

独立行政法人港湾空港技術研究所

港湾空港技術研究所 報告

REPORT OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH
INSTITUTE

Vol.51 No.1 June 2012

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN

INDEPENDENT ADMINISTRATIVE INSTITUTION,
PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

港湾空港技術研究所報告 (REPORT OF PARI)

第 51 卷 第 1 号 (Vol. 51, No. 1), 2012 年6月 (June 2012)

目 次 (CONTENTS)

1. 造波境界上の水深と方向スペクトルの空間変化を考慮した
多方向不規則波の造波とその特性
..... 平山克也, 岩瀬浩之, 加島寛章 3
(Generation and Characteristics of Random Waves for Distribution of Directional Spectra on Variable Bathymetry
..... Katsuya HIRAYAMA, Hiroyuki IWASE, Hiroaki KASHIMA)
2. 強震動を対象とした 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源モデル
..... 野津厚, 若井淳 23
(A Source Model for the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku, Japan,
Earthquake to Explain Strong Ground Motions
..... Atsushi NOZU, Atsushi WAKAI)
3. 係留施設の機能低下評価手法に関する研究
..... 加藤絵万, 川端雄一郎, 岩波光保 55
(Development of Evaluation Method for Functional Performance of Mooring Facilities
..... Ema KATO, Yuichiro KAWABATA, Mitsuyasu IWANAMI)

強震動を対象とした2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル

野津 厚*・若井 淳**

要 旨

2011年東北地方太平洋沖地震は、今日のような密な強震観測網が構築されて以来、初めて発生した M9 クラスの巨大地震である。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。その際に用いられる震源のモデル化手法および強震波形計算手法は、今回の強震記録によって適用性が確認されたものでなければならない。その際、工学的観点からは、0.2-1Hz 程度の強震動の再現性に特に注意を払う必要がある。著者は、この地震の発生以前の段階において、海溝型巨大地震による 0.2-1Hz 程度の帯域の強震動の予測に関して次のような提案を行っていた。

①震源モデルとしては、過去の実測されているパルス幅と調和的なアスペリティ（本研究ではこれをスーパーアスペリティと呼ぶ）の組み合わせからなる震源モデルを用いること。

②波形の計算には経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法を用いること。

これらのスキームが M8 クラスの地震に対して有効であることは既往の研究で確認されている。しかしながら、同様のスキームが M9 クラスの地震に対しても適用可能であるかについてはこれまで確認されていない。そこで、本研究では、①②のスキームの M9 クラスの地震に対する適用性を調べることを目的とし、東北地方太平洋沖地震を対象として、スーパーアスペリティの組み合わせからなる震源モデルを新たに作成し、それによる強震動シミュレーションを実施した。その結果、宮城県沖から茨城県沖にかけて、一辺が数 km 程度の 9 つのスーパーアスペリティを配した震源モデルを用いれば、各地で実際に観測された強震動、特に、工学上重要性の高い 0.2-1Hz の帯域の速度波形（パルス状のものを含む）を精度良く再現できることがわかった。また、既往の海溝型巨大地震に関する解析結果との比較を行った。

キーワード：2011年東北地方太平洋沖地震，強震動，震源モデル，スーパーアスペリティ

* 地盤・構造部 地震防災研究領域 地震動研究チームリーダー

** 地盤・構造部 地震防災研究領域 地震動研究チーム 特別研究員

〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人 港湾空港技術研究所

電話：046-844-5058 Fax：046-844-0839 E-mail：nozu@pari.go.jp

A Source Model for the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku, Japan, Earthquake to Explain Strong Ground Motions

Atsushi NOZU*
Atsushi WAKAI**

Synopsis

The 2011 off the Pacific coast of Tohoku, Japan, earthquake is obviously the first M9 earthquake which was recorded by dense strong motion networks. The occurrence of the earthquake enabled us to analyze real strong ground motions due to a M9 earthquake for the first time in the history. Before the occurrence of the earthquake, one of the authors proposed the following for the evaluation of strong ground motions due to a large subduction earthquake (Nozu, 2010):

- 1) To use a source model composed of asperities with relatively small size.
- 2) To calculate strong ground motions based on site amplification and phase characteristics.

In the past study, the applicability of the above strategy was fully investigated for M8 class earthquakes. In the present study, to investigate the applicability of the strategy for a M9 earthquake, a source model with asperities was newly developed for the 2011 Tohoku earthquake. The constructed source model involves 9 asperities with relatively small size, located off-the-coast of Miyagi through off-the-coast of Ibaraki. The strong ground motions due to the earthquake were calculated based on site amplification and phase characteristics, using the constructed source model. The agreement between the observed and calculated ground motions was quite satisfactory, especially for velocity waveforms (0.2-1.0 Hz) including near-source pulses. The result definitely shows the applicability of the strategy for a M9 earthquake. The author redefines the asperities with small size as “super asperities” based the work of Matsushima and Kawase (2006), because the size of the rupture area used in this study is much smaller than the size of the “asperities” conventionally assumed for a huge subduction earthquake. The parameters for the super asperities estimated for the 2011 event were compared with those for other large subduction earthquakes.

Key Words: The 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, strong ground motion, source model, super asperity

* Head of Engineering Seismology Division, Geotechnical and Structural Engineering Department

** Postdoctoral Fellow, Engineering Seismology Division, Geotechnical and Structural Engineering Department
3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826, Japan Port and Airport Research Institute
Phone : +81-46-844-5058 Fax : +81-46-844-0839 E-mail : nozu@pari.go.jp

目 次

要 旨	23
1. はじめに	27
2. 強震波形計算手法	28
3. 震源モデルの作成過程	31
3.1 宮城県沖	31
3.2 福島県沖	34
3.3 茨城県沖	37
4. 震源モデルの作成結果と考察	38
5. 既往の海溝型巨大地震との比較	44
6. まとめ	46
謝辞	47
参考文献	47
付録	48

1. はじめに

2011 年東北地方太平洋沖地震 ($M_w9.0$) は、今日のような密な強震観測網が構築されて以来、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、その際に用いられる震源のモデル化手法および強震波形計算手法は、今回の強震記録によって適用性が確認されたものでなければならない。その際、工学的観点からは、0.2-1Hz 程度の強震動の再現性に特に注意を払う必要がある (野津, 2011)。

著者らは、今回の地震の発生以前の段階において、海溝型巨大地震による地震動の予測に関して次のような提案を行っていた (野津, 2010)。

①海溝型巨大地震による地震動の予測にはアスペリティ (断層面上で特に強い地震波を出す部分) を組み合わせた震源モデルを用いることが一般的であるが、このとき用いるアスペリティとしては、過去の海溝型地震において震源近傍で実測されているパルス状の地震波のパルス幅と調和的なサイズのアスペリティを用いる。このアスペリティは、海溝型巨大地震に対して一般的に仮定されるアスペリティと比較して、面積のかなり小さいものとなる。

②波形の計算には経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法 (古和田他, 1998; 野津・菅野, 2006; 野津他, 2007; 野津・菅野, 2008; 野津他, 2009) を用いる。

①②のスキームが M8 クラスの地震に対して有効であることは過去の研究 (野津・菅野, 2006; 野津他, 2007; 野津・菅野, 2008; 野津他, 2009) で確認され、その結果は例えば佐藤・川瀬 (2009) などで紹介されている。しかしながら、同様のスキームが M9 クラスの地震に対しても適用可能であるかについては、当然ではあるが、これまで確認されていない。

そこで、本研究では、①②のスキームの M9 クラスの地震に対する適用性を調べることを目的とし、東北地方太平洋沖地震を対象として、小さめのアスペリティの組み合わせからなる震源モデルを新たに作成し、それによる強震動シミュレーションを実施した。

震源モデルの設定はフォワードモデリングに基づいて実施した。その際、K-NET (Kinoshita, 1998), KiK-net (Aoi et al., 2000), 港湾地域強震観測 (野津・若井, 2011a) の観測記録を利用した。震源モデルの設定において最も重視したのは 0.2-1Hz の帯域における速度波形 (パルス状のもの

を含む) の再現性であり、次いで、0.2-10Hz の帯域における加速度フーリエスペクトルの再現性にも注意を払った。もとよりフォワードモデリングであるから、結果の唯一性が保証されているわけではない。しかしながら、最終結果に至るまでの道筋はそれなりに存在しているので、本稿の 3. においては、その過程について、出来るだけ丁寧に説明することにしたい。なお、図-1.1 は東北地方太平洋沖地震において実測されているパルス状の地震波形の例を示したものである。ここで表れているパルスの周期は 1 秒〜数秒程度である。パルスの周期と、それをもたらしたアスペリティのサイズとの間には対応関係がある。本研究ではこのことを利用してアスペリティのサイズを決めている。

なお、以下においては、本研究の震源モデルを構成する小さめのアスペリティのことを「スーパーアスペリティ」と呼ぶことにする。この用語についてはいくつかの注釈が必要である。

スーパーアスペリティという用語を初めて用いたのは松島・川瀬 (2006) である。彼らは、1978 年宮城県沖地震を対象とした研究を行い、一辺が 4km 程度の矩形の破壊領域を用いれば、開北橋等で観測されたパルス状の地震波の振幅と周期を精度よく再現できることを示した上で、この矩形領域が、この規模の地震に対して一般に仮定されるアスペリティよりもかなりサイズが小さいことから、この矩形領域はアスペリティそのものではなく、アスペリティ内部の不均質を表現するものであると考え、これをスーパーアスペリティと名付けた。

東北地方太平洋沖地震を対象として本研究で設定した矩形の破壊領域は一辺が数 km 程度のものであり、この規模の地震に対して一般に仮定されることの多いアスペリティ (一辺が数十 km 程度) よりもかなりサイズが小さい。また、パルスの再現を目的としているという点も、松島・川瀬のスーパーアスペリティと共通している。そこで、本稿では、強震動予測の分野でこれまで一般的に考えられてきた「アスペリティ」との混同を避けるため、本研究で設定した矩形の破壊領域をスーパーアスペリティとよぶことにした。

なお、「アスペリティ」という用語の用いられ方自体も現時点では転換期にある。「アスペリティ」とはもともと、常時には固着しており、地震時に大きくすべって強い地震波を出す断層面上の領域という意味であった。しかしながら、東北地方太平洋沖地震においては、地震時に大きくすべった領域と強震動を生成した領域とが必ずしも一致しないことが明らかとなってきており (例えば Kurahashi and Irikura, 2011), アスペリティという用語は地震時に大きくすべった領域に対して限定的に用いられるようになってき

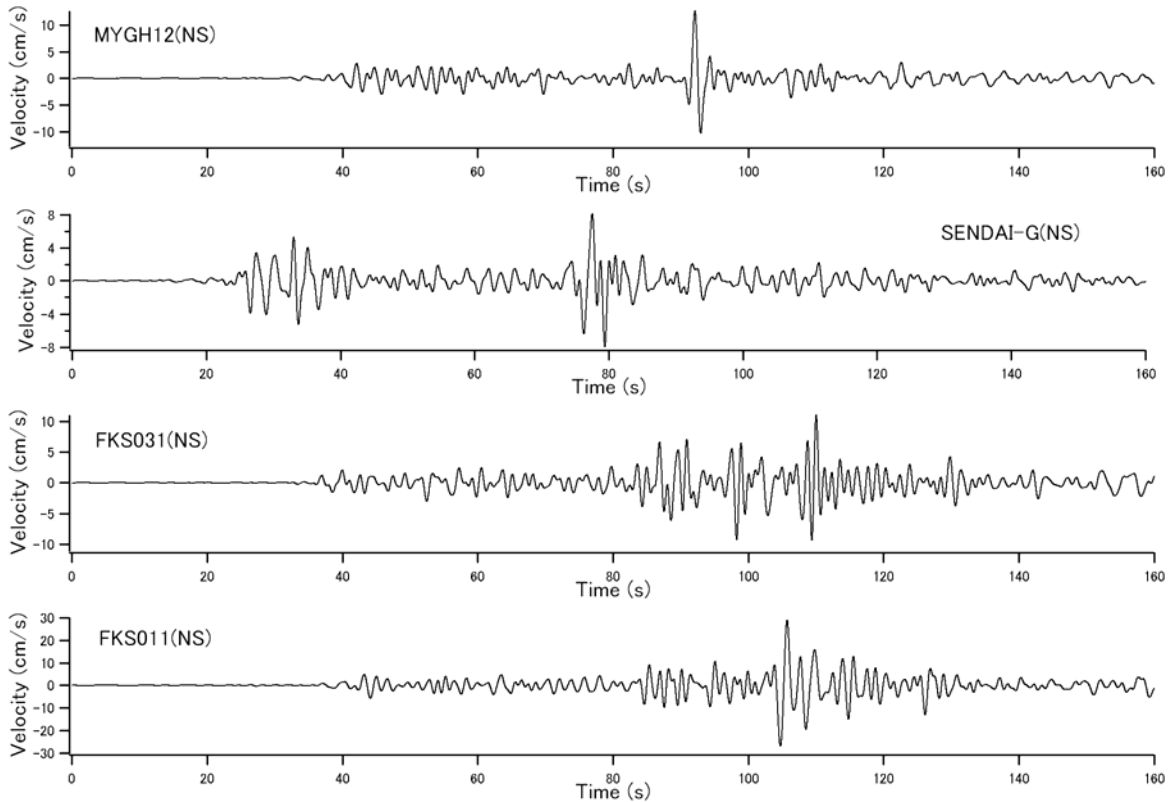


図-1.1 東北地方太平洋沖地震において観測されたパルス状の地震波の例 (0.2-1Hz の速度波形). 上から順に KiK-net 志津川, 港湾地域強震観測の仙台-G, K-NET 川内, K-NET いわき. いずれも NS 成分. KiK-net は地表の記録である.

ている. そのため, 強震動予測の分野における従来のアスペリティに対しては SMGA (Miyake *et al.*, 2003) という用語を割り当てることも多くなってきている (ただし SMGA 自体は東北地方太平洋沖地震を対象とした場合には一辺が数十 km 程度のものであり, パルスの再現を目的として設定されるものでもない). こうした用語の変化は, 今後, 本研究における「スーパーアスペリティ」の呼称に対しても影響を及ぼす可能性があるという点に留意されたい.

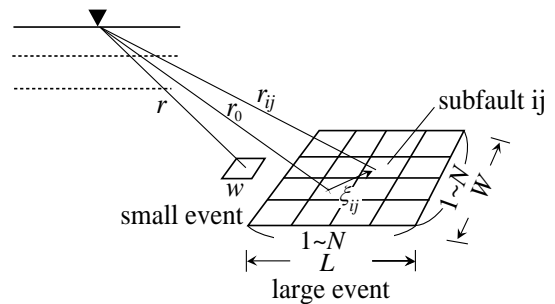


図-2.1 グリーン関数の重ね合わせ

2. 強震波形計算手法

本研究で用いる強震波形計算手法については既往の研究 (古和田他, 1998 ; 野津・菅野, 2006 ; 野津他, 2007 ; 野津・菅野, 2008 ; 野津他, 2009) で紹介されているので, ここでは要点のみを述べる.

