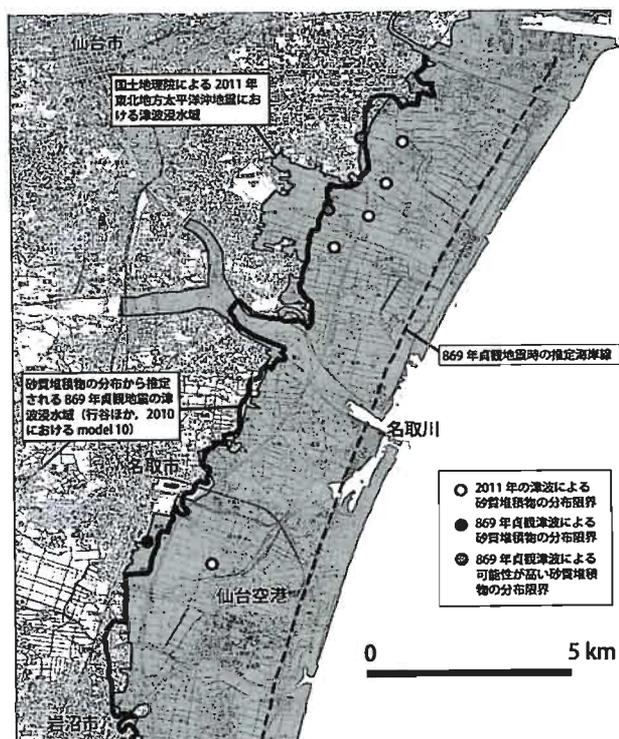


図5 869年貞観地震と2011年東北地方太平洋沖地震における津波浸水域の比較

6. まとめ

本研究では、仙台、石巻平野における津波堆積物の分布を明らかにし、そこから869年貞観地震の津波浸水範囲を復元した。その結果、津波は当時の海岸線から約3~4 kmも内陸まで浸水したことがわかった。それに基づいて、津波シミュレーションによる浸水計算との対応関係を、様々なパターンの断層モデルで検討したところ、宮城県から福島県沖のプレート境界における長さ200 km、幅100 kmの断層が推定された。そのモーメントマグニチュードは少なくとも8.4と推定される。

これらの結果を2011年東北地方太平洋沖地震による津波や波源と比較したところ、仙台、石巻平野の浸水域に関しては、おおまかにみてほぼ同規模であることが明らかになった。一方、断層モデルは貞観の方が小さいが、これは元となる地質学的データが限られていたことが大きな原因である。

今回の地震前に、貞観地震の再来を考慮していれば、少なくとも仙台、石巻の津波浸水域に関しては想定可能であったと考えられる。貞観地震の研究成果は、今回の地震の前からすでに公表されており、地震調査研究推進本部では、それに基づいて日本海溝沿いにおける地震の評価を見直し、2011年4月に公表予定であった。しかし、その直前に地震が発生してしまったため、防災対策に活かすことができなかった。

将来起こりうる地震、津波の規模を評価するには、過去に生じた諸現象に基づいて検討する必要がある。特に、ごくまれにしか起こらない超巨大地震は、その発生サイクルが数百年以上と長いので、歴史記録に残りにくく、地層や地形に記録された痕跡から過去を探る以外に方法がない。今後、巨大地震の発生が危惧される千島海溝や相模、南海トラフなどにおいても地質学的手法を用いた調査、研究が重要になってくるだろう。

謝辞

本研究における現地調査や津波浸水計算の検討においては、筆者らのほかに岡村行信氏と佐竹健治氏（東京大学）が関わっており、藤原 治氏、谷川晃一朗氏、小松原純子氏、楮原京子氏、木村治夫氏、佐藤伸枝氏（以上、産業技術総合研究所）、藤野滋弘氏（筑波大学）、鎌滝孝信氏（秋田大学）、藤井雄士郎氏（建築研究所）、Than Tin Aung 氏（シュルンベルジェ）にご協力いただきました。現地調査に当たって地権者の方々や関係自治体には調査のご理解をいただき、便宜を図っていただきました。

福島県の地形作成においては、国土地理院から「海岸における 3D 電子地図」を提供して戴き、福島県から「福島県沿岸部地形データ」を提供して戴きました。今泉俊文氏（東北大学）および石山達也氏（東京大学）には、福島県浪江町請戸地区の津波堆積物の調査結果を提供して戴きました。

各位に深く感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 阿部 壽・菅野喜貞・千釜 章：仙台平野における貞観 11 年（869 年）三陸津波の痕跡高の推定。地震 2 輯, 43, pp.513-525, 1990.
- 2) Minoura, K., Nakaya, S.: Traces of tsunamis preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan. *Journal of Geology* 99, pp.265-287, 1991.
- 3) 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原 治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝：ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野（仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町）における古津波痕跡調査。活断層・古地震研究報告, 7, pp.47-80, 2007.
- 4) 澤井祐紀・宍倉正展・小松原純子：ハンドコアラーを用いた宮城県仙台平野（仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町）における古津波痕跡調査。活断層・古地震研究報告, 8, pp.17-70, 2008.
- 5) 宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than Tin Aung・石山達也・藤原 治・藤野滋弘：石巻平野における津波堆積物の分布と年代。活断層・古地震研究報告, 7, pp.31-46, 2007.

- 6) 佐竹健治・行谷佑一・山木 滋：石巻・仙台平野における 869 年貞観津波の数値シミュレーション。活断層・古地震研究報告, 8, pp.71-89, 2008.
- 7) 行谷佑一・佐竹健治・山木 滋：宮城県石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における 869 年貞観津波の数値シミュレーション。活断層・古地震研究報告, 10, pp.1-21, 2010.

2011年東北地方太平洋沖地震における津波の波力と構造物の被害

TSUNAMI LOAD EVALUATION BASED ON DAMAGE OBSERVATIONS AFTER THE GREAT EAST JAPAN EARTHQUAKE

中埜良昭^{*1}, 浅井竜也^{*1}, 館野公一^{*2}

Yoshiaki NAKANO, Tatsuya ASAI, Tomokazu TATENO

To design and construct buildings resistive to tsunami loads, quantitative evaluations of tsunami load applicable to structural design is most essential. Although coastal regions in Japan are highly susceptible to tsunami disasters and have been repeatedly devastated by killer tsunamis, few researches have been made for practical design tsunami loads for buildings. In this paper, the relationship between structural damage, strengths, and inundation depth is quantitatively studied to discuss the tsunami load based on field surveys after the Great East Japan Earthquake.

