

# 強震動パルスの生成に着目した海溝型巨大地震の震源モデル

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

野津 厚\*

Atsushi NOZU

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

### 1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震 ( $M_w$ 9.0) は、今日のような密な強震観測網<sup>1)</sup>が構築されて以来、初めて発生した M9 クラスの巨大地震である。この地震の発生により我々は M9 クラスの巨大地震による強震動の実態を初めて知ることになったと言える。今後、他の地域を対象として、同程度の規模の地震を想定した強震動評価を行う機会が増えるものと考えられるが、その際の震源のモデル化においては、東北地方太平洋沖地震の強震記録から得られる知見を反映させることが極めて重要と考えられる。その際、強震動予測の目的が構造物の耐震検討である場合には、対象とする構造物に影響を及ぼしやすい周波数帯域の地震動を正確に計算できる震源モデルが求められる。

港湾分野では、岸壁に対して最も影響を及ぼしやすい周波数帯域は 0.3-1Hz であることが指摘されている<sup>3)</sup>。建築分野では、周期 1.2-1.5 秒 (周波数 0.67-0.83Hz) の弾性加速度応答スペクトルが建物被害率と良く対応することが境ほか<sup>4)</sup>により指摘されている (対象は低層住宅および中低層 RC 建物)。これらに加え、多くの高層建物の固有周波数が 0.2-1Hz の範囲に存在することを考えると、0.2-1Hz の周波数帯域は、工学上極めて重要性の高い周波数帯域であると言える<sup>5)</sup>。そこで、著者らはこれまで特にこの周波数帯域に力点を置いて海溝型巨大地震の強震動の特性を調べ、この帯域の強震動を正確に計算できるような震源モデルの開発に取り組んできた。

東北地方太平洋沖地震の際、震源断層に比較的近い宮

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

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

\*港湾空港技術研究所

Port and Airport Research Institute

な震源モデルを用いることが求められる。

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

## 2. 海溝型巨大地震における強震動パルスの生成とその重要性

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

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

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

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

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

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

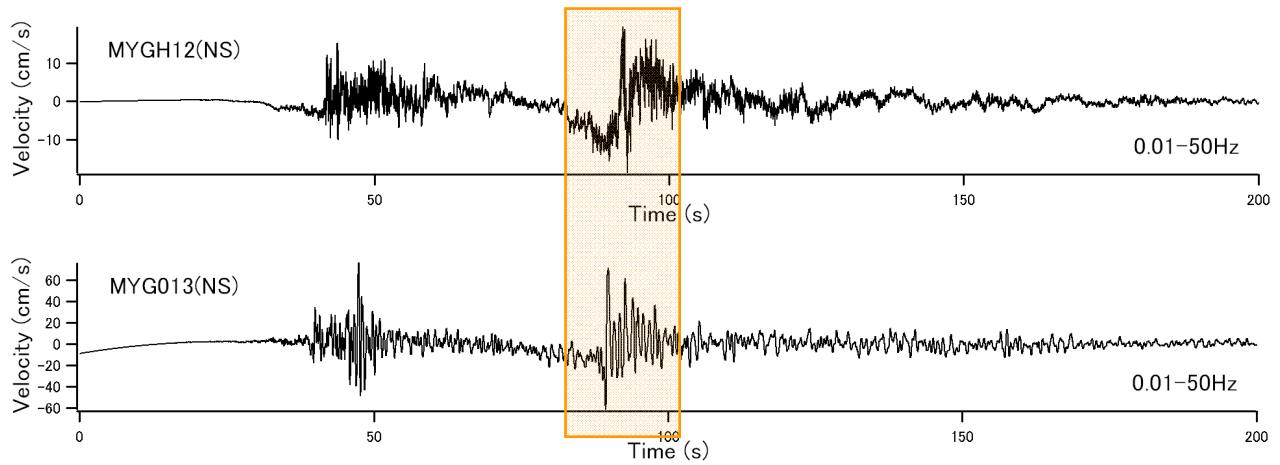
海溝型巨大地震による強震動パルスの生成は、東北地方太平洋沖地震だけに見られる現象ではない。2003年十勝沖地震や1978年宮城県沖地震など、強震記録の取得されている主要な海溝型巨大地震において(1978年宮城県沖地震は巨大地震と呼ぶにはやや規模が小さいが)、強震動パルスの生成が確認されている<sup>10)</sup>。特に1978年宮城県沖地震の際、開北橋<sup>13)</sup>で観測された強震動パルスは著名であり、これまで、著者ら<sup>14)</sup>や松島・川瀬<sup>15)</sup>により、それを説明するための震源モデルの作成が行われている。さらに遡ると、1968年十勝沖地震の際、強震動パルスが観測されており、それを説明するための震源モデルがMori and Shimazaki<sup>16)</sup>により作成されている。Mori and Shimazakiの論文では、強震動パルスという用語は用いられていないが、1.で述べた定義に即して言えば、そこで解析対象となっているのは強震動パルスである。