まず, 対象地震の断層面上で発生する中小地震を考え (図-2.1 の small event), これによる対象地点での地震動を求める (これをグリーン関数と呼ぶ). 次に, 経験的グリーン関数法と同様の重ね合わせ方法 (入倉他, 1997) を用い, 大地震の震源モデル (図-2.1 の large event) に従ってグリーン関数を重ね合わせることにより, 大地震による地

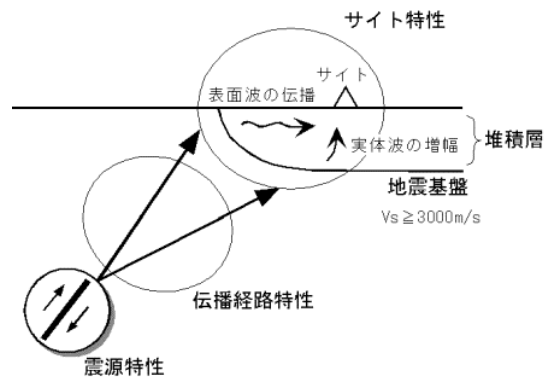


図-2.2 震源特性・伝播経路特性・サイト特性

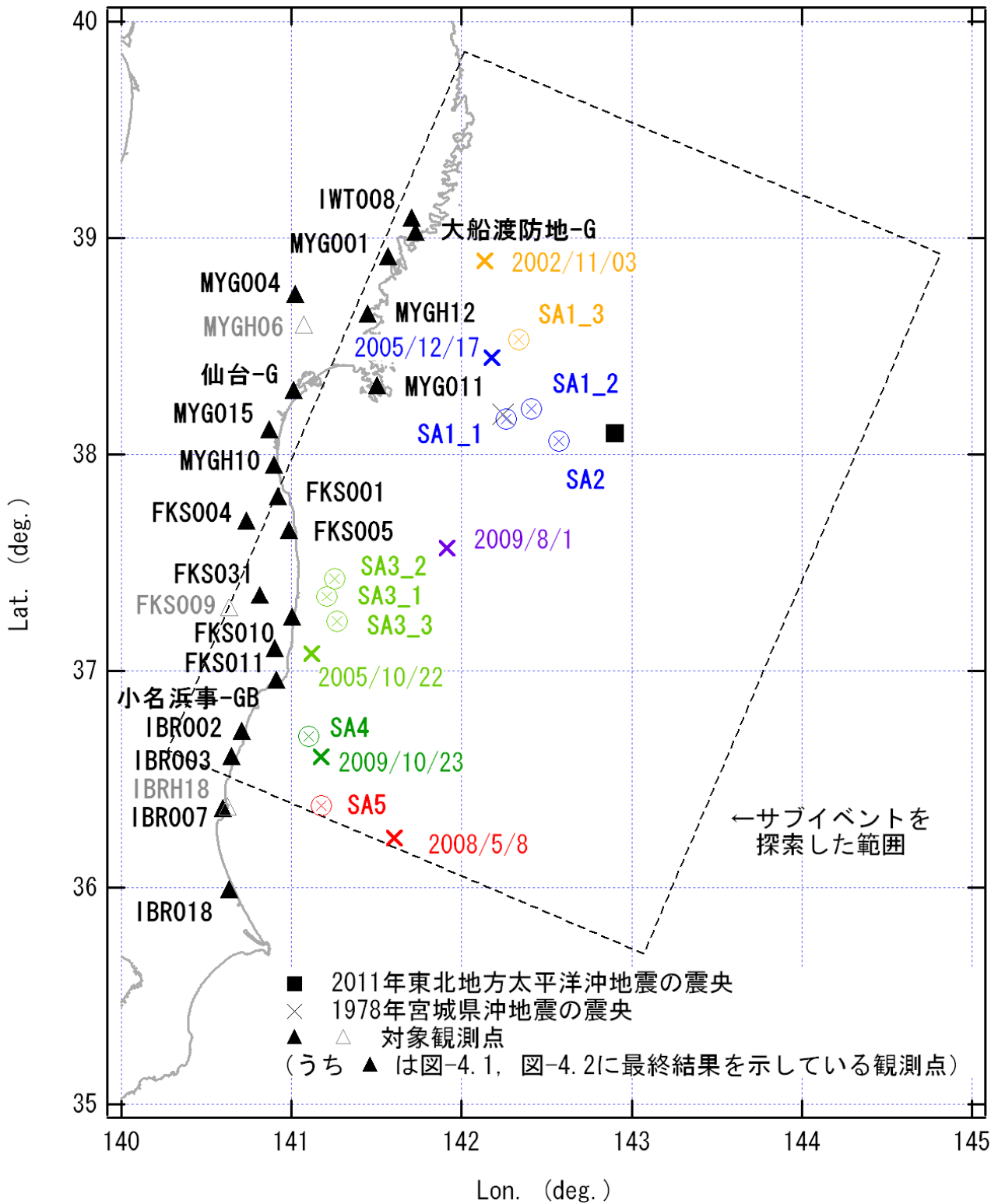


図-2.3 解析対象観測点，スーパーアスペリティの位置，および解析に用いた主な中小地震の震央

表-2.1 グリーン関数の位相特性を決めるために用いた中小地震観測記録

		SA1_1	SA1_2	SA1_3	SA2	SA3_1	SA3_2	SA3_3	SA4	SA5
IWT008	大船渡	20051217		20021103	20051217					
大船渡防地-G		20050816		20021103	20110309					
MYG001	気仙沼	20051217		20051217	20051217					
MYG004	築館	20051217		20021103	20051217					
MYGH12	志津川	20051217	同左	20021103	20051217	同左	同左	同左	同左	同左
MYG011	牡鹿	20051217		20051217	20051217					
仙台-G		20110310		20021103	20021103					
MYG015	岩沼	20051217		20021103	20090801					
MYGH10	山元	20050816		20021103	20110309					
FKS001	相馬	20050816		20021103	20090801					
FKS004	飯館	20051217			20051217	20051022			20091023	20080508
FKS005	原町	20050816			20090801	20051022			20091023	20080508
FKS031	川内	20051217			20051217	20051022			20091023	20080508
FKS010	広野	20050816			20090801	20051022			20091023	20080508
FKS011	いわき	20051217	同左	同左	20090801	20051022	同左	同左	20091023	20080508
小名浜事-GB		20050816			20100613	20051022			20110311	20080508
IBR002	高萩	20050816			20090801	20051022			20091023	20080508
IBR003	日立	20050816			20090801	20051022			20091023	20080508
IBR007	那珂湊	20050816			20090801	20051022			20091023	20080508
IBR018	鹿島	20050816			20050816	20051022			20091023	20080508

表-2.2 非線形性を考慮するために用いたパラメタ ν_1 と ν_2 の値

		ν_1	ν_2
MYG004	築館	0.90	0.005
MYG015	岩沼	0.67	0.010
MYGH10	山元	0.80	0.008
FKS001	相馬	0.90	0.005
FKS005	原町	0.90	0.005

震動を求める。

グリーン関数のフーリエ振幅は中小地震の震源特性、伝播経路特性、経験的サイト増幅特性の三者の積として求める。ここに震源特性とは震源断層の破壊過程の影響、伝播経路特性とは震源から地震基盤に至る伝播経路の影響、サイト特性とは地震基盤から地表に至る堆積層の影響のことである(図-2.2)。また、本稿では、地震基盤から地表までのフーリエ振幅スペクトルの倍率を指す用語として「サイト増幅特性」を用い、堆積層が地震動に及ぼす影響全般を指す用語として「サイト特性」を用いる。

一方、グリーン関数のフーリエ位相としては、対象地点における中小地震記録のフーリエ位相をそのまま用いる。対象地点で複数の中小地震記録が利用できる場合は、(鉛直面内での)入射角および(水平面内での)方位角という点で対象地震と(対象地震が複数のサブイベントからなる場合には対象とするサブイベントと)できるだけ類似している中小地震記録を用いる。それにより、堆積層が地震動の位相に及ぼす影響をより適切に考慮できるためである。なお、ここで「サブイベント」という用語は、大地震の震源断層の破壊過程に含まれるより規模の小さい破壊を一般的に指す用語として用いており、「アスペリティ」「スーパーアスペリティ」「SMGA」等はすべてサブイベントの一種である。

震源特性を計算する際、ラディエーション係数(Boore, 1983)としては、全方位への平均値である0.63を用いた。また、地震動のエネルギーの水平2成分への分散を表す係数である *PRITN* (Boore, 1983)は、各地点の実際の観測記録に基づいて設定した。震源付近および伝播経路における *S* 波速度としては3.9km/sを用いた(地震調査研究推進本部, 2002; 地震調査研究推進本部, 2005)。震源付近における媒質の密度としては $3.1 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ を用いた(地震調査研究推進本部, 2002; 地震調査研究推進本部, 2005)。伝播経路における *Q* 値は東日本の海溝性地震に対して求められている値(佐藤・巽, 2002)を用いた。経験的サイト増幅特性としては原則として既往の研究(野津・長尾, 2005; 野津・菅野, 2006)で得られているものを用いた。ただし、震源近傍の MYG011 (K-NET 牡鹿; 図-2.3)は2004年1月30日に移設されており、既往の研究で得られているサイト増幅特性は移設前のものである。そこで、移設後の MYG011 に対して再評価されたサイト増幅特性(野津・若井, 2011b)を用いた。また、小名浜事-GB(港湾地域強震観測の観測点; 図-2.3)のサイト増幅特性も、既往の研究では評価されていなかったため、野津・若井(2011b)で評価されたものを用いた。なお、KiK-netの観測点については、地表と地中の記録があるが、既往の研究(野津・長尾, 2005; 野津・菅野, 2006)で評価されたサイト増幅特性が

地表を対象としているため、地表の記録を波形合成の対象とした。グリーン関数の位相特性を決めるための中小地震記録としては、入射角および方位角が対象とするスーパーアスペリティとできるだけ共通となるように、表-2.1に示すものを用いた。また、それらのうち主要なものの震央位置を図-2.3に示している。

表層地盤の非線形性の影響を受けていると考えられる観測点に対しては、非線形性の影響を考慮して波形合成を行った。具体的には、表層地盤の多重非線形効果を考慮してグリーン関数を補正する方法(野津・盛川, 2003)を用いた。この方法では、堆積層における平均的なS波速度の低下率を表すパラメタである ν_1 、および、堆積層における平均的な減衰定数の増分を表すパラメタである ν_2 を用いることによって、比較的簡便に、非線形性の影響を考慮した波形合成を行うことができる。実際の適用に当たっては、

①土質データから、表層地盤の非線形挙動が生じる可能性のある観測点であること

②本震観測記録のフーリエスペクトルのピーク周波数が、サイト増幅特性のピーク周波数よりも顕著に低周波側にずれていること

以上二つの条件を満足する場合に、当該観測点での本震観測記録は表層地盤の非線形挙動の影響を受けていると判断し、上記手法の適用を行った。その際、 ν_1 については、本震観測記録のフーリエスペクトルのピーク周波数とサイト増幅特性のピーク周波数の比から決定し、 ν_2 については、後続波の継続時間が適切となるように、観測点毎に設定を行った(ν_2 を大きくするほど減衰の影響で後続波の継続時間が短くなる性質を利用している)。採用した ν_1 と ν_2 の値を表-2.2に示す。

3. 震源モデルの作成過程

3.1 宮城県沖

まず、宮城県沖のスーパーアスペリティの設定手順について述べる。図-3.1はMYG011, MYGH02, MYGH06(位置を図-2.3に示す)で観測された本震の速度波形を示す(KiK-netについては地中)。しばしば指摘されるように、これらの地域における本震の波形は大きく二つの山からなり、少なくとも二つのサブイベントが波形に寄与していることは明らかである。そこで、浅野・岩田(2011)などが行っているように、観測記録の走時を読み取ることで、サブイベントの位置を求めることを試みた。ただし、走時の読み取りにおいては、異なる観測点間における位相の対応付けが、結果に対して大きく影響することが多い。本来異なるサブイベントに由来する位相を同一のサブイベントに

起因するものとして扱えば、誤った結果に陥ることになる。この危険は、離れた二点間の位相を対応付けようとする場合ほど大きくなる。そこで、本研究においては、比較的近接した観測点における走時を読み取ることで、サブイベントの位置を求めることを試みた。具体的には、上記の3地点において、1波目および2波目に対応するS波の到来時刻を、図-3.1に赤字で示す通り読み取った。これらの観測点を選択したのは、図-3.1に示すように、S波の到来時刻がかなり明瞭に表れており、誤認の恐れが少ないと判断したためである。次に、気象庁による破壊開始点を含む走向203度、傾斜10度の断層面を仮定し(図-2.3の大きな長方形; 走向と傾斜は気象庁(2011)のCMT解に基づいて設定)、断層面上の各点および各観測点に対し、図-3.1の時刻にS波が到来するために必要な破壊時刻を求めた。この破壊時刻は、本来、どの観測点から求めても同じ値となるべきである。そこで、観測点を変化させた場合の破壊時刻の標準偏差が最も小さくなる断層面上の点を、サブイベントの位置とした。以上の考え方で求めたサブイベントの位置を、図-2.3にSA1_1およびSA2として示した(SAはスーパーアスペリティの意味)。このうちSA1_1は1978年宮城県沖地震の震源(気象庁)に極めて近い位置に求まっている(図-2.3)。走時の読み取りでサブイベント位置の特定を行っている既往の研究と比較すると、本研究のSA1_1は浅野・岩田(2011)のSMGA1や佐藤(2011)のアスペリティ1、川辺他(2011)のAsp1に含まれるような位置にある。また、本研究のSA2は浅野・岩田のSMGA2や佐藤のアスペリティ2に含まれる位置となっているが、川辺他のAsp2よりはやや南である。Kurahashi and Irikura(2011)の結果と比較すると、東西のサブイベントの破壊の順序が逆となっている。

次に、上で求めた座標をローカルな破壊開始点とする矩形のスーパーアスペリティを考え、その長さ、幅、矩形領域と破壊開始点との位置関係、および地震モーメントを様々に変化させ、周辺の観測点における速度波形を出来るだけ精度良く再現するようなパラメタを設定した。このとき、ライズタイムについては片岡他(2003)の式で求まる値に固定した(スーパーアスペリティの幅を、スーパーアスペリティ内部の破壊伝播速度で除し0.25を乗じた値)。スーパーアスペリティ内部の破壊伝播速度は3.0km/sとした。以上に述べたスーパーアスペリティのパラメタの設定条件は、本研究の他のスーパーアスペリティに対しても同様である。設定されたパラメタを表-3.1に示す。また、SA1_1とSA2の詳しい位置を図-3.2に示す。これらのパラメタの有する意義については4.で考察を行う。

SA1_1とSA2の寄与のみを考慮して仙台-G(港湾地域強震観測の観測点)、MYGH12, MYG001で計算される速度波形

(0.2-1Hz)を観測波と比較して図-3.3に示す. 50秒ほどの間隔を置いて到来している二つの波群の先頭の部分に対応するパルスの振幅と周期がかなり良好に再現されていることがわかる. パルスの周期はスーパーアスペリティのサイズと関係しており, パルスの振幅はスーパーアスペリティの地震モーメントと関係している. 従って, パルスの振幅と周期の再現性が良好であることは, スーパーアスペリティのサイズと地震モーメントの設定が適切であることを示すと考えられる.

しかしながら, 1つめの波群の初動に続く部分, すなわち, 仙台-Gの34秒付近やMYG001の52秒付近(×印で示す)は, SA1_1とSA2の寄与だけでは十分に説明することができない. また, より北側の大船渡などでは, SA1_1とSA2の寄与を考慮するだけでは, 1つめの波群の振幅が過小評価となる.

そこで, SA1_1の破壊の直後に, その近辺で, 別のサブ

イベント(SA1_2)が破壊しているものと考えた. 仙台-G等における走時を満足するようにSA1_2の位置を求めると, 図-2.3に示す位置に求まった. これは浅野・岩田(2011)のSMGA1や川辺他(2011)のAsp1に含まれる位置である.