1. はじめに

建築物に作用する津波荷重に関する検討は、内閣府の「津波避難ビル等に係るガイドライン」¹⁾およびこれが参照する(財)日本建築センターの津波避難ビルの構造設計法²⁾、2004年スマトラ島沖地震津波の被害調査結果に基づく上記荷重算定式の妥当性の検討³⁾、波力に対する開口の影響に関する検討⁴⁾等があるが、依然津波被害の定量的調査や津波荷重の評価に関する研究は極めて少ない。

本稿では2011年東北地方太平洋沖地震による津波被害調査に基づく津波荷重の検討結果について、文献5)、6)に追加検討を加え報告する。なお本稿は国土交通省平成23年度建築基準整備促進事業「40.津波危険地域における建築基準等の整備に資する検討(研究代表者:中埜良昭)」において現在議論されている内容を一部含むもので、ここで用いたデータの詳細は文献5)を参照されたい。

2. 調査概要

2.1 調査地域と調査の基本方針

調査は2011年4月初旬から6月下旬にかけて、青森県八戸市から福島県相馬市で実施した(図1)。本調査では、以下の(1)~(3)を満たす構造物について津波荷重と構造耐力の関係を検討すべく、構造諸元の詳細を調査した。

- (1) 調査対象の耐力が実測結果から比較的容易に推定できること、
- (2) 調査対象位置での浸水深 η_m が明確であること、
- (3) 津波荷重を直接的かつ単純に評価できること。

今次津波において各地で撮影された津波来襲時の記録映像によると、主に三陸地方で見られたような津波が何波も来襲し徐々に浸水深を増す波や、急斜面を跳ね上がる波、仙台平野で見られたような低い浸水深で数キロ内陸まで到達する波など、津波の形状は多種多様で、4章

で後述する設計用浸水深 h に対応させるべく浸水深 η_m をどのように定義・計測するかは難しい問題であった。

そこで、津波ハザードマップ作成時には建築物等の地上の構造物による局所的な影響は無視したシミュレーションによる、いわゆる通過波に基づくのが通例であることを考慮して、

本検討では次のように定義し計測した。すなわち、久慈から女川までの三陸地方では記録映像からも確認できるように、津波を受けた建築物の前面と背面の津波の痕跡深に大きな差異は見られなかったため、痕跡の最高位置を検討用の計測浸水深 η_m とした。一方、石巻から相馬までの平野部では、筆者らの調査では前面の津波の痕跡深は側面もしくは背面の痕跡深の約1.25倍~1.35倍であり、前面に跳ね上がりの痕跡が見られたため、側面または背面の津波の痕跡深を検討用の計測浸水深 η_m とした。

2.2 調査構造物と調査・記録項目

本調査では、(a)単純な架構形式の建築物、(b)塀、(c)RC・CB造柱(橋脚、門柱等)、(d)石碑、(e)防潮堤、(f)S造フェンス、を調査対象とし、無被害を含む130件を超える構造物で詳細にデータを収集した。詳細調査における記録項目は以下の通りである。

- ①所在地およびGPS記録(緯度、経度)、②周辺の特徴(平坦地、海岸直近、建物のかげ等)、③調査対象の用途



図1 調査地域

*1 東京大学生産技術研究所

Institute of Industrial Science, The University of Tokyo

*2 (財)日本建築防災協会

The Japan Building Disaster Prevention Association

と構造種別 (RC/CB/石造等), ④被害形態 (構造/非構造被害の有無, 転倒/傾斜/ひび割れ等の被害程度), ⑤浸水深とその推定方法 (実測/ヒアリング, 水痕/ガラス破損等), ⑥構造物寸法 (外形, 壁厚等), ⑦鉄筋情報 (規格, 間隔, 位置, 破断有無等), ⑧調査対象の全景・周辺写真, ⑨簡単なスケッチあるいは寸法のわかる写真
 なお, これらの内, 耐力評価対象構造物として選定した(a)~(e)の代表的な被害状況を写真1に示す。

3. 調査構造物の水平耐力の評価

2.2節の(a)に代表される建築物の水平耐力は, 実測寸法をもとに第1次診断法⁷⁾により, コンクリート強度をシュミットハンマー試験結果を参考に 21N/mm^2 , 単位面積重量を 14kN/m^2 , 柱の靱性指標 (F 値) を一律 1.0 とそれぞれ仮定して算定した。なお, 本検討の対象建築物には転倒したものは含まれないため, 浮力の影響は無視した。

一方, (b)~(e)に代表される単純な工作物の水平耐力は, その破壊形式に応じて, ひび割れ耐力 M_c , 曲げ降伏耐力 M_y , 曲げ破断 (主筋破断) 耐力 M_u , 転倒耐力 M_{or} , 滑動耐力 P_s を算定した。鉄筋強度は現地サンプル鉄筋を入手した場合は引張試験結果を, それ以外は丸鋼の規格を SR235, 異形鉄筋の規格を SD295A と仮定し, 耐震診断基準⁷⁾に従い降伏強度 σ_y を仮定し, また鉄筋破断強度 σ_u は上記試験結果を参考に規格降伏点強度の 1.7 倍とした。

4. 津波荷重の評価とその実被害との比較

4.1 評価の手順

構造物に作用した津波荷重は, 津波避難ビルを対象として(1)式で表される文献2)の設計用津波波圧算定式を参

考に(2)式の形式で設定し, これによる波力と3章で求めた耐力が等しくなる時の係数 a を「水深係数 a 」と定義し, 調査対象ごとに水深係数 a を逆算した。

$$q_x = \rho g (3h - z) \quad (1)$$

$$p_x = \rho g (a\eta_m - z) \quad (2)$$

q_x : 文献2)による構造設計用の津波波圧 (kN/m^2)

ρ : 水の単位体積質量 (t/m^3) (ここでは 1.0 とした)

g : 重力加速度 (m/s^2)

h : 設計用浸水深 (m)

z : 当該部分の地盤面からの高さ (m)

(1)式で $0 \leq z \leq 3h$ (2)式で $0 \leq z \leq a\eta_m$

p_x : 計測浸水深 η_m 時の津波波圧 (kN/m^2)

a : [耐力相当時の浸水深 $a\eta_m$] / [計測浸水深 η_m]