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

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

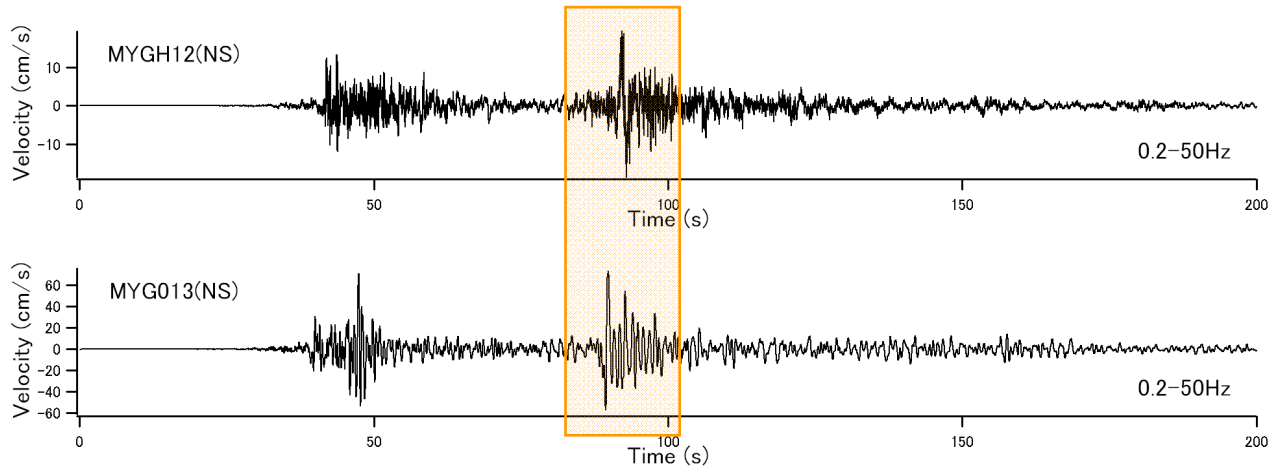
本章では、強震動パルスを含む0.2-1Hzの周波数帯域の地震動を正確に計算することを目的として著者らが開発した震源モデルであるSPGAモデル<sup>9)10)</sup>について説明

