

## スロー型津波地震に対する気象庁マグニチュードの評価

西宮隆仁 (気象研究所地震津波研究部)

勝間田明男 (富山大学)

### Estimation of JMA-Magnitude for Slow Tsunami Earthquakes

by

Takahito Nishimiya<sup>1</sup> and Akio Katsumata<sup>2</sup>

1. Department of Seismology and Tsunami Research, Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan

2. University of Toyama, Toyama, Japan

(Received January 18, 2021; Accepted July 28, 2021; Published January 27, 2022)

#### Abstract

When an earthquake occurs and a tsunami threatens, rapid issuance of the first tsunami warning is important for timely evacuation of coastal residents. For tsunami early warning, estimates of an earthquake's hypocenter and magnitude are usually used. In Japan, the Japan Meteorological Agency (JMA) magnitude  $M_J$ , which is based on the observed displacement amplitude, is used to estimate the first tsunami warning. Slow tsunami earthquakes, such as the 1896 Meiji Sanriku earthquake, generate high tsunami waves but relatively small seismic waves. Thus, the use of  $M_J$  can cause underestimation of the size of such earthquakes and, therefore, lead to underestimation of the tsunami wave height. Quantitative understanding of the underestimation of slow tsunami earthquake magnitudes is needed, but local seismic records of slow tsunami earthquakes are scarce. In this study, we conducted spectrum analyses of teleseismic waves and used previously reported moment rate functions to construct synthetic local seismic wave records for slow tsunami earthquakes. First, we used data of earthquakes that occurred off the Japanese coast to confirm the validity of this method of constructing synthetic records. Then, we assumed tsunami earthquakes occurring off Miyagi Prefecture or the Sanriku Coast of Japan with the same moment rate functions as five major historical slow tsunami earthquakes, and compared our estimated magnitudes for these assumed earthquakes with the moment magnitudes ( $M_w$ ) of the five slow tsunami earthquakes. We found that  $M_J$  underestimated the size of the assumed earthquakes by 1 or more magnitude units when compared with  $M_w$ . We also evaluated  $M_{100}$ , a scale introduced after the 2011 Tohoku earthquake to supplement  $M_J$  and avoid underestimation of magnitude 9 class earthquakes. We found that  $M_{100}$  underestimated magnitudes by 0.5 or more magnitude units. Additionally, we suggest that amplitude distributions obtained from long-period seismic monitors, which were introduced to prevent underestimation of the magnitude of huge earthquakes, may be effectively used to estimate magnitudes of slow tsunami earthquakes.

#### 1. はじめに

気象庁の津波警報は、避難の時間を確保するため第1報を迅速に行い、続報が伝わらない可能性を考慮した安全サイドに立つて行うことを基本方針としている

(気象庁 2011)。このため津波警報第1報では、震源から近い観測点における地震波(近地波形)の到達時刻及び最大振幅から迅速に推定した震源の位置及びマグニチュード( $M$ )を用いて津波を予測する。気象庁が迅速に推定する $M$ は気象庁マグニチュード( $M_J$ )といい、変位振幅に基づくもの(勝間田 2004)と速度振幅に基づくもの(舟崎・地震予知情報課 2004)があるが、津波をもたらす規模の地震に適用するのは前者であり、ここで $M_J$ は前者を指す。 $M_J$ は、固有周期6秒の機械式地震計相当の記録の水平動振幅から決められ、 $M 9$ ク

Corresponding author: Takahito Nishimiya  
Department of Seismology and Tsunami Research,  
Meteorological Research Institute  
1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan.  
E-mail: tnishimi@mri-jma.go.jp