η_m : 計測浸水深 (GL からの実測値で定義) (m)

(1)式による波圧分布は, 図2に示す通り設計用浸水深 h の3倍の高さに達する三角形分布 (波圧分布の最下部で静水圧の3倍となる最大波圧) を想定したものである。なお津波荷重は浸水深, 構造物の高さ, 立面形状等の影響を受けるため, 文献2)では複数の評価法が提示されているが, ここでは最も基本と考えられる図3の2ケースを対象とした³⁾。なお受圧面に開口を有する建築物に津波荷重が作用する場合は, [1-受圧面開口率 (受圧面の開口部面積/受圧面の建築物見付け面積)] を低減率 α と定義し, 高さ方向に一樣に α を乗じて波圧を低減させた。

4.2 水深係数 a に基づく津波荷重評価

調査事例のうち前述の検討が可能と判断した比較的単純な工作物 42 件および RC 造建築物 8 棟を選定し, これ

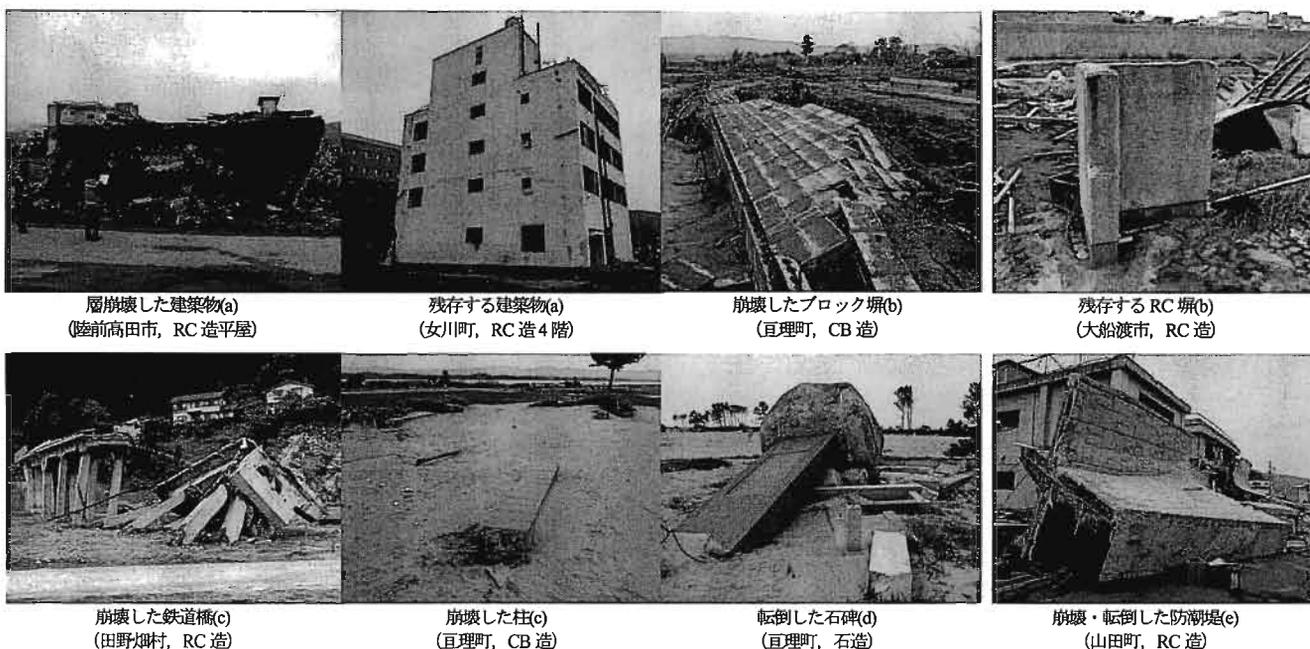


写真1 被害事例 ((a)~(e)は2.2の構造物の分類記号を表す)

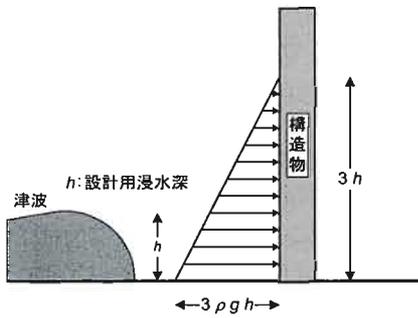


図2 設計用津波波圧分布²⁾

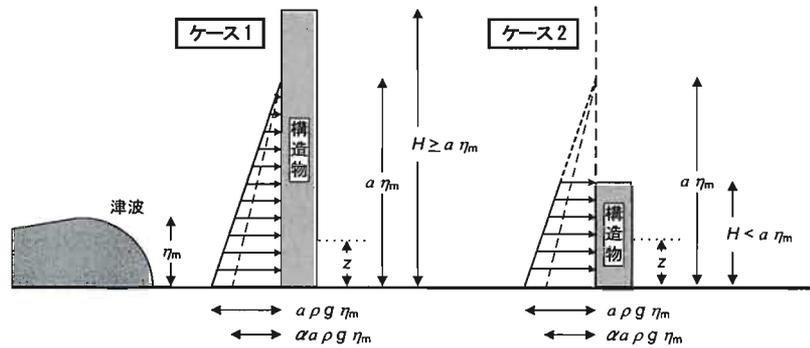


図3 本検討で想定した計測浸水深 η_m 、構造物高さ H と波圧分布 ρ_x の関係

らを対象に「計測浸水深 η_m 」と「水深係数 a 」の関係を検討した結果を図4に示す。ここでは津波波力が構造物の立地条件により異なることを想定し、海側に津波の波力低減を期待し得る遮蔽物がある構造物と、ない構造物とに分類した。本検討では遮蔽物として釜石市、大船渡市、女川町に設置された湾口防波堤と、陸前高田市、石巻市、仙台市などに見られる津波高さに対し波力低減に十分な高さを有すると考えられる防波堤・防潮堤を想定した。また気仙沼湾内に来襲した津波は、八ヶ崎地区を通過し波力が低減されたと考え、八ヶ崎地区を遮蔽物と想定した。ただし、山田町や大槌町のように防潮堤自身を検討対象とする際は、遮蔽物がない場合に分類した。