### 0.01-50 Hz (broadband)



↓ remove low frequency components lower than 0.2Hz

### 0.2-50 Hz



↓ remove high frequency components higher than 1Hz

### 0.2-1Hz

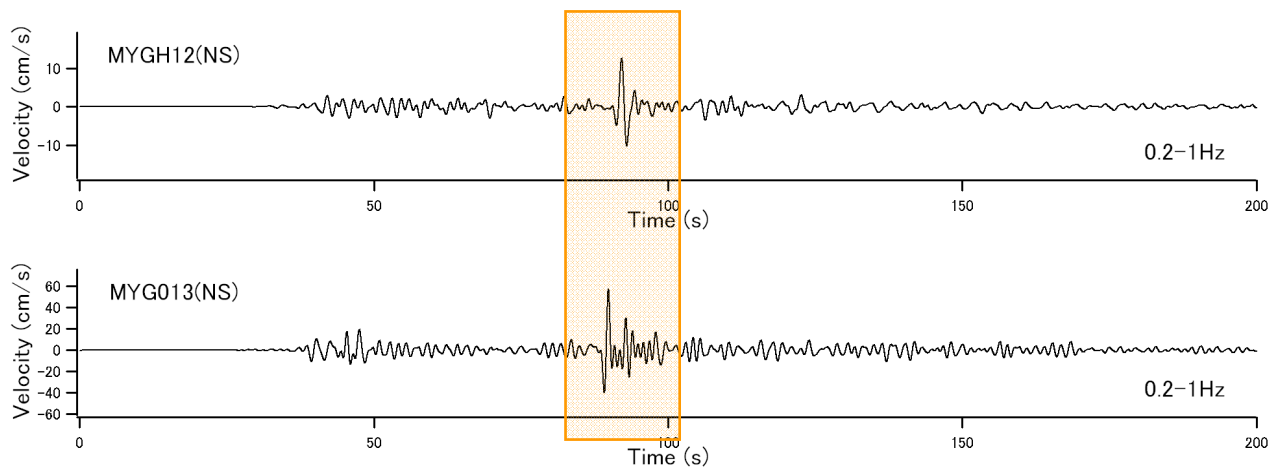


図1 2011年東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動パルスの例