SA1_2のパラメタも, SA1_1とSA2のパラメタを決めたときと同様の手順で, 周辺の観測点における速度波形を出来るだけ精度良く再現するように設定した. 設定されたパラメタを表-3.1に示す. また, SA1_2の詳しい位置を図-3.2に示す. SA1_1, SA1_2, SA2の三者を考慮した場合のMYG001における速度波形の計算結果を図-3.4(上)に示す. SA1_1とSA2だけではうまく再現できなかった52秒付近の位相(○印)は再現できるようになった. しかしながら, 90秒付近の×印で示す位相は, SA1_1, SA1_2, SA2の三者の寄与だけでは説明が付かない部分として指摘できる. 同様の傾向は宮城県と岩手県の県境付近の他の観測点でも認

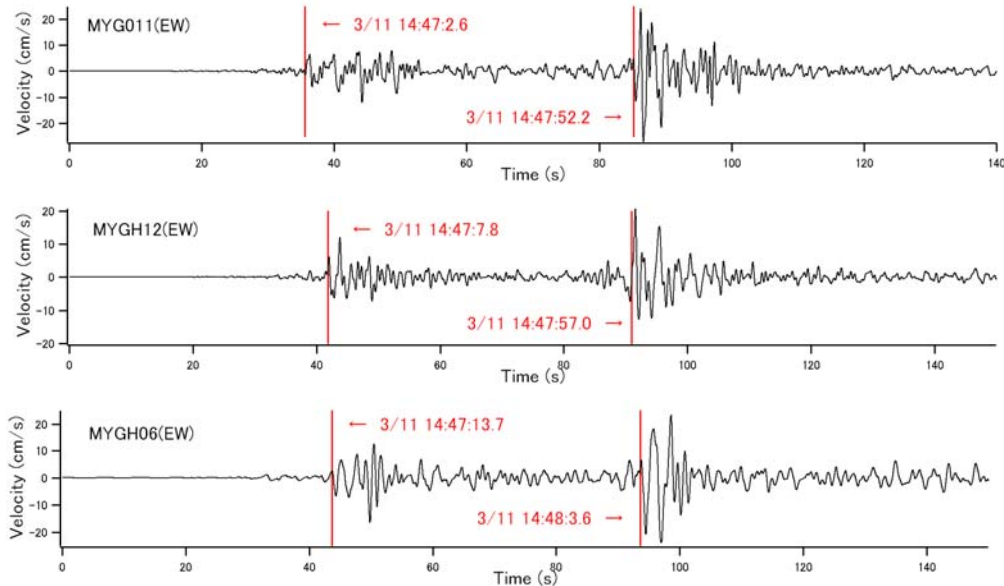


図-3.1 MYG011, MYGH12, MYGH06で観測された本震の速度波形(EW成分、KiK-netは地中)

表-3.1 スーパーアスペリティモデルのパラメタ

	破壊開始時刻 (h:m:s)	長さ km	幅 km	面積 km ²	地震モーメント Nm	すべり量 m	ライズタイム s
SA1_1	14:46:43.5	3.0	2.0	6.0	8.00E+18	28.3	0.17
SA1_2	14:46:46.9	4.0	3.0	12.0	8.00E+18	14.1	0.25
SA1_3	14:47:33.4	4.0	2.0	8.0	4.00E+18	10.6	0.17
SA2	14:47:26.3	3.5	3.0	10.5	2.10E+19	42.4	0.25
SA3_1	14:47:57.1	3.0	4.0	12.0	3.00E+18	5.3	0.33
SA3_2	14:48:04.4	3.0	4.0	12.0	3.00E+18	5.3	0.33
SA3_3	14:48:15.0	6.0	2.0	12.0	5.00E+18	8.8	0.17
SA4	14:48:25.8	8.0	3.0	24.0	9.00E+18	8.0	0.25
SA5	14:48:30.9	7.0	7.0	49.0	2.00E+19	8.7	0.58

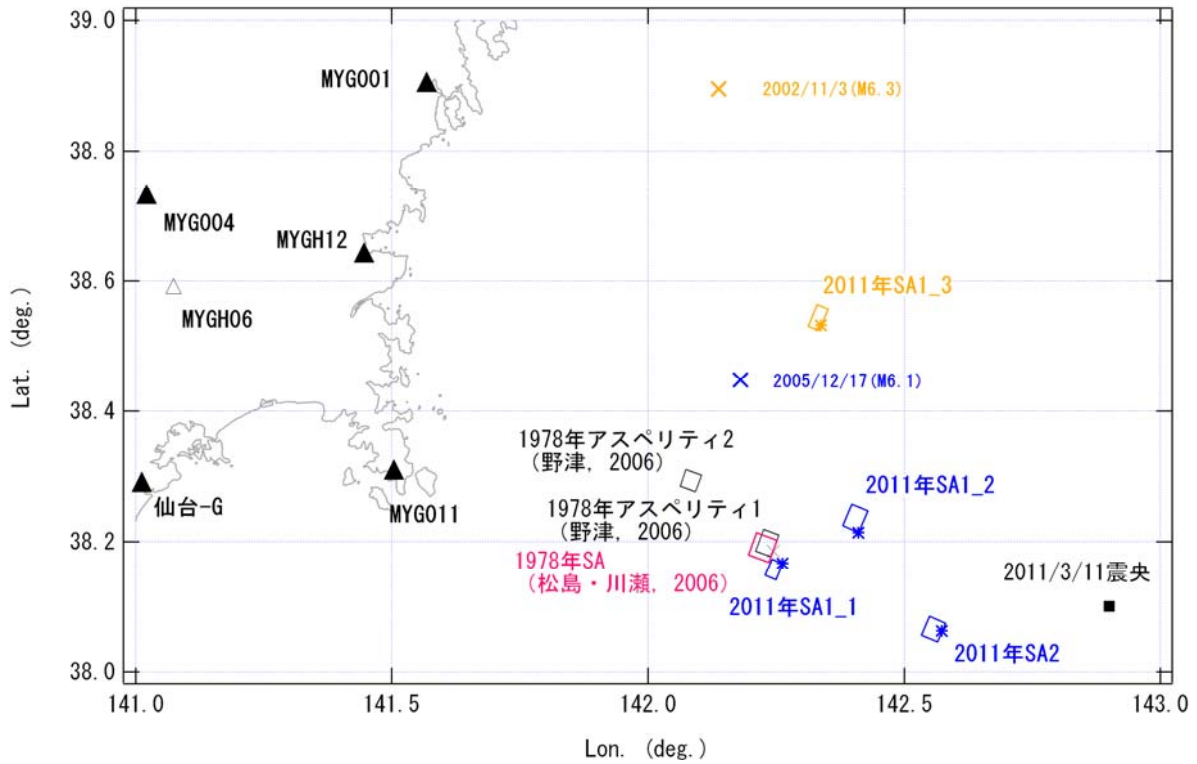


図-3.2 宮城県沖の4つのスーパーアスペリティの詳細位置

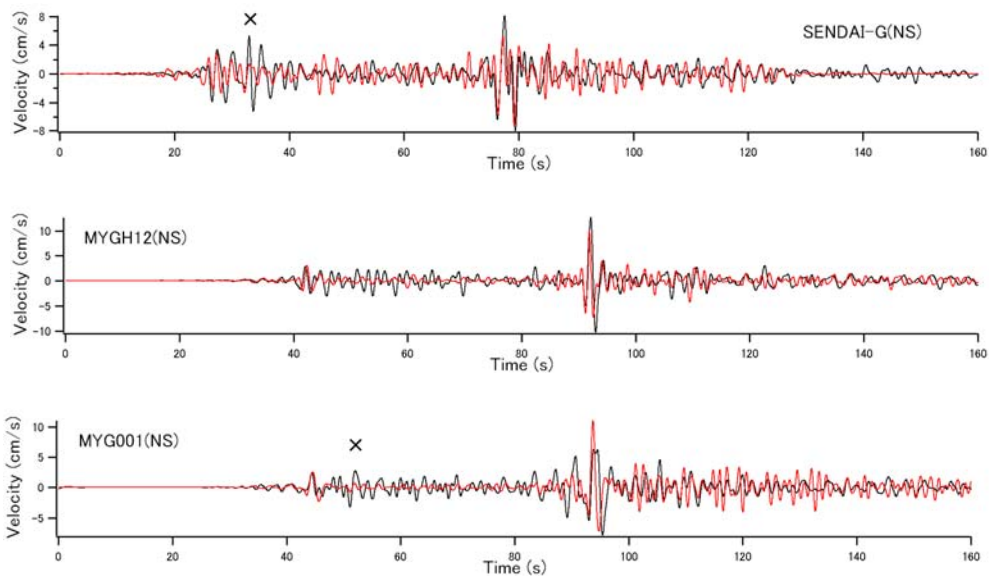


図-3.3 SA1_1 と SA2 の寄与のみを考慮して計算される速度波形 (赤) と観測波 (黒) の比較 (0.2-1Hz)
(×の箇所は SA1_1 と SA2 の寄与だけでは説明できない)

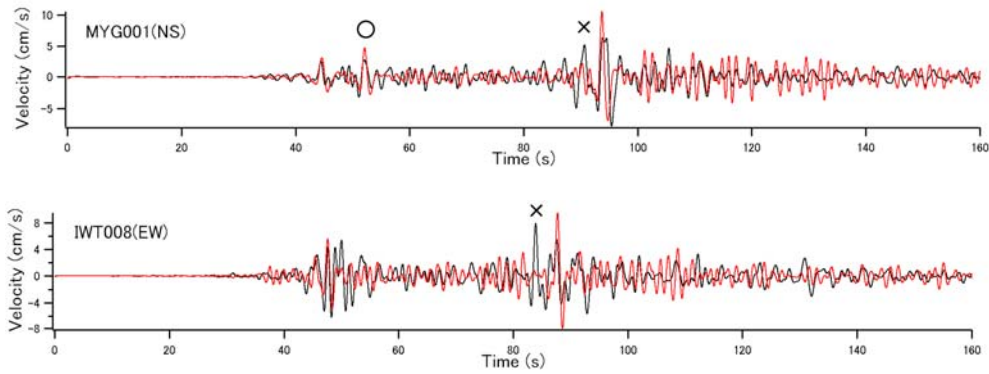


図-3.4 SA1_1, SA1_2, SA2の三者を考慮して計算される速度波形(赤)と観測波(黒)の比較(0.2-1Hz)
(×の箇所はこれら三者の寄与だけでは説明できない)

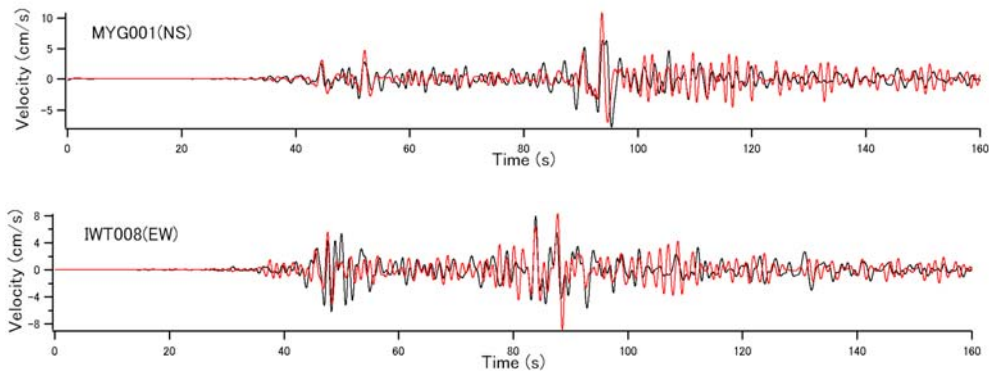


図-3.5 宮城県沖の4つのスーパーアスペリティを考慮して計算されるMYG001とIWT008での速度波形(赤)と観測波(黒)の比較(0.2-1Hz)

められる(特にEW成分に見られる). 例えば図-3.4(下)にはIWT008におけるSA1_1, SA1_2, SA2の三者による速度波形の計算結果を示すが, 84秒付近の位相(×印)が説明できていない. 先に求めたSA2の破壊時刻を考慮すると, 84秒付近の位相はSA2のものとするには少し早く到来し過ぎている. 従って, これらの位相をもたらしたSA2とは別のサブイベント(SA1_3)が存在するものと考えた. IWT008等における走時を満足するようにSA1_3の位置を求めると, 図-2.3に示すように, 他のスーパーアスペリティよりもやや北側となった. 既往の研究の中でこの位置にアスペリティやSMGAを推定している研究はないが, 強いと言えば川辺他(2011)が推定しているAsp1の北端付近に当たる.

SA1_3のパラメタも, 周辺の観測点における速度波形を出来るだけ精度良く再現するように設定した. 設定されたパラメタを表-3.1に示す. また, SA1_3の詳しい位置を図-3.2に示す. SA1_1, SA1_2, SA1_3, SA2の4つのスーパーアスペリティを考慮した場合のMYG001とIWT008での速度波形の計算結果を図-3.5に示す. 4つのスーパーアスペリ

ティを考慮することにより, 速度波形の再現性が向上していることがわかる. なお, より多くの地点での波形, スペクトルの再現性については4.で述べる.

3.2 福島県沖

ここまで宮城県沖のスーパーアスペリティについて検討してきたが, 宮城県と福島県の県境付近の地震動も, 宮城県沖の4つのスーパーアスペリティによってほぼ説明することができる(図-3.6). しかしながら, それより南へ進むと, 宮城県沖のスーパーアスペリティによっては, 速度波形をほとんど説明することが出来なくなる. 例えば, 図-3.7は, FKS031, FKS009の2つの観測点に対して, 宮城県沖の4つのスーパーアスペリティを考慮して速度波形を計算した結果であるが, 速度波形の主要な部分がほとんど再現されていない. このことは, これらの地域の波形に対して寄与した別のサブイベントが存在することを示唆している. これらの地域における観測波(図-3.7の黒線)に着目すると, ほぼ10秒間隔で並ぶ3つのパルスが存在することがわかる(×印). これらのパルスはいずれも幅が狭く, アスペリ

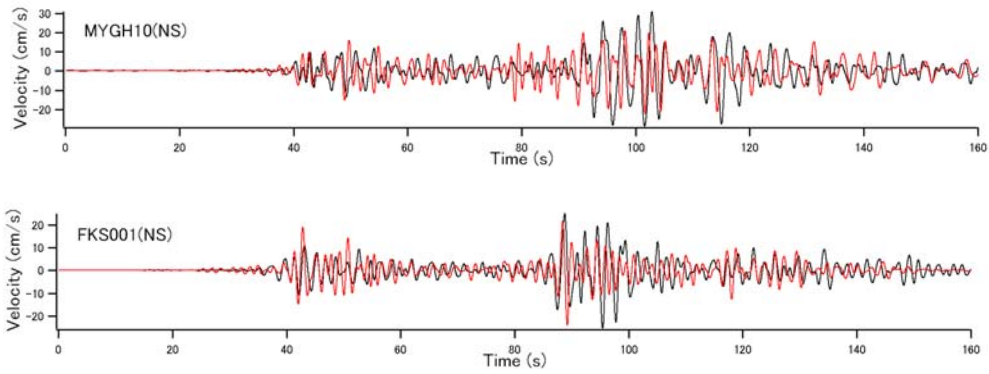


図-3.6 宮城県沖の4つのスーパーアスペリティを考慮して計算されるMYGH10とFKS001での速度波形(赤)と観測波(黒)の比較(0.2-1Hz)

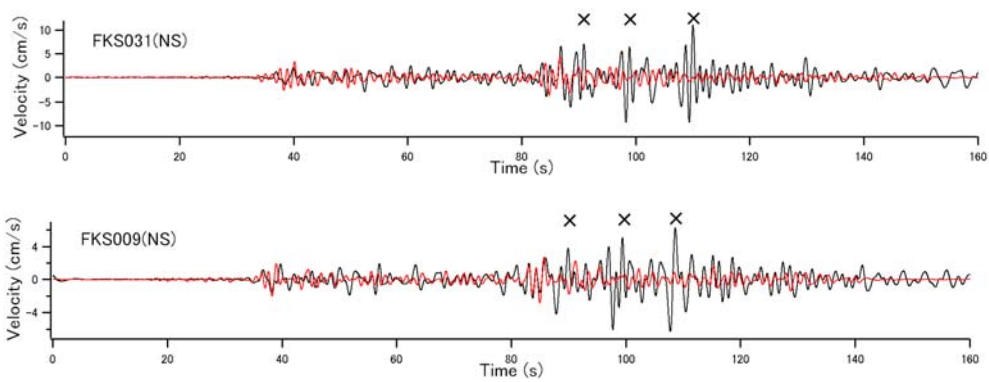


図-3.7 宮城県沖の4つのスーパーアスペリティを考慮して計算されるFKS031とFKS009での速度波形(赤)と観測波(黒)の比較(0.2-1Hz)