図中の○と◇は被害のない工作物と残存する建築物を、×と*は崩壊した工作物と建築物を、△はわずかに傾斜、ひび割れ等の軽微な損傷が見られる工作物を、それぞれ示している。すなわち○と◇は作用した津波波力が構造物の耐力より小さかったこと、×と*は作用した津波波力が構造物の耐力より大きかったこと、△は両者が同程度であったこと、をそれぞれ意味し、○および◇と×および*の境界を探ることで津波波力の推定を試みた。

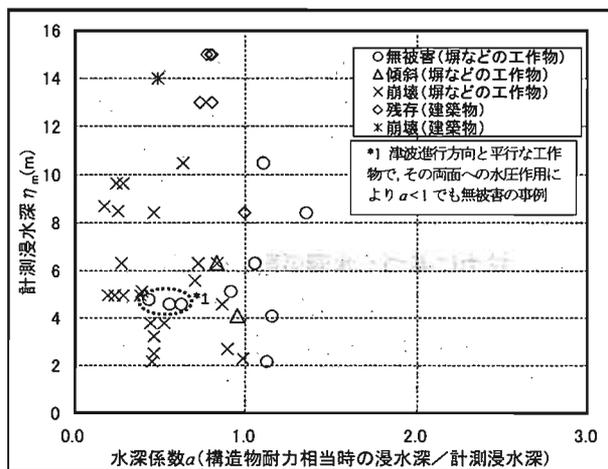
図4(a)によると遮蔽物による波力低減効果が期待できる場合は、計測浸水深 η_m が概ね10m以下の場合では図

中の*1のデータ群を除けば被害の有無(○と×等)の境界は水深係数 $a=1$ 程度(計測浸水深 η_m 相当)である。また計測浸水深 η_m が概ね13mを超える場合には水深係数 a が1を下回る建築物も残存し、これらには計測浸水深相当以下の静水圧荷重しか作用しなかったと推察される。一方、波力低減効果が期待できない場合を同図(b)に示す。調査対象群には該当する建築物はなく、比較的単純な工作物のみである。×が水深係数 $a=1$ を超えて数例プロットされており、計測浸水深の概ね1.5倍以上の静水圧に相当する波力が作用したものと考えられ、遮蔽物の有無による波力低減効果の差が見られる。これらの結果を表1にまとめて示す。

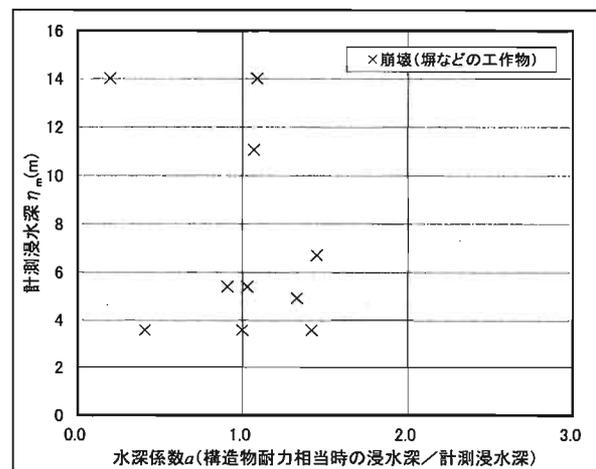
表1 被害・無被害の境界となる水深係数 a の値

水深係数 a	遮蔽物あり	遮蔽物なし
三陸地方 平野部	$a=1$ ※ただし三陸地方の浸水深が概ね13m以上の地域では1を下回る	$a=1.5$ 以上

2004年スマトラ島沖地震津波を対象とした検討結果³⁾によると、水深係数 a は2~2.5程度で本検討による結果と比較して大きい。これは、前者の調査³⁾では遮蔽物による波力低減効果を期待できる構造物が全くない海岸直近



(a) 遮蔽物による波力低減効果が期待できる場合



(b) 遮蔽物による波力低減効果が期待できない場合

図4 計測浸水深と被害程度の関係(比較的単純な工作物およびRC造建築物)

の工作物および建築物に直接的に津波が作用した事例が多かったことが理由の一つとして考えられる。

5. 抗力に基づく水深係数 a の妥当性の検討

4章で検討した(2)式は、陸上など水が無い所に来襲した津波による衝撃波力を考慮した式である。しかし、2011年東北地方太平洋沖地震による津波では、徐々に構造物が浸水し、衝撃波力というよりは抗力が構造物に作用している記録映像が多く見られた。そこで、抗力による津波波力の検討を行い、4章の結果と比較した。

5.1 抗力に基づく津波荷重評価の手順

抗力 F_D は一般的に(3)式で表わされる。抗力係数は、本調査の対象構造物はほぼ四角形であることから、 $C_D=2.0$ と仮定し(4)式を得る。

$$F_D = \frac{1}{2} \rho C_D u^2 A_D \quad (3)$$

$$F_D = \rho u^2 A_D \quad (4)$$

F_D : 抗力 (kN)

ρ : 流体の密度 (t/m^3)

C_D : 抗力係数

u : 流速 (m/s)

A_D : 津波進行方向から見た受圧部分の見付面積 (m^2)

一方、図5に示すような等圧分布波圧を仮定し、破壊形式に応じて3章で求めた構造物の耐力に相当する波圧を ω とすると、その時の水平力 V は(5)式で表せる。ここで、波圧の作用高さは津波が構造物を越流しない場合は計測浸水深 η_m 、越流する場合は構造物の高さ H とする(図5)。また、開口に波圧は作用しないとした。よって、 $F_D=V$ とすると、構造物の耐力相当時の流速 u は(6)式で表せる。また流勢の指標となるフルード数 Fr は流速 u と浸水深 η_m で関係づけられ、構造物の耐力相当時のフルード数 Fr は、既出の波圧 ω 、計測浸水深 η_m および重力加速度 g を用いて(7)式で表せる。

$$V = \omega A_D \quad (5)$$

$$u = \sqrt{\omega / \rho} \quad (6)$$

$$Fr = \frac{u}{\sqrt{g \eta_m}} = \frac{\sqrt{\omega / \rho}}{\sqrt{g \eta_m}} \quad (7)$$