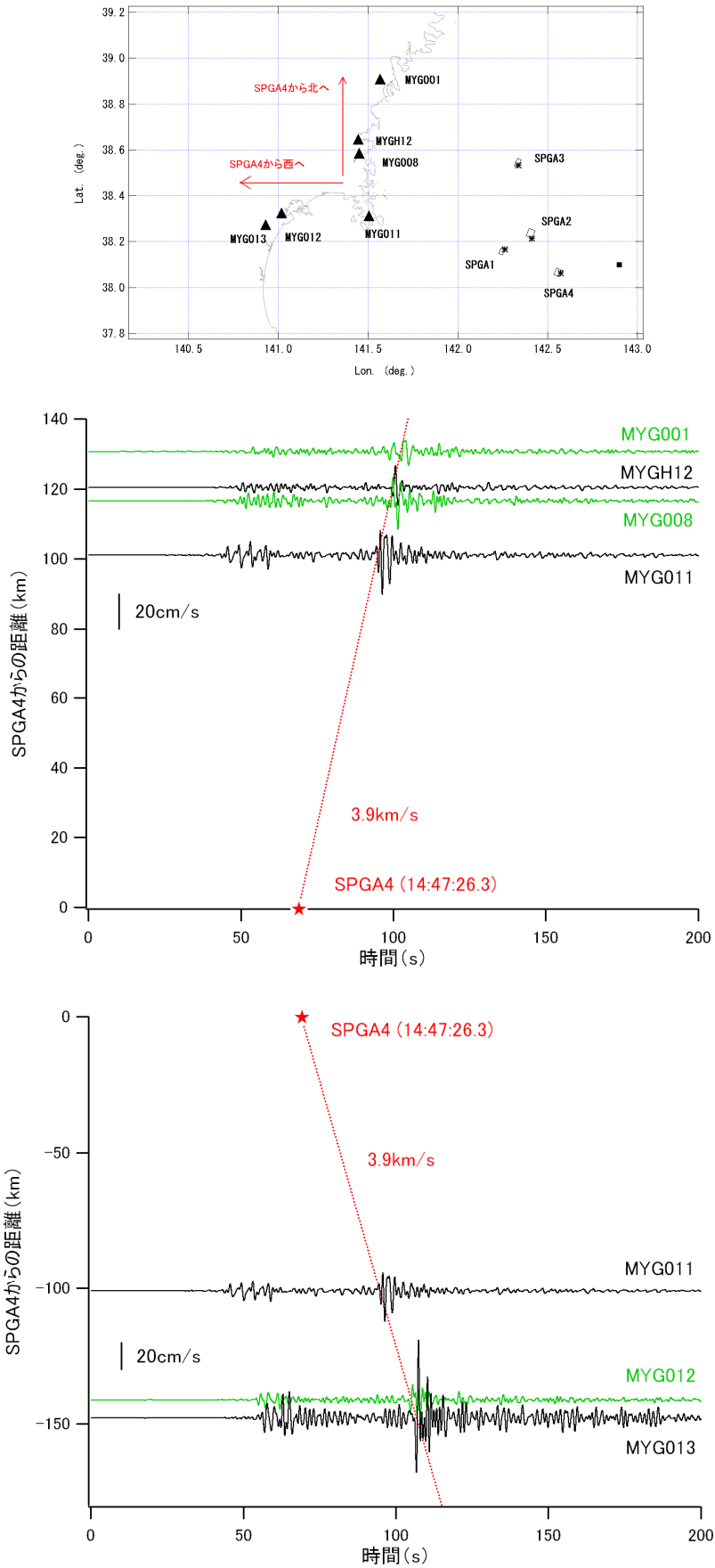


図2 強震動パルスの伝播の様子 (中) 南から北へ (下) 東から西へ

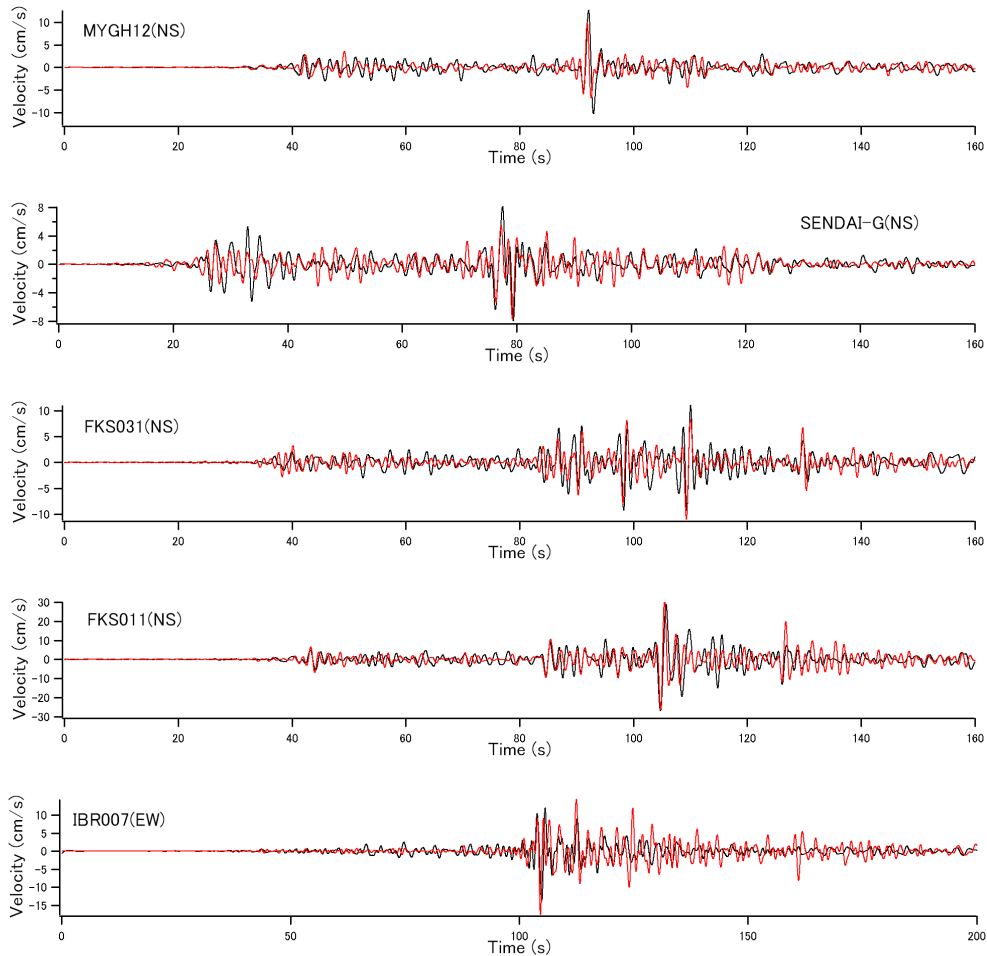


図3 黒線は東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動パルスの例。灰色の線はSPGAモデルによるそれらの再現結果（3.参照）。いずれも0.2-1Hzの帯域の速度波形。