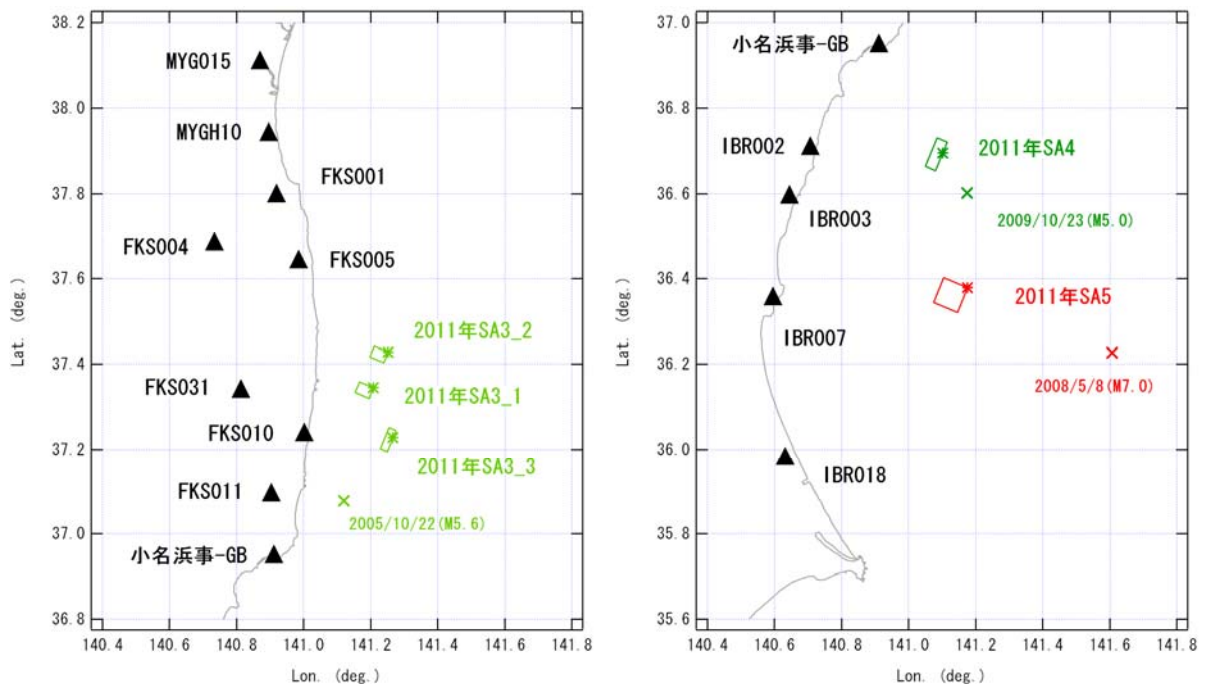


図-3.8 福島県沖と茨城県沖のスーパーアスペリティの詳細位置

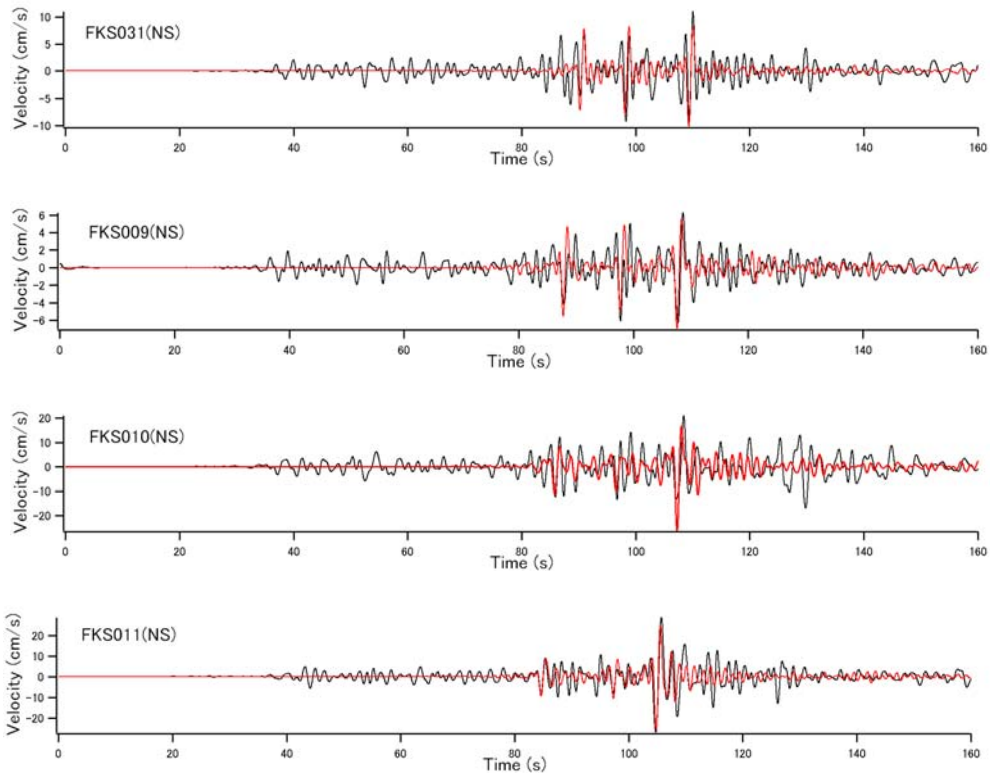


図-3.9 福島県沖の3つのスーパーアスペリティを考慮して計算される各地の速度波形（赤）と観測波（黒）の比較（0.2-1Hz）

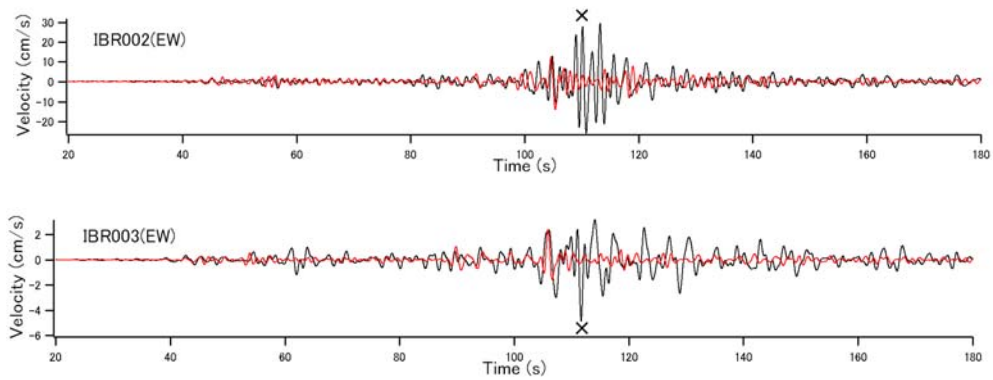


図-3.10 宮城県沖～福島県沖のスーパーアスペリティを考慮して計算される IBR002 と IBR003 での速度波形（赤）と観測波（黒）の比較（0.2-1Hz）

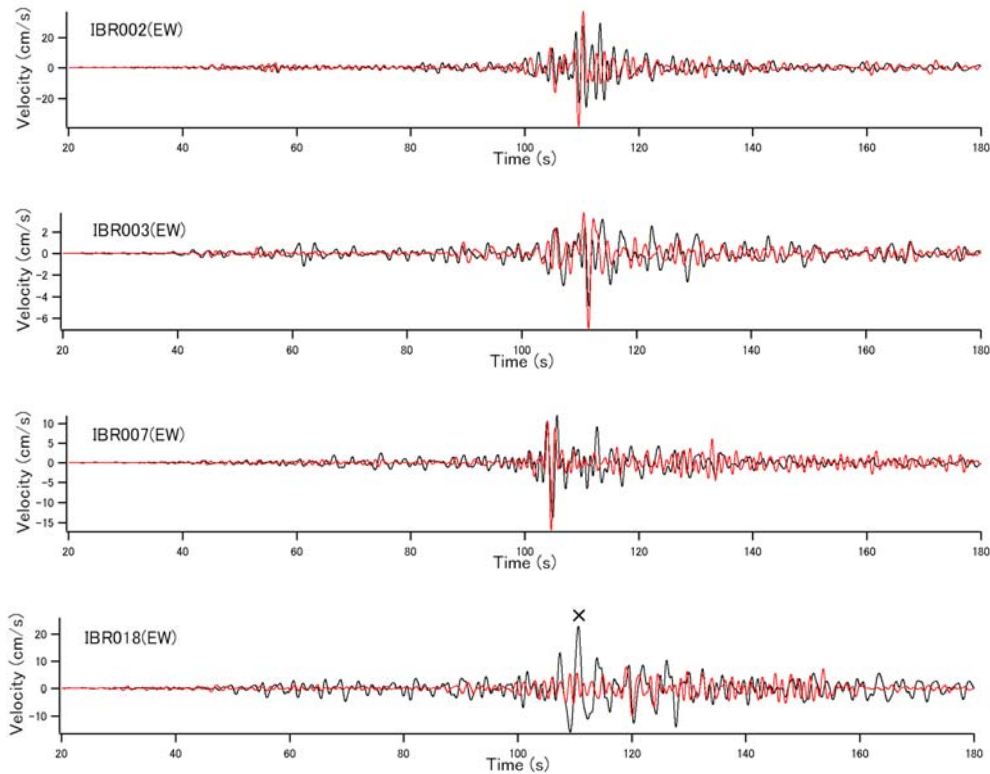


図-3.11 宮城県沖～福島県沖のスーパーアスペリティに加え、SA4の寄与を考慮して計算される各地の速度波形(赤)と観測波(黒)の比較(0.2-1Hz)

ティというよりはスーパーアスペリティによってより良く説明されるものであると考えられる。そこで、これら3つのパルスに対応した3つのスーパーアスペリティ(SA3_1, SA3_2, SA3_3)が存在するものと考えた。FKS031等における走時を満足するようにこれらの位置を求めると、図-2.3に示すように、福島県の海岸線に近い所に3つのスーパーアスペリティが並ぶことになった。ただし、破壊の順序としては、中央、北側、南側の順となり、北側から順序よく壊れるという結果にはならなかった。これらのスーパーアスペリティの位置を既往の研究と比較してみると、浅野・岩田(2011)のSMGA3、川辺他(2011)のAsp4、Kurahashi and Irikura(2011)のSMGA4は、上記のスーパーアスペリティを含むかもしくは近い位置にある。

次に、周辺の観測点における速度波形を出来るだけ精度良く再現するように、SA3_1～SA3_3のパラメタを設定した。設定されたパラメタを表-3.1に示す。また、SA3_1～SA3_3の詳しい位置を図-3.8に示す。SA3_1～SA3_3の寄与のみを考慮した場合の、周辺の観測点での速度波形の計算結果を図-3.9に示す。福島県沖の3つのスーパーアスペリティを考慮することにより、周辺の観測点での速度波形が比較的精度良く再現できていることがわかる。

3.3 茨城県沖

ここまで設定してきた宮城県沖～福島県沖のスーパーアスペリティにより、茨城県北部のIBR002とIBR003での速度波形をどの程度再現できるか調べてみると、図-3.10に示すように、波形の前半部分を一部再現できるが、主要動は再現できないことがわかる(×印)。このことは、この地域の波形に対して特に寄与した別のサブイベントが存在していたことを意味する。これをSA4とし、IBR002等における走時を満足するようにSA4の位置を求めると、図-2.3に示すように、茨城県北部の比較的海岸線に近い位置に求まった。SA4の位置を既往の研究と比較してみると、浅野・岩田(2011)のSMGA4、および、川辺他(2011)のAsp5はSA4に比較的近い位置にある。

この位置にSA4が存在していたことについては別の傍証もある。港湾空港技術研究所地震動研究チーム(2011a)に示すように、IBR007における本震観測記録のフーリエ位相を、2009年10月23日10:28茨城県東方沖の地震(M5.0)のフーリエ位相に置き換えると、もとの本震波形にかなり近いものが再現される。このような、本震のフーリエ位相と中小地震のフーリエ位相との類似は、本震波形の中に複数のサブイベントの寄与が顕著に存在する場合には生じにくい。言い換えれば、IBR007等では、本震波形に対して1個のサ

イベントの寄与が支配的であったと言える。すでに見てきたように、宮城県沖～福島県沖にかけて多くのサブイベントが存在するにも関わらず、IBR007等の波形に対して1個のサブイベントの寄与が支配的となるためには、当該サブイベントは観測点に比較的近い位置に存在しなければならない。また、このことに加え、2009年10月23日の地震は、**図-2.3**に示すように、SA4の比較的近くで発生している。その結果、IBR007等では、本震と2009年10月23日の地震とで伝播経路特性、サイト特性がほぼ共有されることになり、フーリエ位相特性の類似が生じたものと考えられる。

SA4のパラメタについては、やはり、周辺の観測点における速度波形が出来るだけ精度良く再現されることを念頭に設定した。設定されたパラメタを**表-3.1**に示す。また、SA4の詳しい位置を**図-3.8**に示す。宮城県沖～福島県沖のスーパーアスペリティに加えて、SA4の寄与も考慮した場合の、周辺の観測点での速度波形の計算結果を**図-3.11**に示す。IBR002からIBR007にかけての速度波形は比較的精度良く再現できていることがわかる。

ただし、茨城県の中でも南に位置するIBR018での速度波形は、ここまで作成してきた震源モデルでは再現することができない(×印)。加えて、IBR007等の波形の後半部分においても、一部、再現されていない位相が存在する。そこで、これらの位相を生じたさらにもう一つのサブイベントが存在していたものと推定される。これをSA5とし、IBR018等における走時を満足するようにSA5の位置を求めると、**図-2.3**に示すように、茨城県中部の海岸線からやや離れた位置に求まった。SA5の位置を既往の研究と比較してみると、Kurahashi and Irikura (2011)のSMGA5はSA5に比較的近い位置にあると言える。SA5が**図-2.3**に示す位置に存在することについては別の傍証もある。港湾空港技術研究所地震動研究チーム(2011b)に示すように、IBR018における本震観測記録のフーリエ位相を、2008年5月8日1:45茨城県東方はるか沖の地震(M7.0)のフーリエ位相に置き換えると、もとの本震波形に比較的近いものが再現される。2008年5月8日の地震は、**図-2.3**に示すように、SA5の比較的近くで発生している。その結果、IBR018では、本震と2008年5月8日の地震とで伝播経路特性、サイト特性がほぼ共有されることになり、フーリエ位相特性の類似が生じるものと考えられる。

SA5のパラメタについては、やはり、周辺の観測点における速度波形が出来るだけ精度良く再現されることを念頭に設定した。設定されたパラメタを**表-3.1**に示す。また、SA5の詳しい位置を**図-3.8**に示す。以上で、宮城県沖～茨城県沖にかけて9つのスーパーアスペリティからなる震源モデルが求まった。震源モデル全体による波形、スペクト

ルの再現性については次章で示す。SA5の導入によるIBR018等での波形の改善についてもこの中で併せて示す。

4. 震源モデルの作成結果と考察

宮城県沖～茨城県沖にかけて9つのスーパーアスペリティからなる震源モデル全体を考慮した場合の各地の速度波形(0.2-1Hz)の計算結果を観測波と比較して**図-4.1**に示す。また各地のフーリエスペクトル(水平2成分を合成しバンド幅0.05HzのParzenウィンドウを適用したもの)の計算結果を観測波と比較して**図-4.2**に示す。各地の波形、スペクトルは比較的良好に再現されている。

ここで、設定された震源モデルについていくつかの考察を行う。まず、ここでの震源モデルは、「(スーパー)アスペリティの破壊が震源近傍にコヒーレントなパルスをもたらす」という考え方に基づいて設定されているという点を改めて指摘したい。このような考え方はまさに1995年兵庫県南部地震を対象とした釜江・入倉(1997)による震源モデルの構築において採用された考え方であり、本研究は同様の考え方が海溝型巨大地震に対しても適用可能であることを、2003年十勝沖地震(M8.0)を対象とした既往の研究(野津・菅野, 2006; 野津他, 2007; 野津・菅野, 2008; 野津他, 2009)に続いて、示したものである。東北地方太平洋沖地震の震源近傍でのパルスを再現するために必要なスーパーアスペリティのサイズは、ここまで示してきたように一辺が数km程度であった。同じ地震を対象として提案されている既往の震源モデル(浅野・岩田, 2011; 川辺他, 2011; 佐藤, 2011; Kurahashi and Irikura, 2011)では、一辺が数十km程度のアスペリティまたはSMGAが設定されているが、この場合、アスペリティまたはSMGAが破壊するのに要する時間は10秒以上となるので、0.2-1Hzの帯域に明瞭に認められるパルスを再現することは困難であると考えられる。