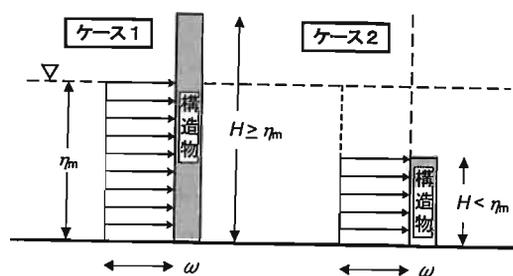


図5 抗力による検討での想定

以上より、構造物の耐力相当時の波圧 ω を用いて(6)式、(7)式から流速 u とフルード数 Fr を算出し、3章と同様、構造物被害の有無の境界値から津波荷重を推定する。

5.2 構造物の被害程度と抗力式に基づく津波荷重評価

5.1節に基づき算出した構造物の耐力相当時の波圧、流速、フルード数 Fr を図6に示す。図中の*1で示した構造物群は津波進行方向と平行に配置されたな工作物で、波力の影響を受けにくく、耐力相当時の波圧や流速が低いにもかかわらず無被害である事例のため、本節の境界値に関する詳細な検討からは除外した。なお図6では、4章で示したとおり遮蔽物の有無が議論の重要な要因となると考え、まず遮蔽物の有無で構造物群を二分し、これらを左から順に北から並べて示した。また図中のアルファベット記号は各構造物の破壊モード (Y: 鉄筋降伏, U: 鉄筋破断, S: 滑動, O: 転倒) を表す。

まず構造物に作用した波圧は、図6(a)より遮蔽物のない場合では 85kN/m^2 程度以上、遮蔽物のある場合は $15\sim 30\text{kN/m}^2$ 程度と推定される。

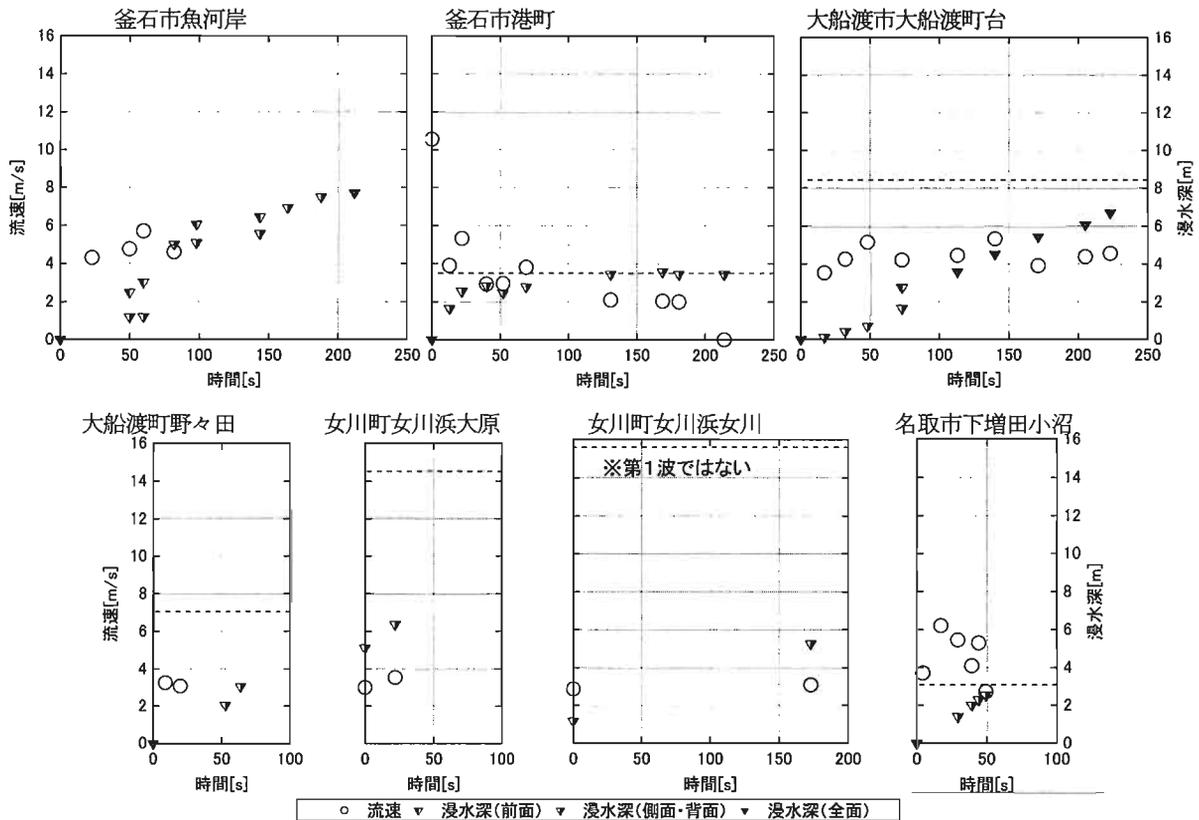
流速は、図6(b)より遮蔽物のない場合では 9m/s 程度以上、遮蔽物のある場合では $4\sim 6\text{m/s}$ であったと推定される。算出された流速と実際の流速を比較するため、津波来襲時に撮影された記録映像を利用して、三陸地方の釜石市 (2か所)、大船渡市 (2か所)、女川町 (2か所)、仙台平野の名取市 (1か所)、の計7か所 (いずれも防波堤、防潮堤など津波の波力低減効果を期待し得る構造物を有する地域) で流速を算定した。なお女川浜女川以外の6か所は津波第一波であることを確認している。図7に映像より算定した流速を示す。流速は最大浸水深の大小にかかわらずいずれも概ね $3\sim 6\text{m/s}$ 程度であり、抗力式により算出された値 ($4\sim 6\text{m/s}$) と整合している。

フルード数は、図6(c)より遮蔽物のない地域では1.2以上、遮蔽物のある地域のうち三陸地方では $0.5\sim 0.65$ 程度、同平野部では 0.8 程度で、遮蔽物のある地域では三陸地方の方が平野部よりもやや低い。図6(b)で遮蔽物のある地域では三陸地方の流速は平野部と比べ同程度もしくはやや高めの値であるにもかかわらずフルード数が逆転することを考えると、三陸地方は浸水深が高い割に流速は低かった (流勢が低かった) ことがわかる。