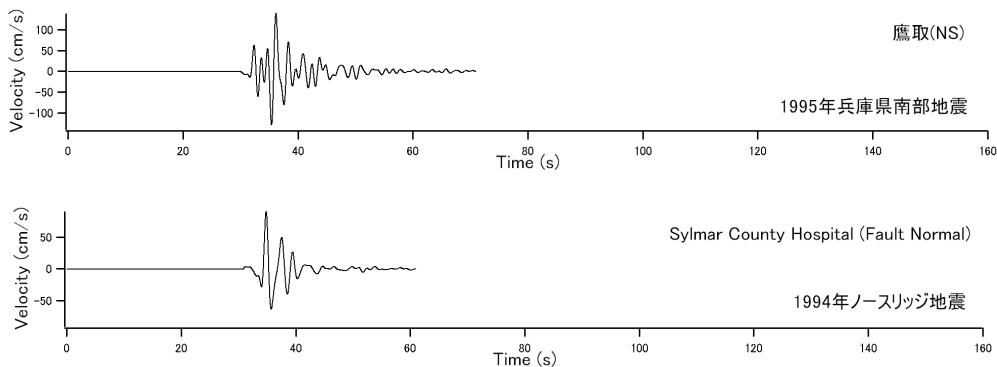


図4 比較のために示す内陸地殻内地震による強震動パルスの例（0.2-1Hzの帯域の速度波形）

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

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

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

## SPGAモデル

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

## SMGAモデル

より広い領域(対象地震の場合、一辺が数十km程度)からまんべんなく強震動が生成されるとする震源モデル。

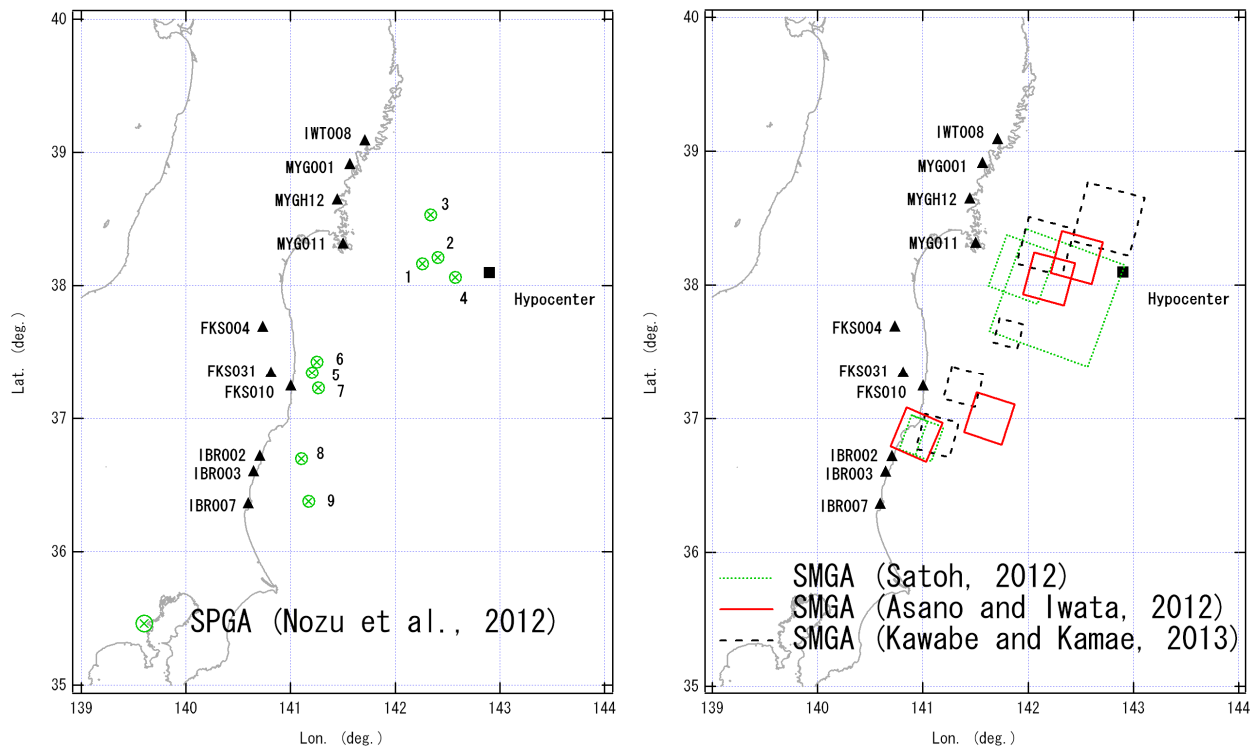


図5 2011年東北地方太平洋沖地震を対象としたSPGAモデルとSMGAモデルの比較

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

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

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

図6および図7に、MYGH12およびIBR007におけ

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

ン関数法<sup>20)</sup>を用い、Asano and Iwata<sup>18)</sup>、川辺・釜江<sup>19)</sup>による SMGA モデルについては入倉他の経験的グリーン関数法<sup>21)</sup>を用いた。グリーン関数イベントとして用いた中小地震も、個々の文献に示されたものと同様である。SPGA モデルについては文献 9)に示された方法、すなわち、経験的サイト増幅・位相特性を考慮して設定したグリーン関数を入倉他の方法<sup>21)</sup>で重ね合わせる方法で地震動を計算した。

なお、2011 年東北地方太平洋沖地震を対象とした SMGA モデルとしては、図 5 (右) に示したものの他に、Kurahashi and Irikura<sup>22)</sup>の震源モデルがある。しかしながら、この震源モデルでは、2005 年 8 月 16 日宮城県沖の地震 ( $M_w7.2$ ) の記録から前半部分を削除したものが経験的グリーン関数として用いられており、著者にとっては一部の観測点において記録を前半部分と後半部分に分けることが困難であったため、ここでは計算の対象としていない。