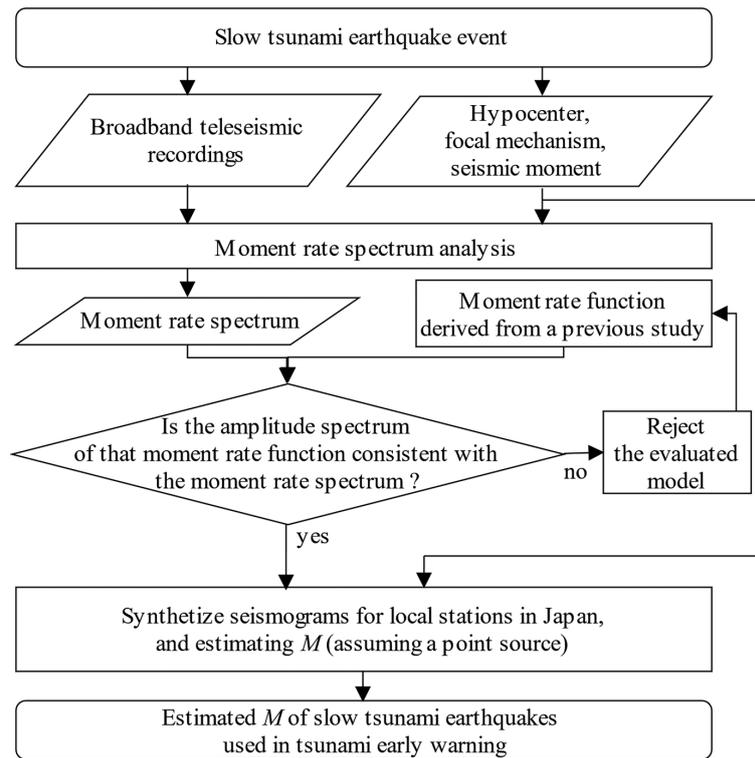


Fig. 1 Flow diagram of the estimation of the magnitude ( $M$ ) of slow tsunami earthquakes. Here, estimated magnitudes are  $M_j$ , which is used by JMA for tsunami early warnings.

ラスの平成 23 年東北地方太平洋沖地震において過小評価となったが  $M 8$  程度までの規模の地震に対してはモーメントマグニチュード ( $M_w$ ) にほぼ等しい適正な  $M$  が得られる (Hirose *et al.* 2011)。平成 23 年東北地方太平洋沖地震における過小評価後は、巨大地震対策として  $M_j$  の過小評価を補うための、地震波の最大振幅を使った他の迅速な規模推定手法も用いられるようになってきている (気象庁 2013)。

一方、地震波の最大振幅から推定する  $M$  (以後単に  $M$  と記した場合は、最大振幅から求めるマグニチュードを指す) に対して不均衡に大きな津波をもたらす津波地震が知られ、多くの犠牲者が生じた明治三陸津波地震もその 1 つとされる (Kanamori 1972)。Kanamori (1972) は、明治三陸津波地震の震源断層の破壊が、断層の大きさの割にゆっくりであることを指摘した。また Polet and Kanamori (2000) は、1992 年から 1996 年までに沈み込み帯で発生した  $M_w 7.0$  以上の浅い地震の震源スペクトルを推定した結果、大きな津波を伴った地震の中に震源スペクトルの 1~20 秒で見ると振幅が通常の地震に比べて小さいものがあることを見出し、これらをスロー型津波地震と呼んだ。スロー型津波地震については、津波警報第 1 報に用いる  $M_j$  が適切に推定できるか、 $M_j$  を補う他の手法が効果的かについてわかっていない。また近地波形の記録が少ないことから、定量的に評価した例も見当たらない。

本研究は、津波予測に潜在的な問題がある可能性が高いスロー型津波地震 (以後単に津波地震と記す) に

対する  $M$  の過小評価について定量的に評価し、この知見を津波警報業務に生かすことを目的とする。

## 2. 手法

### 2.1 手法の概要

広帯域地震計の設置が数多くなされるようになった 1990 年代以後の津波地震についての遠地で観測された良質な地震波 (遠地波形) 記録は比較的豊富に存在している。そこで入手可能な遠地波形の記録を解析して津波地震の震源スペクトルを推定する。次に、その震源スペクトルと調和的な震源時間関数 (モーメントレート) を構築する。構築した震源時間関数を持つ地震が日本近海で発生したとして点震源モデルによる近地波形を合成し、仮想津波地震の近地波形を得る。合成した近地波形から  $M$  を推定し、 $M$  の過小評価についての定量的な評価を得る (Fig. 1)。

### 2.2 遠地波形に基づく震源スペクトルの推定

遠地の実体波の観測波形から、次のようにして震源スペクトルを推定することができる (Houston and Kanamori 1986)。

$$\hat{M}(f) = \frac{\hat{u}(f)}{p(f)RI(f)} \quad (1)$$

$$p(f) = \frac{g(\Delta)C(f)}{4\pi V^3 r \exp(\pi f t^*(\Delta))} \quad (2)$$

Table 1. 1D structure used for the moment rate spectrum analysis derived from IASP91 (Kennett and Engdahl 1991).

Layer	Depth at top of layer (km)	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	Density (kg/m <sup>3</sup> )
1	0	5.80	3.36	2720
2	20	6.50	3.75	2920
3	35	8.04	4.47	3320
4	60	8.05	4.49	3360
5	120	8.18	4.51	3400
6	210	8.48	4.61	3450
7	310	8.85	4.78	3510
8	410	9.53	5.18	3810
9	510	9.95	5.44	4000
10	660	10.84	6.00	4390

ここで、 $\hat{u}$  は周波数領域であることを意味し、式(1)の左辺の絶対値  $|\hat{M}(f)|$  が周波数ごとのモーメントレートすなわち震源スペクトルである。 $\hat{u}(f)$  は実体波観測波形のフーリエ変換、 $I(f)$  は地震計特性で、 $\hat{u}(f)/I(f)$  は周波数領域での実体波の地動変位を意味する。 $R$  は放射特性係数である。式(1)の  $p(f)$  は地震波伝播経路の影響を表す伝達関数にあたるもので、式(2)のとおり、密度  $\rho$ 、実体波速度  $V$ 、地球半径  $r$ 、震央距離  $\Delta$  における幾何減衰  $g(\Delta)$ 、震源近傍や観測点のサイト特性  $C(f)$ 、内部減衰項  $\exp(\pi f t^*)$  から構成される。