一方、本研究で設定されたスーパーアスペリティのすべり量に着目すると、最も小さいSA3_1とSA3_2では5.3mであるが、最も大きいSA2では42.4mに達している。この値はM9クラスの地震ならではと考えられる値である。この地震に対して、長周期地震動の波形インバージョンにより求められたすべり量分布は、海溝軸寄りに大きなすべり量を推定しているものもあるが(例えばSuzuki *et al.*, 2011; Yoshida *et al.*, 2011)、震央のやや西側に最大のすべりを推定しているものもあり(Koketsu *et al.*, 2011)、その位置は本研究のSA2の位置に極めて近い。

次に、本研究で設定したスーパーアスペリティのうち、最初に破壊したSA1_1について考察を行う。**図-3.2**には

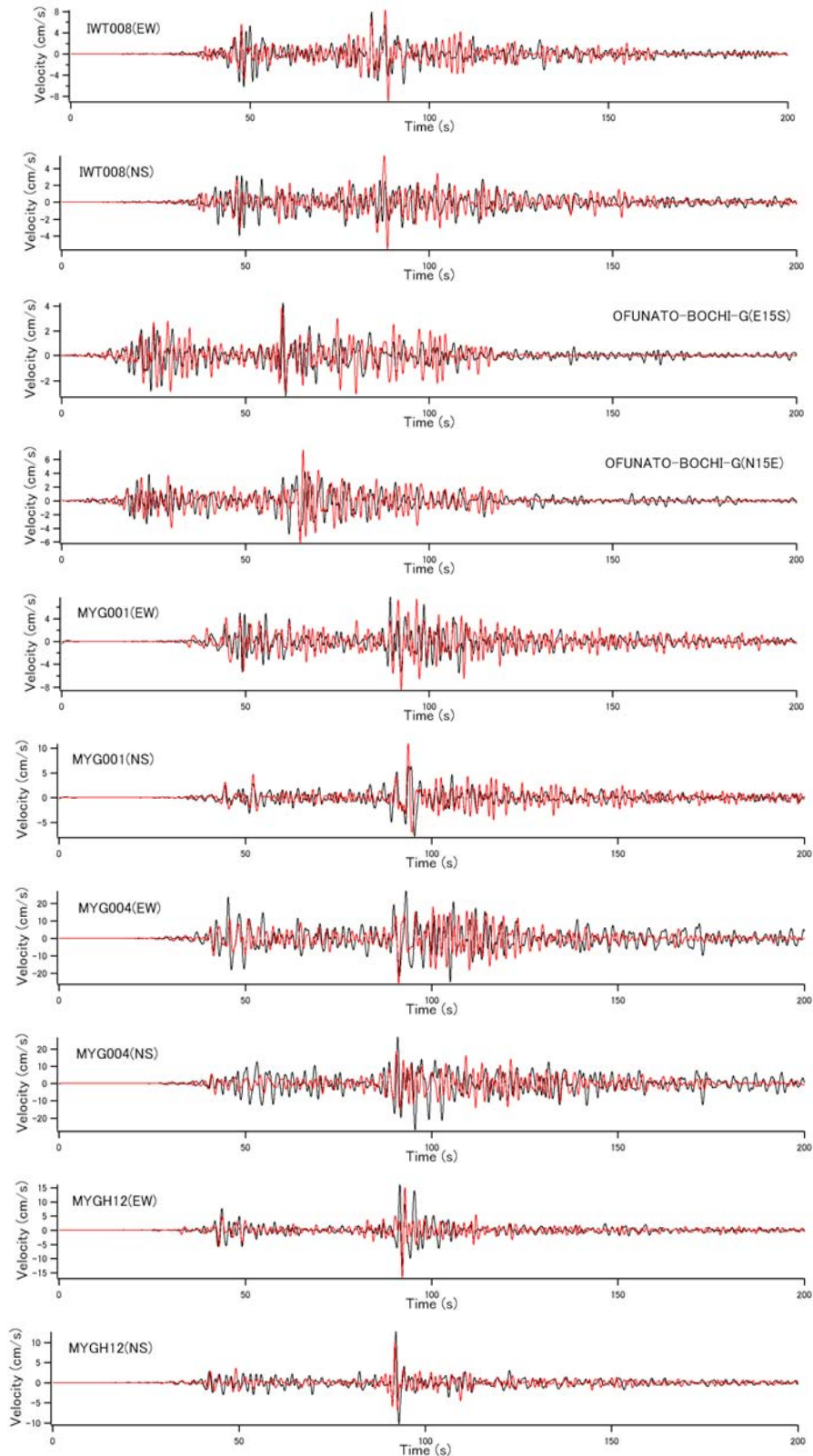


図-4.1 すべてのスーパーアスペリティを考慮した場合の各地の速度波形 (0.2-1Hz) の計算結果 (赤) と観測結果 (黒) との比較

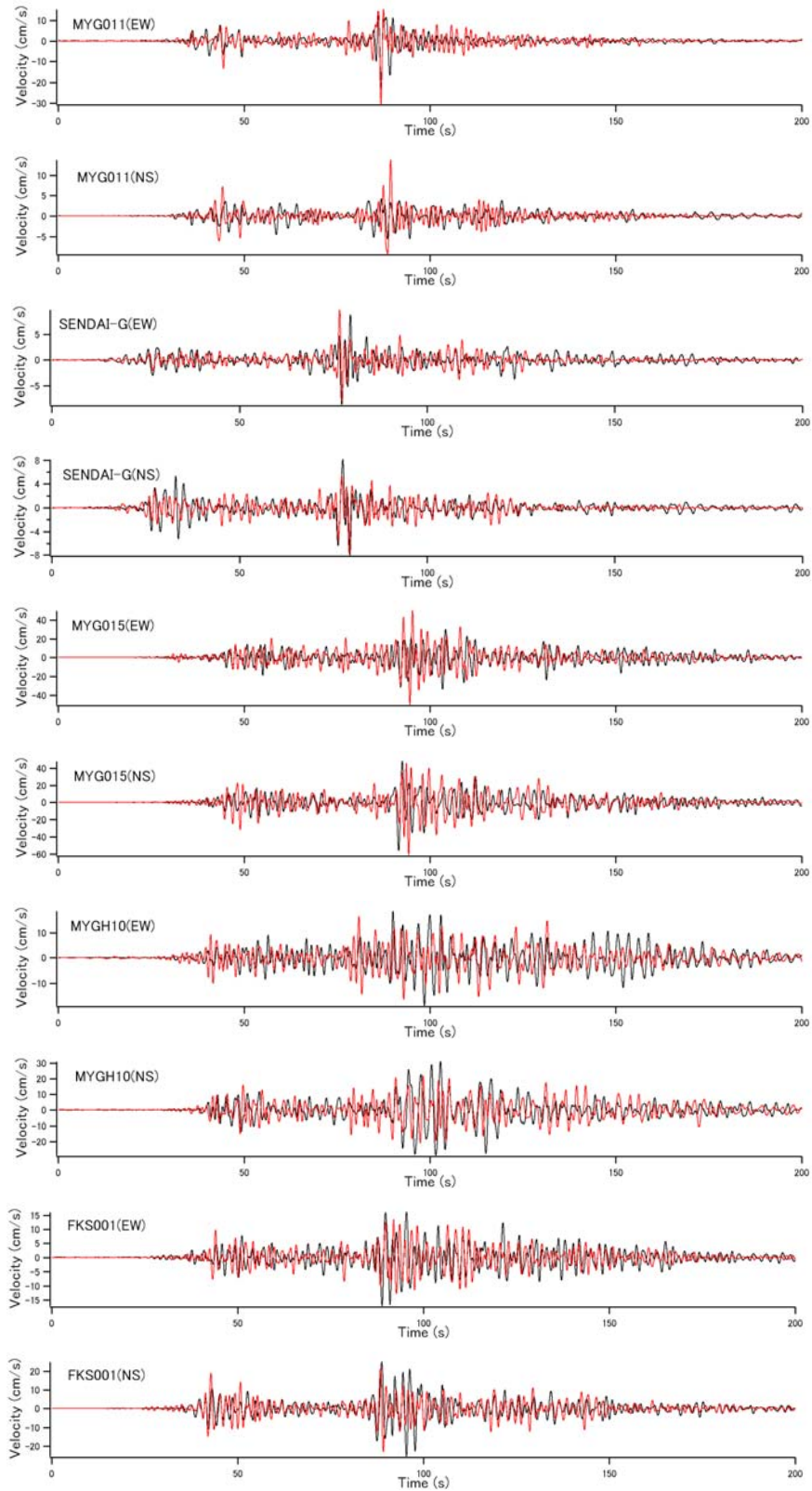


図-4.1 (つづき)

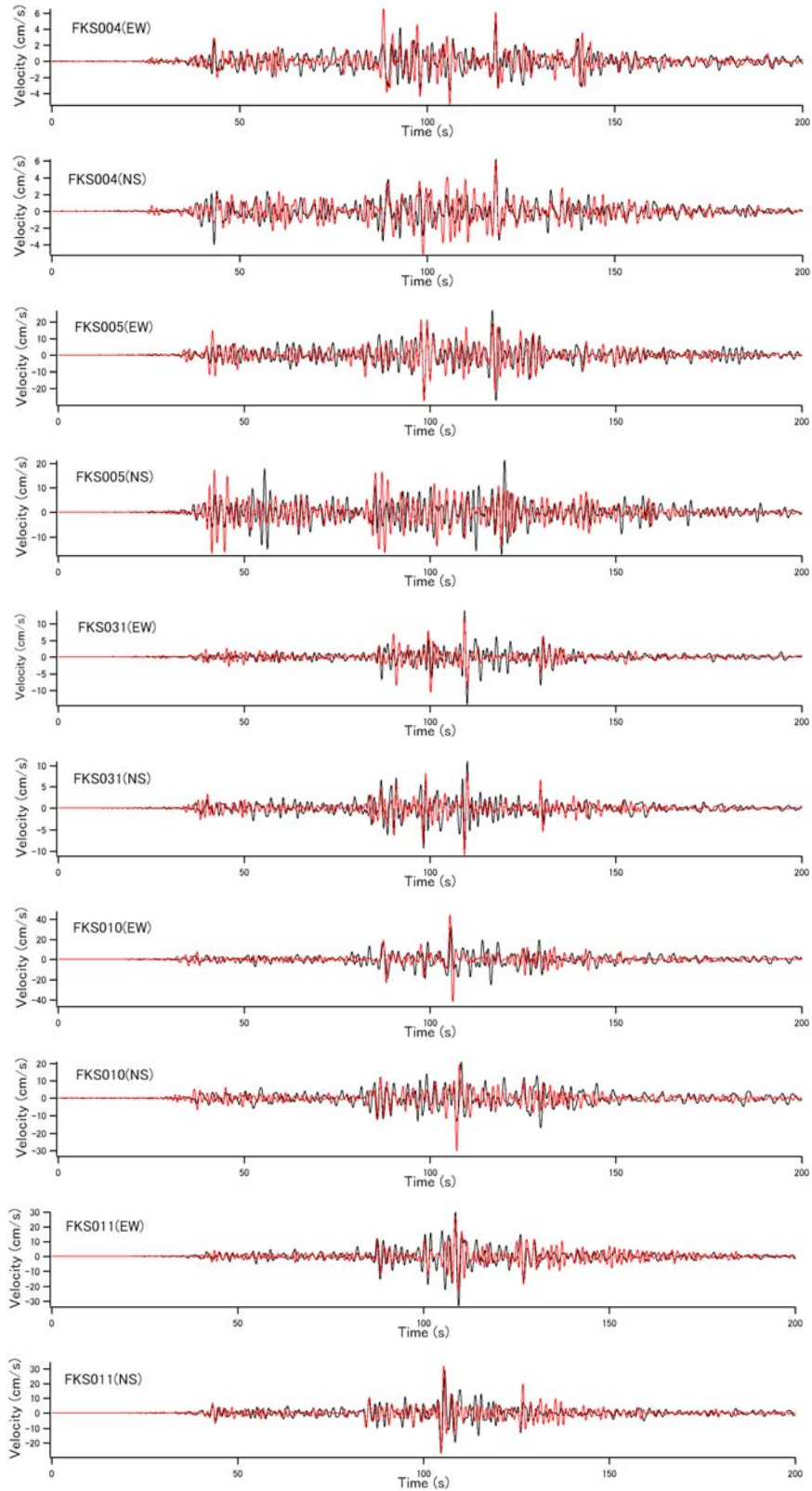


図-4.1 (つづき)

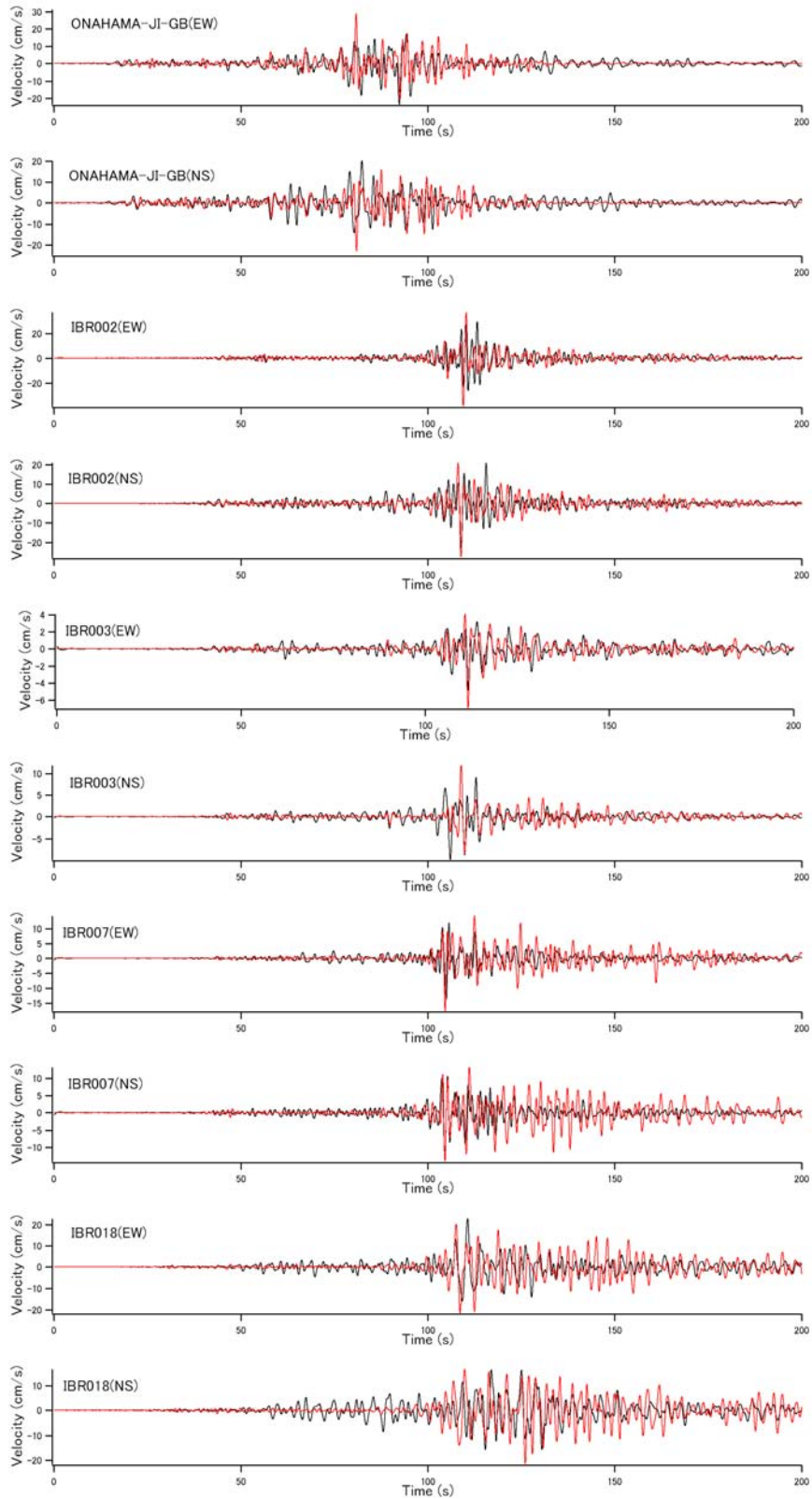


図-4.1 (つづき)