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

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

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

入倉他の方法で生成されるコヒーレントなパルスは、

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

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

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

#### 4. 観測記録との適合性に基づく震源モデルの評価

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

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

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

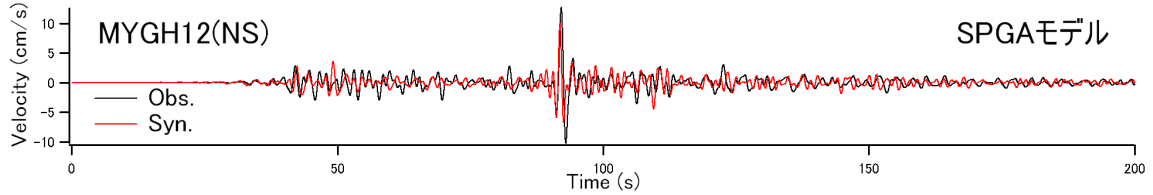
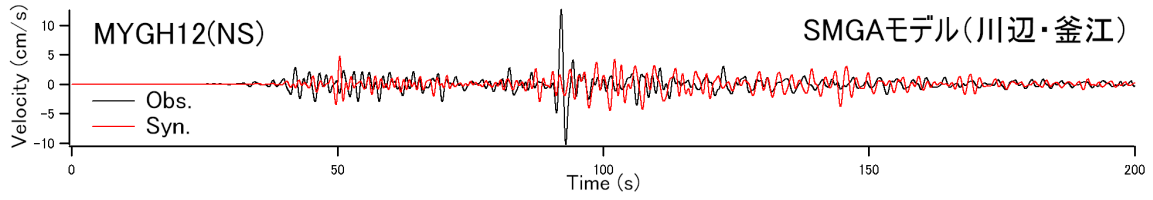
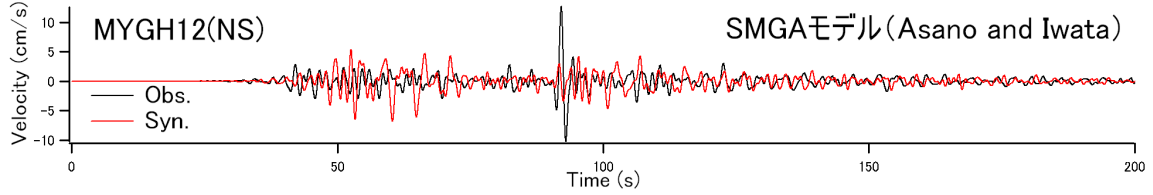
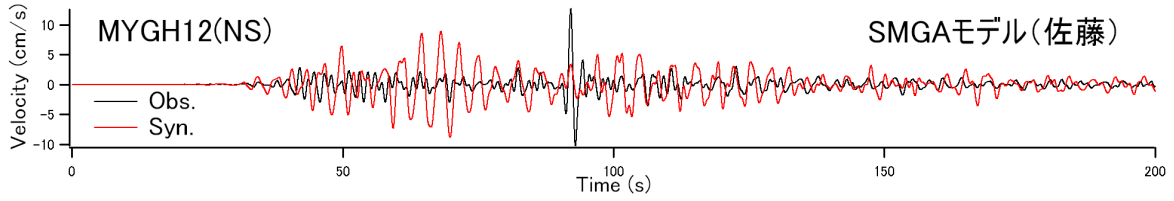


図6 MYGH12における速度波形 (0.2-1Hz) の観測結果とSMGAモデルおよびSPGAモデルによる計算結果

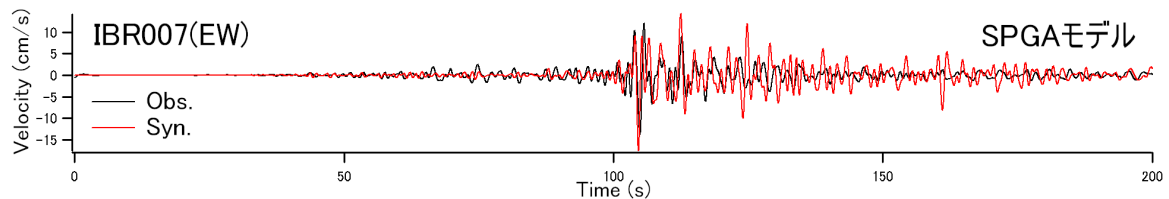
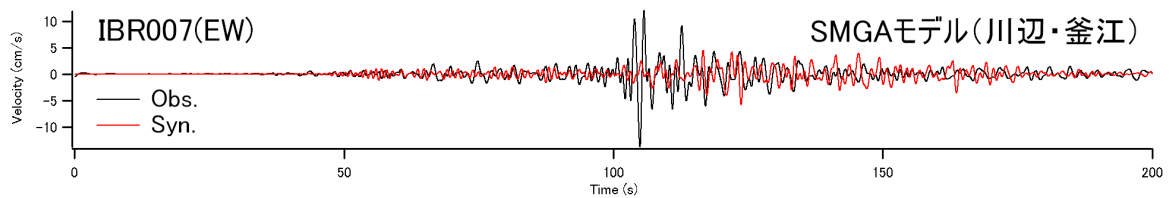
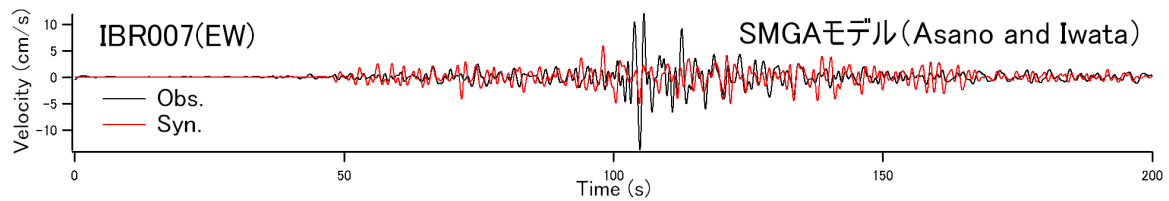
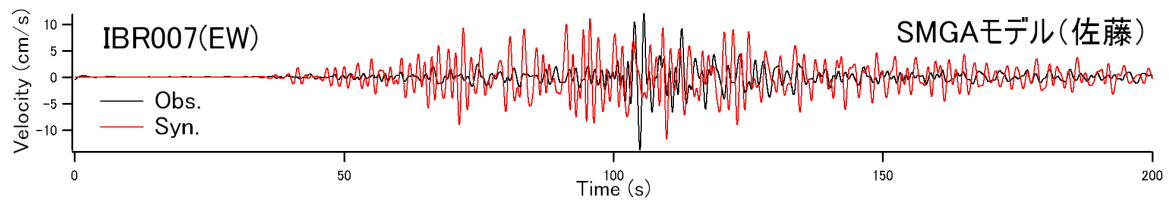