5.3 抗力に基づく水深係数 a の検討

前節で示したとおり、抗力に基づき算出した流速は、記録映像から算定される流速と概ね対応し、よってこれに基づき算出されたフルード数 Fr も実情を反映していると考え、本節ではフルード数を用いて水深係数 a を評価し、これを表1の水深係数 a と比較する。

a_{η_m} が構造物の高さを超えず、無開口の構造物の場合



※流速、浸水深の算定を開始した時刻を0秒とし、実測が可能であった時間までをグラフにした。なお、図中の破線は各地域の計測浸水深 η_m を表す。

図7 記録映像から算定された津波の流速と浸水深

した結果を表2に示す。結果を表1と比較すると、遮蔽物あり、なしそれぞれで、表1の水深係数 a は表2の値の平均的な数値であり、両者の結果は概ね一致した。

表2 抗力に基づき算定した被害・無被害の境界となるフルード数 F_r と水深係数 a の値

	遮蔽物あり	遮蔽物なし
三陸地方	$F_r=0.65$ $\Rightarrow a=0.92$	$F_r=0.9$ 以上 $\Rightarrow a=1.27$ 以上
平野部	$F_r=0.8$ $\Rightarrow a=1.13$	$F_r=1.2$ 以上 $\Rightarrow a=1.70$ 以上

6. まとめ

本検討で得られた知見を以下にまとめて示す。

- ①浸水深に基づく検討から表1に示す水深係数 a が得られ、遮蔽物の有無による波力低減効果の差が見られた。
- ②抗力に基づく検討から表2に示す数値が得られ、その結果は①と平均的に整合した。
- ③本検討で評価された津波荷重は、既往の提案²⁾や検討結果³⁾と比較するとやや低いが、これは海側に波力低減を期待し得る遮蔽物がない地域のプロット数が限られていることが理由の一つとして考えられる。

なお、今回の検討は特定の津波災害、地域における検討であり、また遮蔽物のない地域では無被害の構造物のデータがないなど限られたデータに基づくものであるた

め、設計用の津波荷重を評価するにはさらに設計用浸水深の評価精度、建築物・施設の重要度、実験結果や他の調査結果との整合性なども併せて考慮する必要がある。また、浮力や衝突などに対する検討も重要な課題である。

謝辞

本稿は、国土交通省 平成23年度建築基準整備促進事業「40.津波危険地域における建築基準等の整備に資する検討（研究代表者：中埜良昭）」において議論された内容を一部含んでいる。関係各位には貴重な意見を賜り、ここに謝意を表する。

参考文献

- 1) 内閣府：津波避難ビル等に係るガイドライン，2005.6
- 2) 岡田恒男，菅野忠，石川忠志，扇丈朗，高井茂光，浜辺千佐子：津波に対する建築物の構造設計法について－その1：予備検討－，ビルディングレター，2004.10/同上－その2：設計法(案)－，ビルディングレター，2004.11
- 3) 中埜良昭：スマトラ島沖地震津波の被害調査結果に基づく津波避難施設の設計外力評価，日本建築学会技術報告集，第13巻 第25号，pp.337-340，2007.6
- 4) 奥田泰雄・阪田升：建築物に作用する津波のシミュレーション その2 開口部の影響，日本建築学会大会学術講演梗概集 B-1，pp.77-78，2008.9
- 5) 東京大学生産技術研究所：平成23年度 建築基準整備促進事業「40.津波危険地域における建築基準等の整備に資する検討」中間報告，平成23年7月 <http://www.niim.go.jp/japanese/organization/kenchiku/iinkai/20110818pdf/siryoul.pdf>
- 6) 中埜良昭：津波と建築構造，建築雑誌，pp.34-35，2011.10
- 7) (財)日本建築防災協会：既存鉄筋コンクリート造建築物の耐震診断基準・同解説，2001.10

6. 資料

第38回地盤震動シンポジウム(2010)報告

保井美敏*

1. はじめに

標記シンポジウムが、日本建築学会地盤震動小委員会の主催で、2010年12月3日(金)10:00~17:30、建築会館ホールにて約160名の参加者を集めて開催された。司会は、午前の部：大野 晋(東北大学)・永野正行(東京理科大学)、午後の部：松島信一(京都大学)・神野達夫(広島大学)、総合討論：高井伸雄(北海道大学)・境 有紀(筑波大学)が担当した。主旨説明の後、午前の部「観測記録に基づく短周期地震動研究の最新動向」では、4題の話題提供があった。昼食休憩後、武村雅之(小堀鐸二研究所)により「研究の原点は気象庁：震度とマグニチュードへのこだわり」と題する特別講演の後、午後の部「短周期地震動予測のための震源と地下構造のモデル化」では、5題の話題提供があった。その後、「広帯域の入力地震動予測に向けて」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加藤研一(小堀鐸二研究所)より、長周期の方法論はある程度道筋がついてきているのに対し、短周期の評価は難しいと考えられることから、今年は短周期を対象とした。短周期では震源の不均質性や伝播経路の散乱等不均質性の影響を受ける。短周期入力地震動評価は発展途上にあるのは間違いなく、それをどう解決し、わからない点をどう判断して耐震設計に反映するかの討論をお願いしたいとシンポジウムの主旨説明があった。

3. 話題提供・特別講演

午前の部「観測記録に基づく短周期地震動研究の最新動向」では、4題の話題提供があった。

佐藤智美(清水建設)は「強震観測記録に基づく短周期レベルと破壊伝播効果に関する研究」と題して、横ずれ断層と逆断層に分類した地殻内地震、プレート境界地震およびスラブ内地震について短周期レベルと地震モーメントの関係を紹介した。破壊伝播効果に関する研究として、破壊伝播補正係数がスペクトル及ぼす影響や、経時特性にみられる破壊伝播効果についての研究を紹介し、最新の知見をまとめた。以下の質疑応答がなされた。大野(東北大学)：短周期レベルについて逆断層で、留萌、能登半島、岩手・宮城内陸地震が大きく、

新潟県が小さいのはなぜか。

佐藤：観測記録のスペクトルインバージョンからの結果なので、物理現象との関係はわからない。

中原恒(東北大学)は「震源における短周期地震波エネルギーの励起」と題して、地震波形エンベロープインバージョン法について概説し、岩手宮城内陸地震を解析例として紹介した。これまでに解析した地震を10例挙げ、短周期地震波エネルギー輻射量のスケールリング則と地域性、短周期地震波エネルギーの輻射域とアスペリティとの位置関係について紹介した。