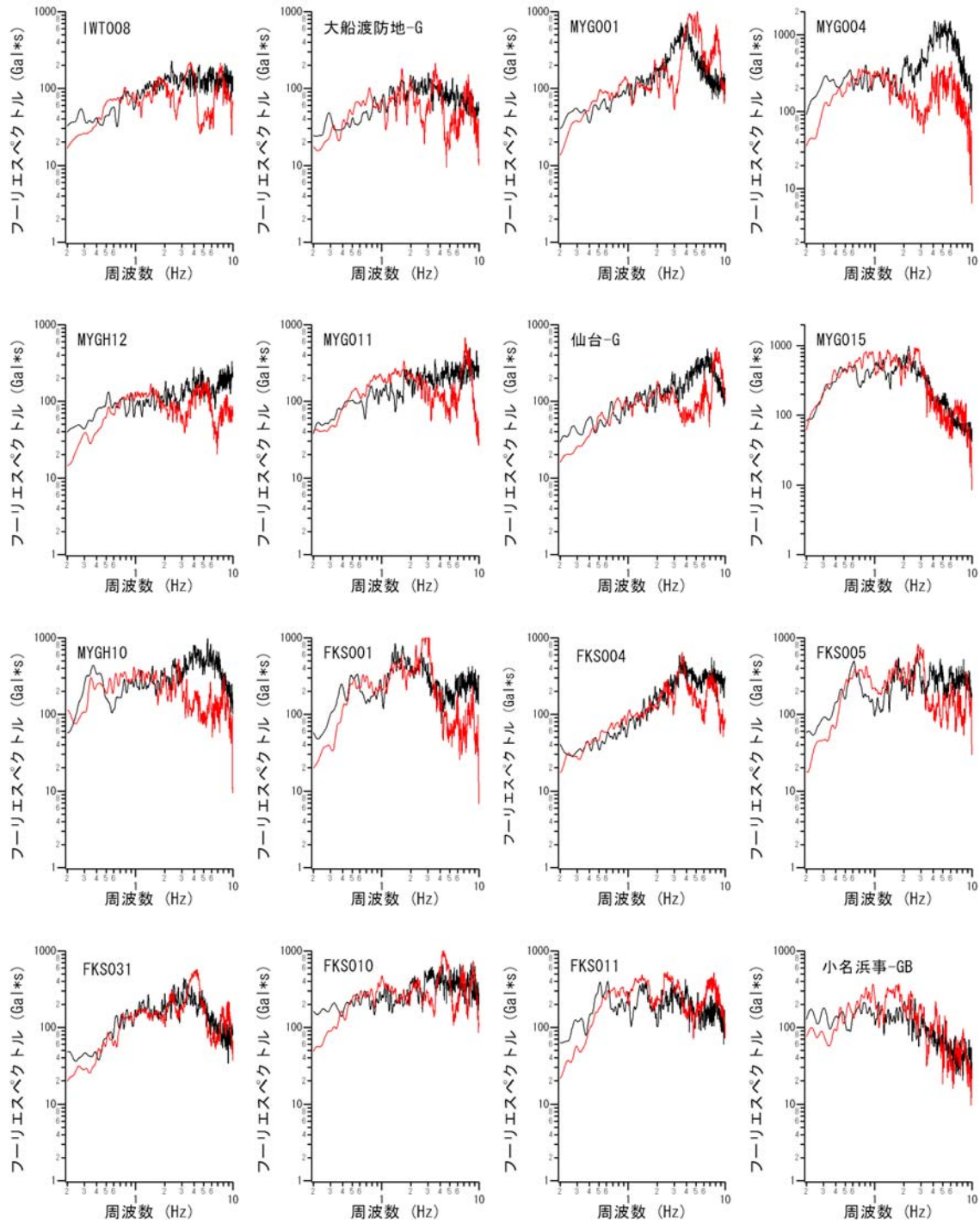


図-4.2 すべてのスーパーアスペリティを考慮した場合の各地のフーリエスペクトル（水平2成分を合成しバンド幅0.05HzのParzen ウィンドウを適用したもの）の計算結果（赤）と観測結果（黒）との比較

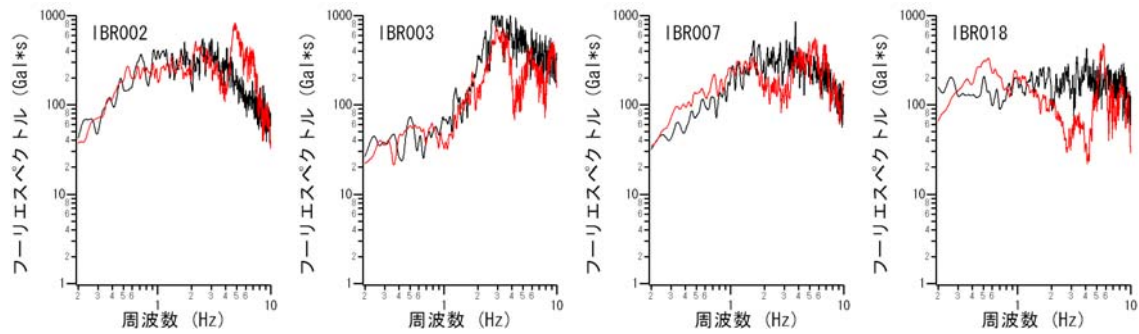


図-4.2 (つづき)

1978年宮城県沖地震に対して野津・菅野(2006)が推定したアスペリティ1と松島・川瀬(2006)が推定したスーパーアスペリティの位置を示している。独立に行われた研究から同じような位置と面積を有する(スーパー)アスペリティが推定されているため、1978年宮城県沖地震のスーパーアスペリティの位置および面積として信憑性の高いものであると考えられる。スーパーアスペリティの物理的解釈は現時点では明瞭ではないが、固着域(または固着域の中でも特に固着の強い領域)であるとも考えられる。そうであるとすれば、その固着域は、今回のような巨大地震では再びすべったと考えることが自然であろう。図-3.2に示すように本研究のSA1_1は1978年宮城県沖地震のスーパーアスペリティに極めて近い位置に求まっており、面積的にも大きな違いはない。走時の解析に含まれる誤差を考慮すれば、本研究のSA1_1は、1978年宮城県沖地震のスーパーアスペリティが再び活動したものである可能性がある。このことは、「スーパーアスペリティの地震規模に対するスケールアップが可能か」を考える上で重要であると考えられる。上で述べたようなことが事実であるとすれば、スーパーアスペリティのサイズはあくまでも地域固有であり、地震規模には依らないことになるので(1978年宮城県沖地震が $M_w7.6$ 、今回の地震が $M_w9.0$)、地震規模に対するスケールアップは難しいことになる。

最後に、ここで設定したスーパーアスペリティは、単独で用いるべきか、アスペリティ(SMGA)や背景領域と組み合わせて用いるべきか、という問題について考えてみる。図-4.2に示したように、ここで設定したスーパーアスペリティモデルによる各地のフーリエスペクトルの再現性は、0.2-10Hzの帯域においてかなり良好である。従って、少なくともこれらの帯域を対象とする限り、アスペリティ(SMGA)や背景領域を併用する必要性はあまり認められない。しかしながら、ここで設定したスーパーアスペリティは地震モーメントとしては小さいものであり、これらを単独で用いた場合には、長周期側の振幅は当然ながら過小

評価となることが考えられる。約0.2Hzよりも長周期側を対象とする場合には、アスペリティ(SMGA)や背景領域を併用することが必要である。

5. 既往の海溝型巨大地震との比較

本研究で作成したようなスーパーアスペリティモデルを、今後、地震動の予測に活用していくためには、スーパーアスペリティの地震規模に対するスケールアップが可能であるかについて検討することが重要と考えられる。そこで、本章では、既往の海溝型巨大地震に関する同様の解析結果と、本研究の結果との比較を行う。

既往の海溝型巨大地震としては、1968年十勝沖地震($M_w8.2$)と2003年十勝沖地震($M_w7.9$)を取り上げる。また、巨大地震と呼ぶには少し規模が小さいが、1978年宮城県沖地震($M_w7.6$)と2005年宮城県沖の地震($M_w7.1$)もとりあげる。1968年十勝沖地震、1978年宮城県沖地震、2003年十勝沖地震については野津・菅野(2006)により設定された震源モデルを対象とする。また2005年宮城県沖の地震については港湾空港技術研究所地震動研究チーム(2010)により設定された震源モデルを対象とする。なお、これらの研究が行われた際、設定されたサブイベントはスーパーアスペリティではなくアスペリティと呼ばれている。しかしながら、これらのサブイベントは、主に0.2-1Hzまたは0.2-2Hzの帯域の速度波形(パルス的なものを含む)を再現するように設定されており、また、それらのサイズは一般的な「アスペリティ」よりもかなり小さいものとなっている。従って、本研究の定義ではスーパーアスペリティに該当するものと考えられるため、以下、本稿ではこれらをスーパーアスペリティとして扱う。

表-5.1は検討対象とするスーパーアスペリティの一覧を示したものである。左から順に、 M_0 は全体の地震モーメント、 M_w はそれから計算されるモーメントマグニチュードである。 ρ と β は地震基盤の密度とS波速度である。 S_a と M_{0a}

表-5.1 検討対象とするスーパーアスペリティのパラメータ一覧

	M_0	M_w		ρ	β	S_a	M_{oa}	D_a	A_0	A_0 計
	Nm			ton/m ³	km/s	km ²	Nm	m	Nm/s ²	Nm/s ²
1968年十勝沖地震	2.80E+21	8.2	Asperity-1	3.1	3.9	128	7.2E+19	11.9	1.5E+20	2.2E+20
			Asperity-2	3.1	3.9	64	1.8E+19	6.0	7.4E+19	
			Asperity-3	3.1	3.9	4	2.3E+18	12.2	1.5E+20	
1978年宮城県沖地震	3.10E+20	7.6	Asperity-1	3.1	3.9	12	1.2E+19	21.2	2.6E+20	3.0E+20
			Asperity-2	3.1	3.9	9	4.8E+18	11.3	1.4E+20	
2003年十勝沖地震	8.21E+20	7.9	Asperity-1	3.1	3.9	72	4.2E+19	12.4	1.5E+20	1.9E+20
			Asperity-2	3.1	3.9	48	2.1E+19	9.3	1.1E+20	
			Asperity-3	3.1	3.9	16	2.4E+18	3.2	3.9E+19	
2005年宮城県沖の地震	5.43E+19	7.1	Asperity-1	3.1	3.9	10.5	5.0E+18	10.1	1.2E+20	1.6E+20
			Asperity-2	3.1	3.9	5	2.0E+18	8.5	1.0E+20	
2011年東北地方太平洋沖地震	3.80E+22	9.0	SA1_1	3.1	3.9	6	8.0E+18	28.3	3.5E+20	7.0E+20
			SA1_2	3.1	3.9	12	8.0E+18	14.1	1.7E+20	
			SA1_3	3.1	3.9	8	4.0E+18	10.6	1.3E+20	
			SA2	3.1	3.9	10.5	2.1E+19	42.4	5.2E+20	
			SA3_1	3.1	3.9	12	3.0E+18	5.3	6.5E+19	
			SA3_2	3.1	3.9	12	3.0E+18	5.3	6.5E+19	
			SA3_3	3.1	3.9	12	5.0E+18	8.8	1.1E+20	
			SA4	3.1	3.9	24	9.0E+18	8.0	9.8E+19	
			SA5	3.1	3.9	49	2.0E+19	8.7	1.1E+20	

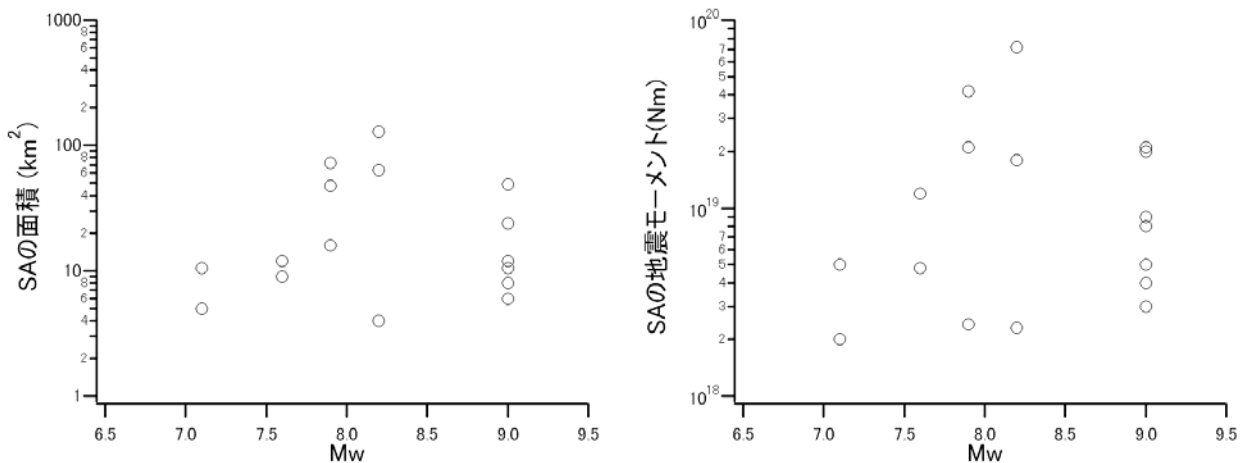


図-5.1 SA の面積および SA の地震モーメントと地震全体の規模 (M_w) との関係

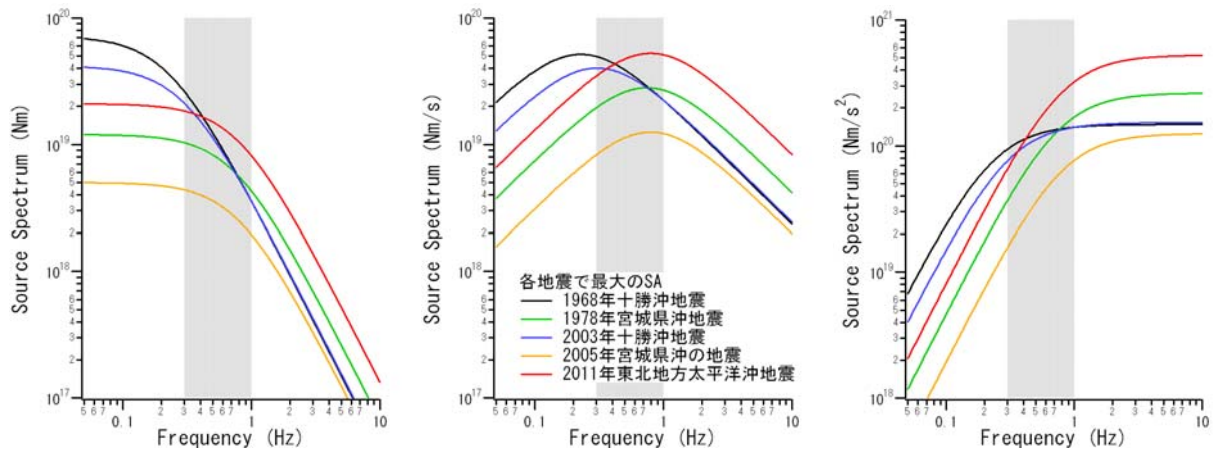


図-5.2 各地震で最大の SA に対応する震源スペクトル
(左から変位, 速度, 加速度の震源スペクトル)