図7 IBR007における速度波形 (0.2-1Hz) の観測結果とSMGAモデルおよびSPGAモデルによる計算結果



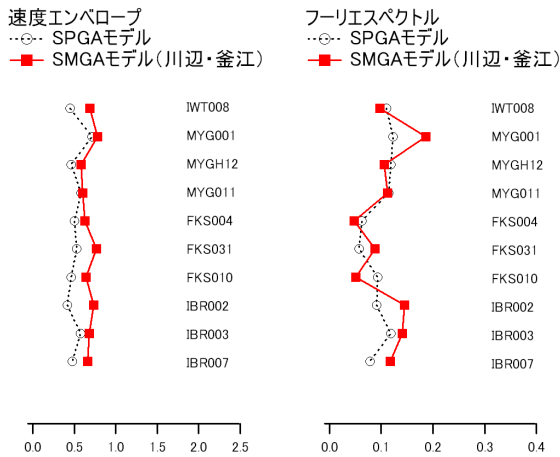
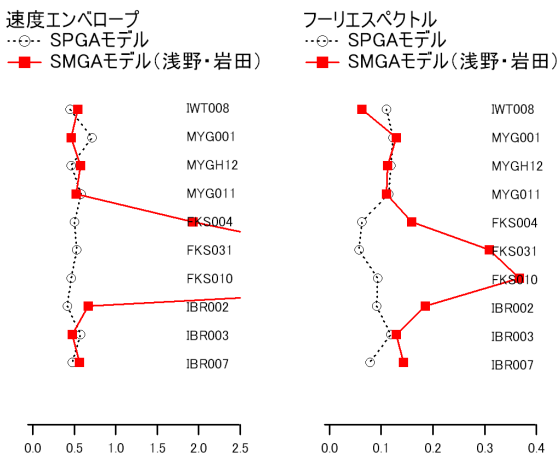
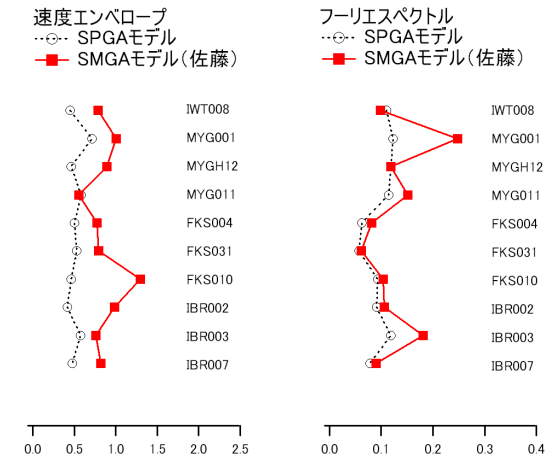