加藤(小堀鐸二研究所)：波形インバージョンですべりが1か所の場合わりと相補的と考えてよいか。

中原：その場合は相補的だと判断しやすい。

加藤：2008年の例ではわりとすべりが大きいところは1か所にみえるが。詳しくは討論の時でも教えて頂きたい。

中村亮一(東電設計)は「伝播経路の3次元減衰構造と強震動」と題して、トモグラフィ解析による3次元減衰構造について紹介した。Q値の周波数依存性、Q値の深さ依存性について検討し、3次元減衰構造を考慮した強震動予測を点震源・面震源について実施した例を紹介した。

天池(竹中工務店)：Q値が深さによって変わるとい話はそういうこともあると思うので否定しないが、内陸の浅い地震で地震深さが20kmより浅い場合は減衰だけでなく反射や散乱の効果も入っている。

植竹富一(東京電力)は「堆積地盤における短周期地震動の波動伝播・増幅特性」と題して、堆積地盤での短周期地震波の伝播性状やサイト増幅特性が基盤で浅の一次元構造で解釈のつかない観測例を紹介した。足柄平野の観測例では1997年11月4日の神奈川西部の地震での鉛直アレイ観測で見られたS波直後の後続波群、1996年10月25日の神奈川西部地震での堆積地盤表面波の励起について、二次的な波動の励起・伝播性状の解析結果を紹介した。2例目として、柏崎刈羽原子力発電所における観測で新潟県中越沖地震をとりあげ、不整形の影響を鉛直アレイ記録、敷地内での地震動の空間変化について考察した。

松島(京都大学)：第3パルスだけが下から入ってくる理由は、

* 戸田建設

植竹：地域の3次元構造によると思うが、震源からの波線によるデータ分析で確認していない。見掛け上、下から入っている。

加藤（小堀鐸二研究所）：表面波が実体波のすぐ後にくるとのことだが、位相速度の時間的にみて妥当なのか。

植竹：波の伝播は仮定していない。表面波部分の振幅に重みがかかっただけかもしれない。

昼食休憩後、武村雅之（小堀鐸二研究所）により「研究の原点は気象庁：震度とマグニチュードへのこだわり」と題して特別講演があった。他の理工学研究者とは異なる特徴として、論文にほとんど数式が出てこないこと、マグニチュードと震度に関するものが多いこと、一人でも多くの方々に分かってほしいというこだわりが人一倍強いことをあげ、これまでの研究のトピックとして関東地震との出会いやマグニチュード改訂に関する話題を講演された。

加藤（小堀鐸二研究所）：柄杓型人間になるためにどのような努力をしたか

武村：文系人間なので胴を太くするのは簡単だった。めぐまれた状況にあったと思う。

午後の部「短周期地震動予測のための震源と地下構造のモデル化」では、5題の話題提供があった。

岩田知孝（京都大学）は「震源における短周期地震動生成のモデル化」と題して、短周期帯域の地震動予測のための震源モデルの考え方について、現時点で用いられている「特性化震源モデル」の構築をレビューし、本モデルにより予測した場合の現状の問題点、強震動のモデリングに基づいて広帯域の震源特性を調べる研究について紹介した。

佐藤吉之（竹中工務店）は「伝播経路のランダム性の短周期地震動への影響」と題して、伝播経路のモデル化の現状を紹介し、地震波速度のランダム不均質のモデル化および観測記録に基づいた不均質モデルの推定事例を挙げて、現時点で得られている伝播経路の不均質性に関する知見を紹介した。短周期地震動の予測法として普及している統計的グリーン関数法においては、伝播経路は幾何減衰項とQ値による減衰項だけで表わされているが、今後不均質による散乱効果を陽な形で取り込むことにより、地震動予測精度の向上が期待できるとした。

佐藤浩章（電力中央研究所）は「地盤構造の不均

質性のモデル化と短周期地盤増幅に及ぼす影響」と題して、速度の揺らぎを考慮した不均質地盤のモデル化方法とそれが地盤増幅特性の短周期成分に及ぼす影響、および新潟平野の深部地盤のモデル化事例を紹介した。短周期帯域を含む広帯域の地盤増幅特性の評価において、不均質による速度の揺らぎが大きい地点では減衰定数を既往の平均的な減衰定数より大きく設定して深部地盤をモデル化するか、不均質を地盤モデルのS波速度構造に対して直接モデル化することが望ましいとした。

武村（小堀小堀鐸二研究所）：適切はどのように決めるか。

佐藤：たとえばNIG013では、 $\varepsilon = 0.075 \sim 0.1$ といった値を考えており、基礎試錐の検層結果に $h=0.003$ や $h=0.005$ くらいの減衰を付加すれば良い。

武村（小堀小堀鐸二研究所）：サスペンション法で同じ地点で2度計測すれば同じ結果となるのか。また、すぐ横で基礎試錐の測定結果は似たような結果となるのか。

佐藤：PS検層を自分自身で実施していないので、わからない点もある。不均質の振幅の感じは変わるかもしれないが、ばらつきの幅はロバストになる。また、関東は不均質が新潟の1/3と小さい。

武村：同じ地点で2度計測すれば同じ結果であることの確認等は、きちんと確かめた方がいい。

上林宏敏（京都大学）は「不整形地盤に起因する短周期地震動の空間変動」と題して、周期0.5秒～2.0秒を対象に表層地盤を含む3次元堆積盆地モデルによる全波動場の数値シミュレーション結果により、工学基盤以深の深部地盤及び表層地盤の不整形性が地表地震動応答に及ぼす影響について紹介した。

岩田（京都大学）：短周期の表面波が上町断層を乗り越えない理由は

上林：深いところを含めた高次モードを考えると、基盤深さによって表面波の励起が周波数特性によって変わっている。

地盤震動小委員会幹事の野畑有秀（大林組）は「広帯域地震動を考える上での短周期地震動評価法の課題」と題して、広帯域地震動予測の現状と課題について紹介し、広帯域地震動を評価する際の短周期地震動評価の課題について述べた。

永野（東京理科大学）：理論と波形合成法の違いは震源の細かさに依存するところもあるが、うまく調整する方法はあるか

野畑：特徴的波線、たとえば特性震源化モデルは震源をわかりやすいものに単純化しており、地盤の問題もそうだが、これらをうまく組み合わせるとわりと単純に物理的に合うモデルができる可能性はある。