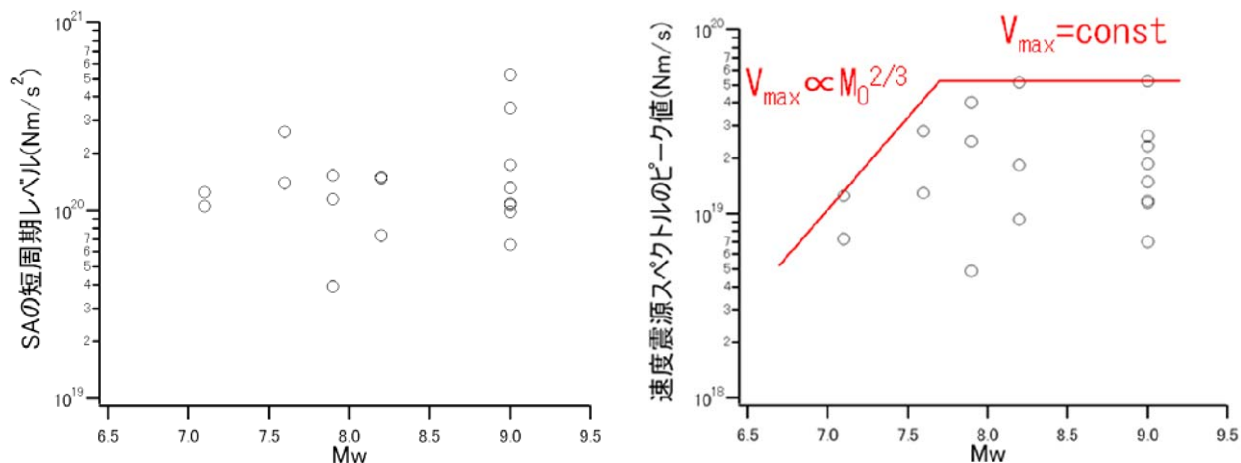


図-5.3 SAの短周期レベルおよび速度震源スペクトルのピーク値と地震全体の規模 (M_w) との関係

はスーパーアスペリティの面積と地震モーメントであり、 D_a はそれらから計算されるスーパーアスペリティでのすべり量である。次に A_0 は短周期レベルと呼ばれ、加速度震源スペクトル（日本港湾協会，2007）の短周期側のフラットレベルである。まず A_0 としてスーパーアスペリティ毎の値が示されており、その右のカラムに短周期レベルの合計が示されている。この場合の合計とは自乗和平方根のことである。なお、表-5.1には示していないが、松島・川瀬（2006）による1978年宮城県沖地震のスーパーアスペリティは $S_a=16\text{km}^2$ 、 $D_a=16.5\text{m}$ となっており、表-5.1のAsperity-1の値に比較的近い。

図-5.1はスーパーアスペリティの面積およびスーパーアスペリティの地震モーメントと地震全体の規模 (M_w) との関係を示したものである。これを見ると、必ずしも、地震全体の規模の増大とともにスーパーアスペリティの面積や地震モーメントが増加する傾向とはなっていない。

スーパーアスペリティの特徴をもう少し異なる視点から見るため、図-5.2では、各地震で最大のスーパーアスペリティに対応する震源スペクトルをプロットしている（左から順に変位，速度，加速度の震源スペクトル）。これらの震源モデルにおいて、各スーパーアスペリティから放射される地震波は入倉他（1997）の方法で計算されているので、対応する震源スペクトルは、近似的にはオメガスクエアモデル（Aki, 1967）に従うことが期待される。そこで、図-5.2ではこれらがオメガスクエアモデルに従うものとしてプロットを行っている。図-5.2に示すように、1968年十勝沖地震や2003年十勝沖地震よりも今回の地震の方が震源スペクトルの重心が高周波側にあり、その結果、変位震源スペクトルの低周波側のフラットレベルは今回の地震よりも1968年十勝沖地震や2003年十勝沖地震の方が大きく、逆に加速度震源スペクトルの高周波側のフラットレベル（短

周期レベル）は1968年十勝沖地震や2003年十勝沖地震よりも今回の地震の方が大きいという結果になっている。

図-5.3（左）は短周期レベルと地震全体の規模 (M_w) との関係を見たもので、地震全体の規模の増大とともに増加する傾向となっている。一方、図-5.3（右）は速度震源スペクトルのピーク値と地震全体の規模 (M_w) との関係を見たものであるが、およそ $M_w=8$ 以上では飽和する傾向が認められる。

6. まとめ

本研究では、東北地方太平洋沖地震を対象として、スーパーアスペリティの組み合わせからなる震源モデルを新たに作成し、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法による強震動シミュレーションを実施した。その結果、宮城県沖から茨城県沖にかけて、一辺が数km程度の9つのスーパーアスペリティを配した震源モデルを用いれば、各地で実際に観測された強震動、特に、工学上重要性の高い0.2-1Hzの帯域の速度波形（パルス状のものを含む）を、精度良く再現できることがわかった。従来より著者らは海溝型巨大地震による地震動の予測に関して

①震源モデルとしては、海溝型地震の震源近傍で実測されるパルスの幅と調和的な（スーパー）アスペリティの組み合わせからなる震源モデルを用いること。

②波形の計算には経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法を用いること。

以上の2点を提案してきたが、これらのスキームがM9クラスの地震に対しても適用可能であることが確認された。

今後は、本研究で「スーパーアスペリティ」として抽出された破壊領域が物理的にどのように解釈できるか検討することが重要と考えられる。また、地震動の予測という面

では、スーパーアスペリティのパラメタと地震規模との関係に関する検討が重要である。この点について、本稿では既往データの傾向の把握を行ったが、今後さらに継続的に検討し、経験式の構築等を行う予定である。

(2012年1月27日受付)

謝辞

本研究では(独)防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net の強震記録を利用しました。心より御礼申し上げます。

参考文献

- 浅野公之・岩田知孝 (2011) : 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, A11-06.
- 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子 (1997) : 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.
- 片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一 (2003) : 想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所研究報告, No.15.
- 釜江克宏・入倉孝次郎 (1997) : 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, Vol.500, pp.29-36.
- 川辺秀憲・釜江克宏・上林宏敏 (2011) : 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, B22-05.
- 気象庁 (2011) : 「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」について(第28報), 気象庁報道発表資料.
- 港湾空港技術研究所地震動研究チーム (2010) : 2005年8月16日宮城県沖の地震(M7.2)の特性化震源モデル, http://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/sourcemodel/somodel_2005miyagikenoki.html
- 港湾空港技術研究所地震動研究チーム (2011a) : 2011年東北地方太平洋沖地震による常陸那珂-Uにおける地震動の事後推定, http://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/research_jpn/research_jpn_2011/jr_401.html.
- 港湾空港技術研究所地震動研究チーム (2011b) : 2011年東北地方太平洋沖地震による鹿島造函-Uにおける地震動の事後推定, http://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/research_jpn/research_jpn_2011/jr_402.html.
- 古和田明・田居優・岩崎好規・入倉孝次郎 (1998) : 経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, Vol.514, pp.97-104.
- 佐藤智美 (2011) : 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の推定と震源パラメータのスケーリング則の考察, 日本地震学会講演予稿集, B22-04.

- 佐藤智美・川瀬博 : 堆積層による地震動の増幅 (2009), 地震2, Vol.61, pp.S455-S470.
- 佐藤智美・巽誉樹 (2002) : 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, Vol.556, pp.15-24.
- 地震調査研究推進本部 (2002) : 宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について, http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/02oct_miyagi1/index.htm.
- 地震調査研究推進本部 : 宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)について(2005), http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05dec_miyagi/index.htm.
- 日本港湾協会(2007) : 港湾の施設の技術上の基準・同解説.
- 野津厚 (2010) : 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.
- 野津厚 (2011) : 内陸地殻内地震によるやや短周期地震動の再現に適した震源のモデル化手法, 港湾空港技術研究所報告, Vol.50, pp.133-195.
- 野津厚・菅野高弘 (2006) : 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.
- 野津厚, 菅野高弘 (2008) : 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因果性と多重非線形効果に着目した改良ー, 港湾空港技術研究所資料, No.1173.
- 野津厚・長尾毅 (2005) : スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等の強震観測地点におけるサイト増幅特性, 港湾空港技術研究所資料, No.1112.
- 野津厚・盛川仁 (2003) : 表層地盤の多重非線形効果を考慮した経験的グリーン関数法, 地震2, pp.361-374.
- 野津厚・若井淳 (2011a) : 港湾地域強震観測年報 (2010), 港湾空港技術研究所資料, No.1243.
- 野津厚・若井淳 (2011b) : 東日本大震災で被災した港湾における地震動特性, 港湾空港技術研究所資料, No.1244.
- 野津厚・長尾毅・山田雅行 (2007) : スペクトルインバージョンに基づく全国の強震観測地点におけるサイト増幅特性とこれを利用した強震動評価事例, 日本地震学会論文集, Vol.7, pp.215-234.
- 野津厚・長尾毅・山田雅行 (2009) : 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法の改良ー因果性を満足する地震波の生成ー, 土木学会論文集A, Vol.65, pp.808-813.

- 松島信一・川瀬博 (2006) : 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, pp.98-102.
- Aki (1967): Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, Vol.72, pp.1217-1231.
- Aoi, S., K. Obara, S. Hori, K. Kasahara, and Y. Okada (2000): New strong-motion observation network: KiK-net, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, Vol.81, p.329.
- Boore, D.M. (1983): Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, pp.1865-1894.
- Kinoshita, S. (1998): Kyoshin Net (K-net), *Seim. Res. Lett.*, Vol. 69, pp.309-332.
- Koketsu, K., Y. Yokota, N. Nishimura, Y. Yagi, S. Miyazaki, K. Satake, Y. Fujii, H. Miyake, Y. Yamanaka, S. Sakai, and T. Okada (2011): A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.310, pp.480-487.
- Kurahashi, S. and K. Irikura (2011): 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.
- Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura (2003): Source characterization for broadband ground-motion simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.93, pp.2531-2545.
- Suzuki, W., S. Aoi, H. Sekiguchi, and T. Kunugi (2011): 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.

- Yoshida, K., K. Miyakoshi, and K. Irikura (2011): 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.

付録A 震源モデル作成時に対象としていなかったいくつかの観測点での地震動の計算結果

震源モデル作成時には対象としていなかったいくつかの観測点で地震動の計算を行っているため、その結果について報告する。震源モデル作成時に対象とした観測点は図-2.3に示すように主に沿岸の観測点であったが、ここでは主に図-A.1に示す通りやや内陸の観測点を対象としている。

図-A.2に速度波形 (0.2-1Hz) の計算結果を、図-A.3にフーリエスペクトルの計算結果を示す。これらの図からわかるように、やや内陸の観測点でも、ここに提案する震源モデルにより、速度波形およびフーリエスペクトルは全体として良好に再現されることが確認できる。

なお、ここでは地震動の計算に表層地盤の非線形挙動の影響は考慮していない。そのため、地盤の非線形挙動の影響が計算誤差として表れている。具体的には、IWT013, IWTH04, IWT009, FKSH17, FKS008, FKSH12, IBR001, IBRH15, IBR005では、計算結果よりも観測結果の方がピーク周波数が低周波側にある。これは非線形挙動による地盤剛性の低下の影響と考えられる。これらの結果は、東北地方太平洋沖地震の際、広域において、地盤の非線形挙動が表れたことを示している。