図8 SPGAモデルとSMGAモデルによる速度エンベロープとフーリエスペクトルの誤差評価結果

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

表2 各種の誤差の全地点における平均値

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

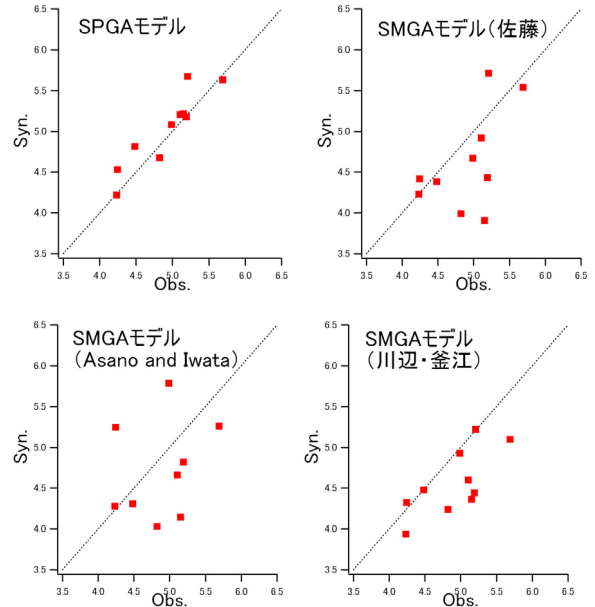


図9 「1-2秒震度」<sup>24)</sup>の観測値と計算値の比較

## 5. まとめ

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

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

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

## 謝辞

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

## 参考文献

- 1) Kinoshita, S.: Kyoshin Net (K-net), Seim. Res. Lett., Vol. 69, 1998, pp.309-332.
- 2) Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K. and Okada, Y.: New strong-motion observation network: KiK-net, Eos Trans. Am. Geophys. Union, Vol.81, 2000, p.329.
- 3) 野津厚、井合進、一井康二、沼田淳紀：ケーソン式岸壁の変形に寄与する地震動の周波数成分、レベル2地震に対する土構造物の耐震設計シンポジウムおよび講習会テキスト、2000年、pp.311-318.
- 4) 境有紀、瀧瀬一、神野達夫：建物被害率の予測を目的とした地震動の破壊力指標の提案、日本建築学会構造系論文集、No.555、2002年、pp.85-91.
- 5) 野津厚：海溝型巨大地震による周期1-5秒の帯域の地震動の予測手法について、日本地震学会講演予稿集、B12-04、2010年.
- 6) 入倉孝次郎：阪神大震災を引き起こした強震動、京都大学防災研究所年報、No.39A、1996年、pp.229-245.
- 7) 釜江克宏、入倉孝次郎：1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、No.500、1997年、pp.29-36.
- 8) Wald, D.J., Heaton, T.H. and Hudnut, K.W.: The slip history of the 1994 Northridge, California, earthquake determined from strong-motion, teleseismic, GPS, and leveling data, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.86, 1996, pp.S49-S70.
- 9) 野津厚：2011年東北地方太平洋沖地震を対象としたスーパーアスペリティモデルの提案、日本地震工学会論文集、Vol.12、2012年、pp.21-40.
- 10) 野津厚、山田雅行、長尾毅、入倉孝次郎：海溝型巨大地震における強震動パルスの生成とその生成域のスケーリング、日本地震工学会論文集、Vol.12、2012年、pp.209-228.
- 11) 秦吉弥、高橋良和、後藤浩之、野津厚：スーパーアスペリティモデルと経験的サイト増幅・位相特性を考慮した2011年東北地方太平洋沖地震における岩切線路橋での地震動の評価、構造工学論文集、Vol.59A、2013年、pp.383-395.
- 12) 秦吉弥、高橋良和、後藤浩之、野津厚：余震観測記録に基づく2011年東北地方太平洋沖地震におけるゴム系支承の被災橋梁での地震動の評価、日本地震工学会論文集、Vol.13、2013年、pp.30-56.
- 13) 建設省土木研究所：土木構造物における加速度強震記録(No.2)、土木研究所彙報、第33号、1978年.
- 14) 野津厚、菅野高弘：経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法ー内陸活断層地震および海溝型地震への適用性の検討ー、港湾空港技術研究所資料、No.1120、2006年.
- 15) 松島信一、川瀬博：海溝性地震におけるスーパーアスペリティモデルの提案、月刊地球号外、No.55、2006年、pp.98-102.
- 16) Mori, J. and Shimazaki, K.: High stress drops of short-period subevents from the 1968 Tokachi-oki earthquake as observed on strong-motion records, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.74, 1984, pp.1529-1544.
- 17) 佐藤智美：経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデループレート境界地震の短周期レベルに着目してー、日本建築学会構造系論文集、No.675、2012年、pp.695-704.
- 18) Asano, K. and Iwata, T.: Source model for strong motion prediction in 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, Vol.64, 2012, pp.1111-1123.
- 19) 川辺秀憲、釜江克宏：2011年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化、日本地震工学会論文集、Vol.13、2013年、pp.75-87.
- 20) 壇一男、佐藤俊明：断層の非一様さへ破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測、日本建築学会構造系論文集、No.509、1998年、pp.49-60.
- 21) 入倉孝次郎、香川敬生、関口春子：経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良、日本地震学会講演予稿集、No.2、B25、1997年.
- 22) Kurahashi, S. and Irikura, K.: Short-period source model of the 2011 Mw9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.103, 2013, pp.1373-1393.
- 23) 野津厚：強震動を対象とした海溝型巨大地震の震源モデルをより単純化する試みー疑似点震源モデルによる2011年東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーションー、地震2、Vol.65、2012年、pp.45-68.
- 24) 境有紀、神野達夫、瀧瀬一：建物被害と人体感覚を考慮した震度算定方法の提案、第11回日本地震工学シンポジウム、2002年、pp.17-22.
- 25) 野津厚：南海トラフの地震(M<sub>w</sub>9.0)を対象としたSPGAモデルによる強震動評価事例、土木学会論文集A1(構造・地震工学)、第69巻、第4号、2013年、pp.I\_872-I\_888.
- 26) 中村豊、上半文昭、井上英司：1995年兵庫県南部地震の地震動記録波形と分析(II)、JR地震情報No.23d、(財)鉄道総合技術研究所ユレダス開発推進部.