4. 総合討論

以上の講演の後、総合討論では、短周期地震動の発生要因はどこまで説明されてかについて議論が展開された。

境（筑波大学）：0.5-2.0秒をひとくりに短周期と呼ばれるのが心配。1秒以上と1秒以下で構造物被害が大きく違うことを入力地震動に反映してほしい。長周期側は決定論的に決められていてそれが2秒1秒と下がっていくと思っていたが、現実問題としては不均質や構造が細かくわからないといけなとか、手法の話とかがある。短周期側の経験的グリーン関数法を長周期に伸ばしていくというものもあったが、長周期側は何秒くらいまでいけそうか？現状について地震動作成サイドから回答を頂ければと思う。震源とパスとサイトということでお願いしたい。

久田（工学院大学）：短周期と長周期でなぜ被害が1秒あたりで生じるかを設計サイドの方に教えてほしい。短周期はがたがたするだけで建物を倒すような力はなく、長周期ではコヒーレントな波が建物を大きく揺らし変形を与えるということが一番の違い。短周期・長周期との分け方もあるが、基本的には地震動の本質的なランダム性とコヒーレント性が一番大きいと思う。

境（筑波大学）：短周期の境目に対する認識の違い。たとえば兵庫県南部地震の卓越周期は1秒くらいとのことなので、がたがたゆれるものが短周期で、ゆさゆさゆれるのが長周期と考えると境目は2秒でなくもっと短い1秒くらいとなる。1秒くらいまで確定的に決めなければ、被害状況を正確に追及することは難しいのではないか。

加藤（小堀鐸二研究所）：短周期地震動の評価方法を高度化するより、長周期の評価方法を高度化して短周期に持って行く方が道筋ではないか。

野畑（大林組）：なるべく確定論で物理的にわかりやすいもので短周期まで評価したいというのが基本。実際の地盤や震源はひとつしかないが、わからないのでランダム変数を入れて統計的に処理している。

山中（東京工業大学）：短い周期を一次元、長い周期を三次元と、我々の都合で分けている。基本的にはスムーズにつながるもの。本質的にランダ

ムな現象とそうでない現象にわかれる。地盤は調査をすればある程度細かくわかる。しかし、ランダムな現象も含んでいるので、今後もランダムとして扱うしかない。

加藤（小堀鐸二研究所）：決定論的方法に何らかの不均質性を入れていくことが必要。不均質媒質と境界の不整形性で、どちらが短周期のばらつきの違いに影響するか。

上林（京都大学）：盆地の不整形と関連した空間変動を見るときは、水平方向の不整形性と波長が関係する。コヒーレントな波で入力が入力がパルス的なもので決まり、媒質内の水平方向の不整形性は効いてこない。

永野（東京理科大学）：短周期で非線形を考慮すると、どのくらい空間変動に効いてくるのか。感度について教えて頂きたい。

佐藤（清水建設）：地震動の高振動の計算は線形仮定。定量的な大きさは言えないが、非線形を考慮することは重要。

上林（京都大学）：PS 検層のゆらぎは線形範囲の話だと思うが、強震動を考えた時は表層を含めた非線形時の速度構造のゆらぎが重要となる。場所によってひずみの進行が局所的になるとかの問題があると思う。

佐藤（電力中央研究所）：数年前に FEM で非線形解析をゆらぎ媒質で実施した例では、地盤剛性が落ちるので速度のゆらぎは小さくなる。さらに表層地盤の非線形により減衰が大きくなるので、ゆらぎが地震動に与える影響は小さい。

瀬尾：決定論的モデルが可能であれば確率論的モデルより理想的ということか。できるなら決定論的にすべてを行いたいということか。

加藤（小堀鐸二研究所）：確率論的モデルは平均値に基づいて議論するが、平均値では実際の現象を表現できない場合もある。

瀬尾：短周期まで決定論的な言い方は不可能ではないか。地域によりばらつきやゆらぎがあるだろうけど、これが範囲だという枠が抑えられれば、実務の人はその範囲でやられるだろう。

加藤（小堀鐸二研究所）：努力目標と考えている。どんなに調べてもわからないことはおこる。

岩田（京都大学）：震源の短周期のモデル化は決定論的にできないので確率論的に与えている。たとえば3Hzまで構造が完全にわかっていれば、震源像としてどのようなランダム性を持っているかが決定論的にわかるはず。

久田（工学院大学）：中原先生の場合はアスペリティと呼ばれるすべりの大きいところと短周期発生源は合う場合もあるし、合わない場合もあると

書いてある。今のレシピでは基本的にすべり量で短周期を発生させるという考え。わからない場合はベター面に短周期を発生させるのが工学的には無難ではないか。ノースリッジでは短周期の励起をアスペリティに押し付けた場合と、ベター面に平均的に与えた場合で本質的に大きな差がでなかった。

中原（東北大学）：アスペリティの大きさや観測点からの大きさがエンベロープ形状に効いてくる。岩田（京都大学）：すべりが大きい量との関係は今後も調べて行く必要がある。内陸地震にベター面に短周期の励起を与えるのは反対。ただし、程度の問題である。

植竹（東京電力）：インバージョンの方法として岩田先生のは成層構造をモデル化してグリーン関数をつくるが、中原先生は不均質で等方的な媒質を仮定したインバージョンで震源を求める。震源をみる媒質の見方が違うので、同じ震源をみて短周期と長周期を議論するのはどうなのか。

中原（東北大学）：本来は同じような手法でシームレスに短周期から長周期までやれることがベス

ト。

武村（小堀鐸二研究所）：細かい構造がわかっているのであれば震源を決めて、ある震源に対して全国のゆれやすさマップを作ればよい。現状の距離減衰式では無理やり単純なカーブにしようとしているからばらつく。

中村（東電設計）：観測点と震源がきまれば係数が求まる表をつくれれば良い。係数を距離減衰式に入ればどの距離減衰式でも使用できるテーブルをつくる。震源項等の問題は別にする。

5. まとめ

最後に、地盤震動小委員会幹事の山中浩明（東京工業大学）が、長周期と短周期をハイブリッドする場合の接続周期が数年前 4～5 秒であったのが今は 1～2 秒になっている。近い将来 0.5 秒くらいまでいくだろと考えられ、震源や地盤のより精緻なモデル化が問題になってくる。本日発表された内容が近い将来重要なトピックとなり、本日の資料が貴重な資料になるだろうとまとめた。

(文中敬称略)