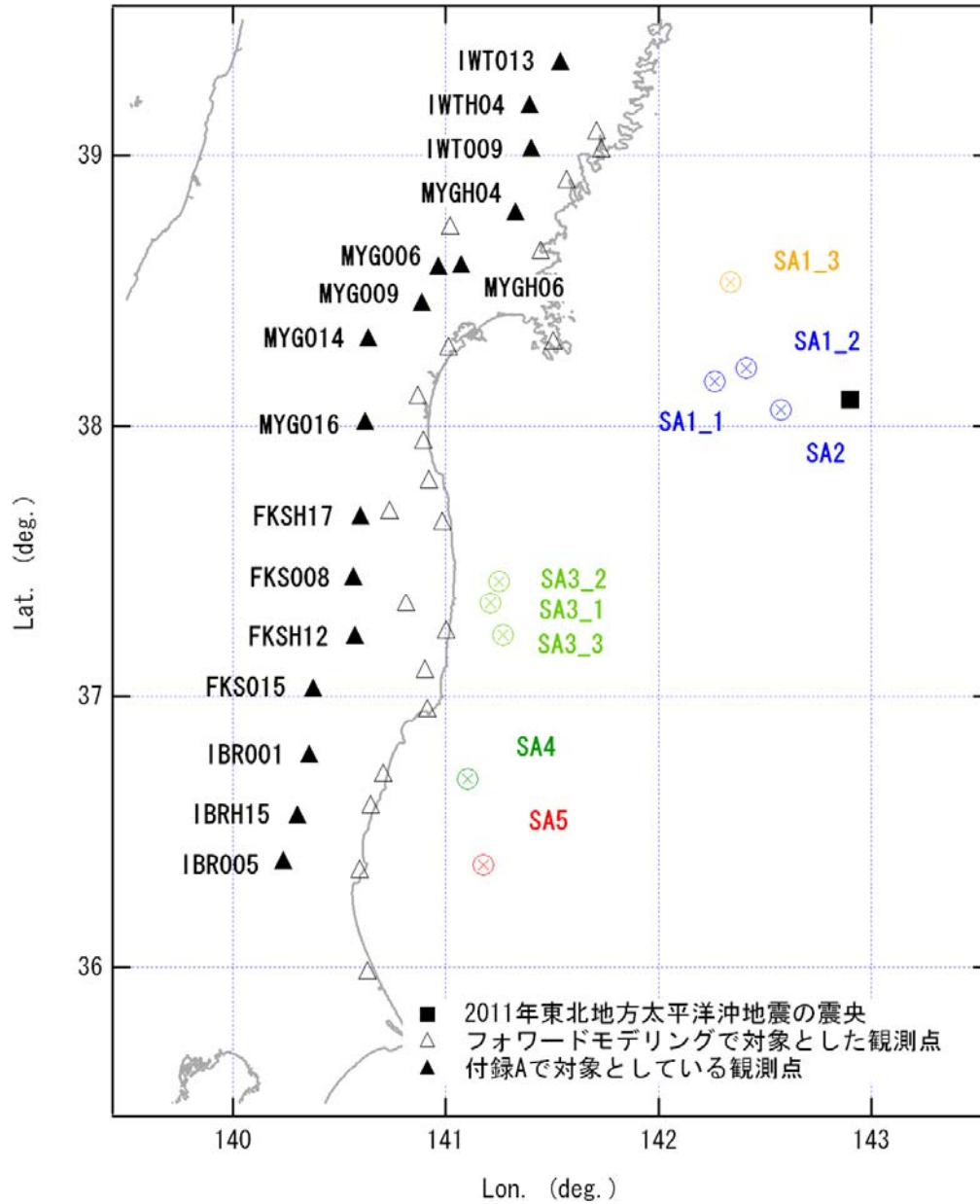


図-A.1 付録 A の計算で対象としている地点

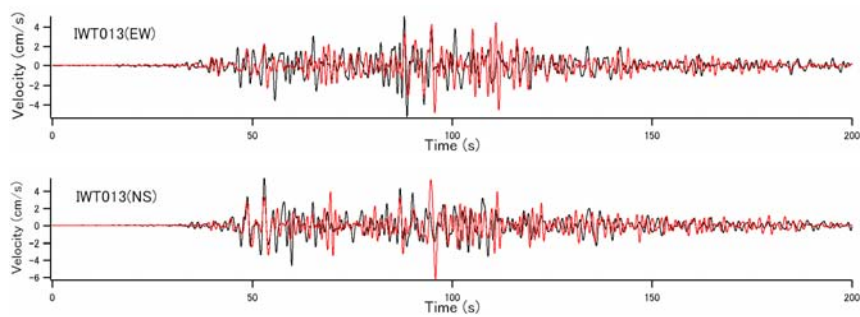


図-A.2 各地の速度波形 (0.2-1Hz) の計算結果 (赤) と観測結果 (黒) との比較

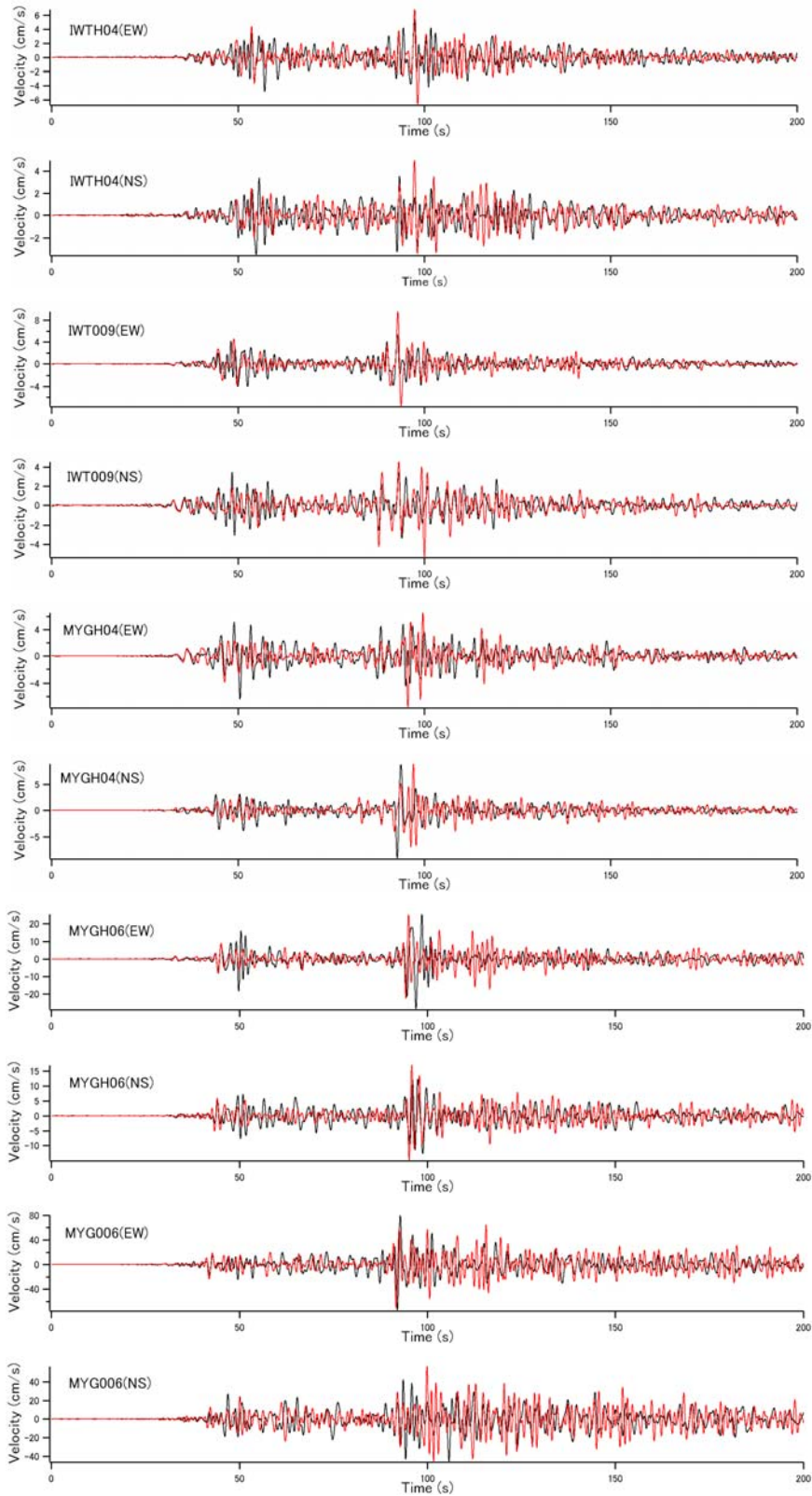


図-A.2 (つづき)

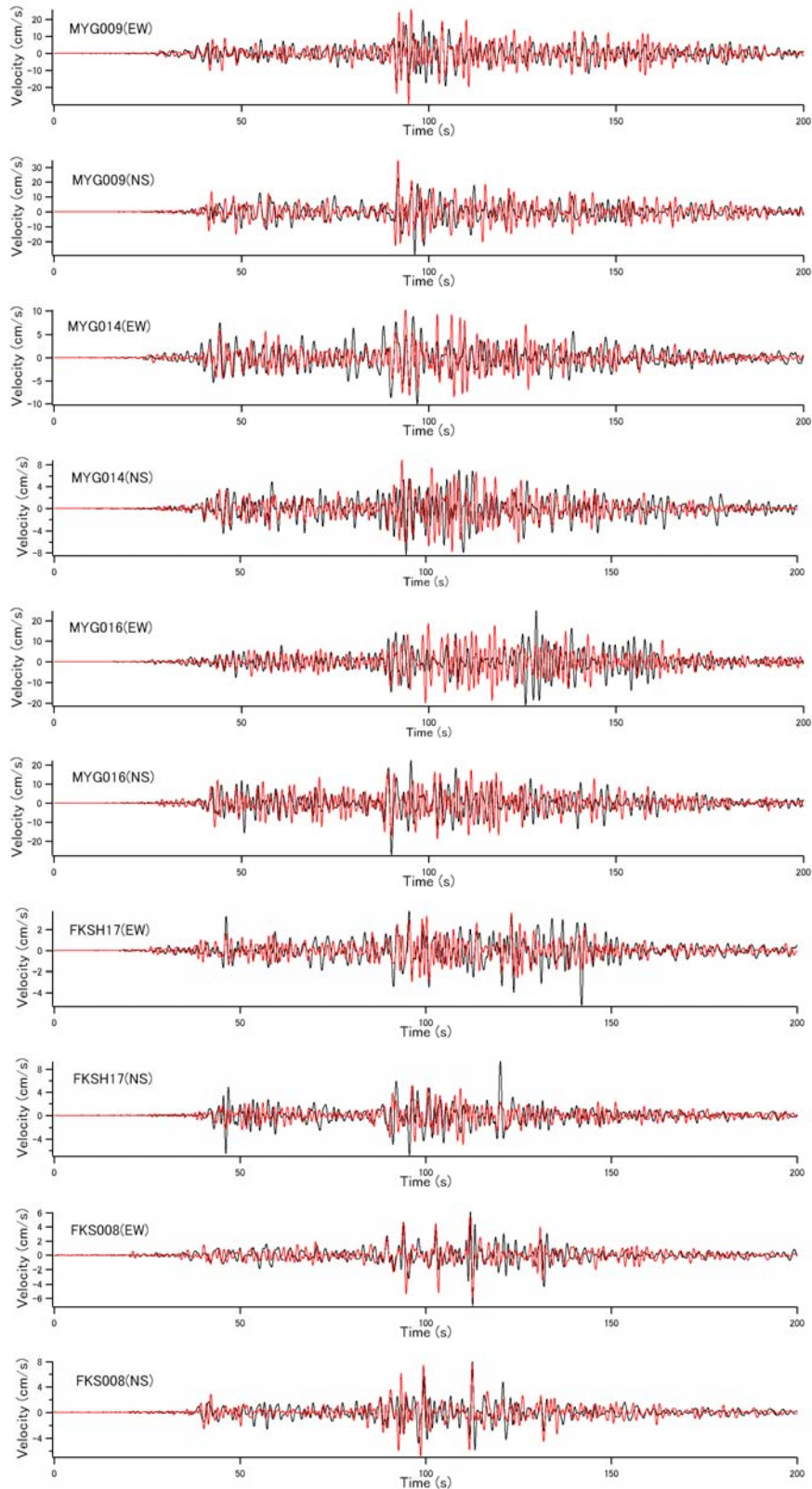


図-A.2 (つづき)

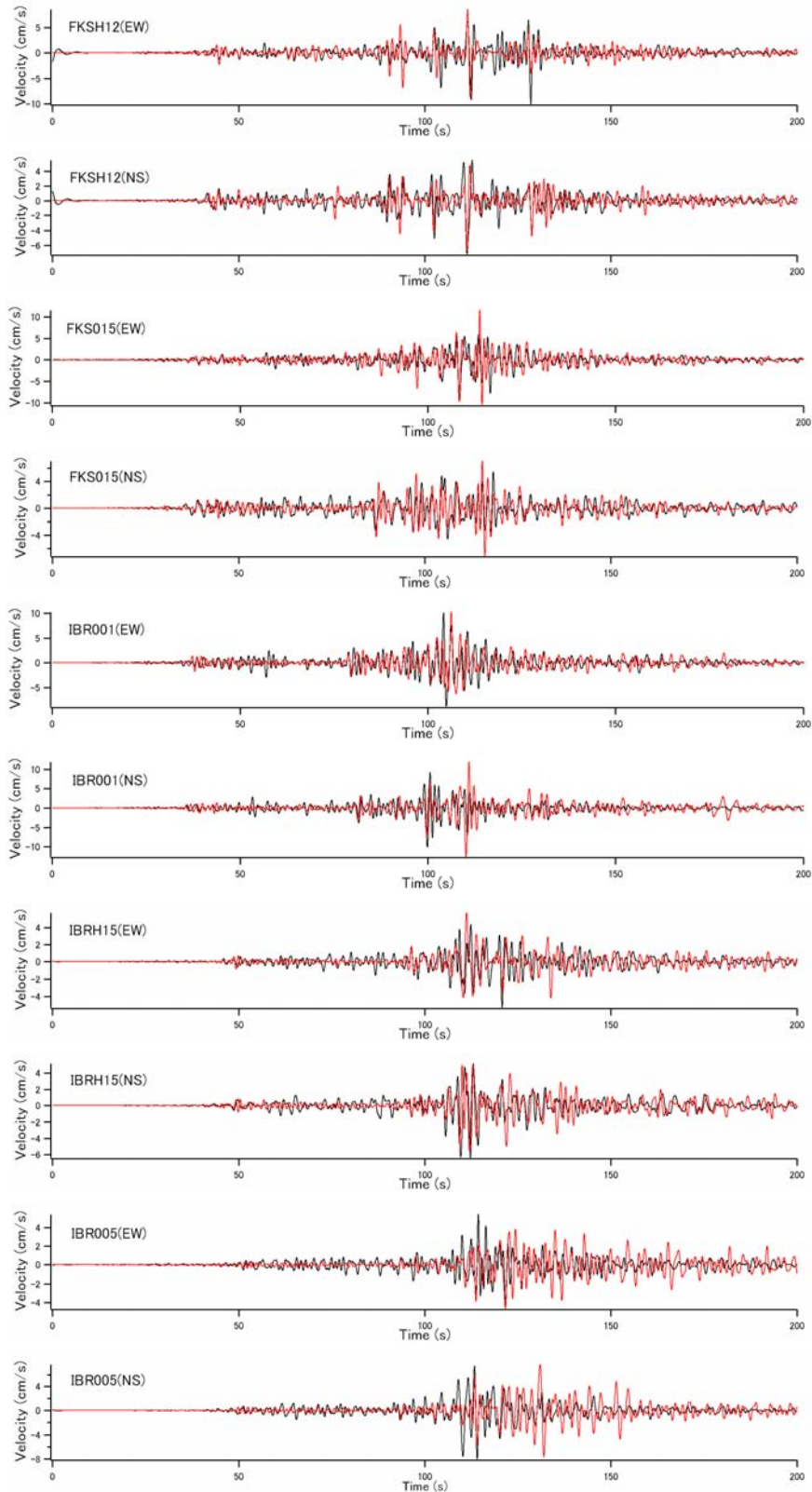


図-A.2 (つづき)

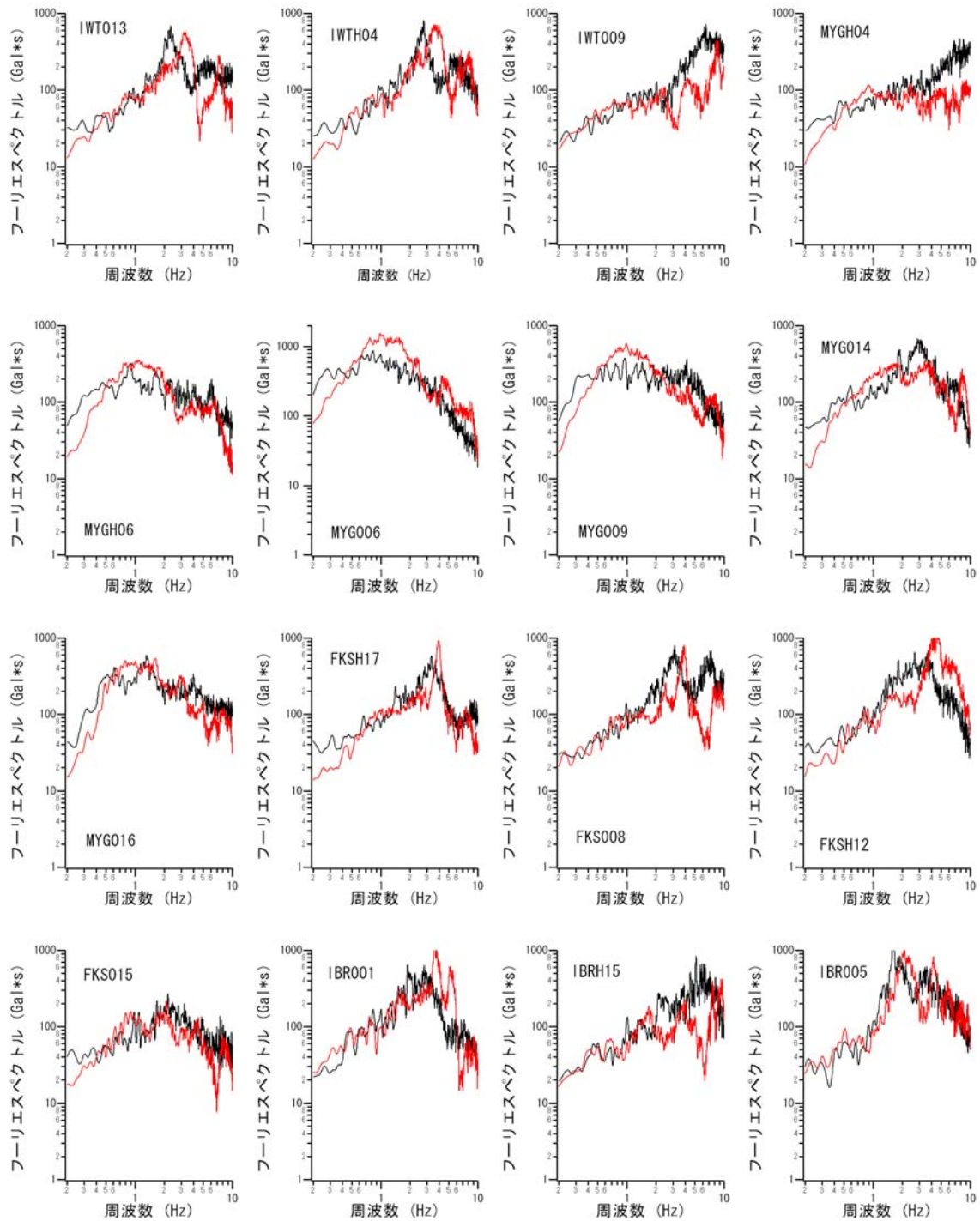


図-A.3 各地のフーリエスペクトル（水平 2 成分を合成しバンド幅 0.05Hz の Parzen ウィンドウを適用したもの）の計算結果（赤）と観測結果（黒）との比較

港湾空港技術研究所報告 第 51 卷第 1 号

2012. 6

編集兼発行人 独立行政法人港湾空港技術研究所

発行所 独立行政法人港湾空港技術研究所
横須賀市長瀬 3 丁目 1 番 1 号
TEL. 046(844)5040 URL. <http://www.pari.go.jp/>

印刷所 株式会社シーケン

Copyright © (2012) by PARI

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of PARI

この資料は、港湾空港技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は港湾空港技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

CONTENTS

1. Generation and Characteristics of Random Waves for Distribution of Directional Spectra on Variable Bathymetry	Katsuya HIRAYAMA, Hiroyuki IWASE, Hiroaki KASHIMA 3	
2. A Source Model for the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku, Japan,	Earthquake to Explain Strong Ground Motions	Atsushi NOZU, Atsushi WAKAI 23
3. Development of Evaluation Method for Functional Performance of Mooring Facilities	Ema KATO, Yuichiro KAWABATA, Mitsuyasu IWANAMI 55	