地震計特性については地震計の極零点情報を用いて補正した。放射特性係数、伝達関数  $p(f)$  については、遠地震源過程解析 (たとえば Kikuchi and Kanamori 1991) の計算過程で得られる値を利用した。具体的には、Teleseismic Body-Wave Inversion Program (Kikuchi and Kanamori 2003) のサブルーチンを利用して計算した。IASP91 (Kennett and Engdahl 1991) をもとに Table 1 の 1 次元構造を与え、観測点及び震源の緯度・経度における crust2.0 (Bassin *et al.* 2000) の結果で浅部構造を置き換えることによりサイト特性を考慮した。サブルーチンでは、走向、傾斜、すべり角の断層パラメータを設定すると、震源の深さと震央距離に対応した P 相、S 相ごとの波線パラメータに応じて、観測点方位と前述の震源付近の浅部構造から放射特性係数が計算されるようになっており、係数には pP 相など depth phase も反映される。断層パラメータは Global CMT (Dziewonski *et al.* 1981; Ekström *et al.* 2012) や気象庁の CMT (中村他 2003; 気象庁 2014) (以下、JMA-CMT という) の値を用いた。内部減衰に関わる  $t^*$  については、Polet and Kanamori (2000) にならって周波数によらず一定で、P 相について震央距離 50 度で  $t^* = 0.7$  となるような Q 値を求めたうえで震央距離に応じて  $t^*$  を設定した。S 相の  $t^*$  については P 相の 4 倍とした。1 次元構造での伝達関数は、その絶対値が構造に固有の周波数で 0 に近づく節を複数持ち、逆数をとると発散する。そこで、節と節との間の各周波数帯における絶対値のピーク同士を結んだものを伝達関数とみなし、節となる周波数でも 0 に近づかないようにしたうえで逆数をとった。

Table 2. Conditions used for the moment rate spectrum analysis of teleseismic waves.

Epicentral distance (degree)	Phase	Analysis target time after first arrival (s)	Obtained effective frequency band (Hz)
35–55	P	60	0.0195–1.0
70–90	P	150	0.0097–0.1
70–90	S	270	0.0048–0.1

津波地震では、特に長周期側まで延びた広い帯域の解析が必要となるため、広くフラットな帯域を持つ STS-1 広帯域地震計による観測波形を用いることとした。観測波形は IRIS のサイトから入手し、20 Hz サンプリングである。

遠地波形による震源スペクトルは P 相 (P、pP、sP) の上下動成分、または S 相 (S、sS、pS) の transverse 成分を用いて推定した。それぞれ PP 相、SS 相を含まないように解析するため、震央距離が遠いほど解析可能な波形区間の時間幅を長くとることができ、より長周期の帯域まで解析可能であるが、S/N 比は悪くなる。P 相-PP 相よりも S 相-SS 相の時間が長いため、S 相の方がより長周期の帯域まで解析可能であるが、水平動成分を用いるため、上下動成分を用いる P 相に比べてノイズの影響を受けやすい。広範囲の周期帯の震源スペクトルを得るべく、ノイズの状況を考慮しつつ安定して結果が得られる解析の時間幅及び周波数帯域を確認し、Table 2 のとおりとした。震央距離が異なる P 相、S 相を用いることで、合わせて概ね 200 秒から 1 秒までの震源スペクトルを得ることができる。解析には、ノイズに対して十分に大きな P 相または S 相のシグナルが現れている観測波形のみを使用し、観測波形ごとに推定された震源スペクトルを幾何平均して最終推定とした。

例として非津波地震である 1994 年三陸はるか沖地震 ( $M_w$  7.7) の震源スペクトル推定結果を Fig. 2 に示す。Fig. 2(1) に示すとおり、異なる相から推定したにも関わらず、解析対象周波数帯が重なる区間ではよく一致した結果が得られている。異なる相の推定結果からさらに幾何平均したものを Fig. 2(2) に示している。Polet and Kanamori (2000) は 1992 年から 1997 年の地震について震源スペクトルを推定しているが、我々の結果 (Fig. 2 及び後述の Fig. 8 の 1992 から 1996 年までの 3 地震) は、それらともよく合っている。ここで推定した震源スペクトルは、2.3 で述べる震源時間関数の検討で使用する。

### 2.3 近地波形合成

$M$  評価のための近地波形は、震源時間関数とダブルカップルの発震機構を与え、武尾 (1985) の離散化波数積分法により点震源からの波形を計算し、地震計特性等を反映させることで合成した。点震源の位置は CMT 解のセントロイドの位置とし、CMT 解から推定された走向、傾斜角、すべり角を用いた。津波を引き

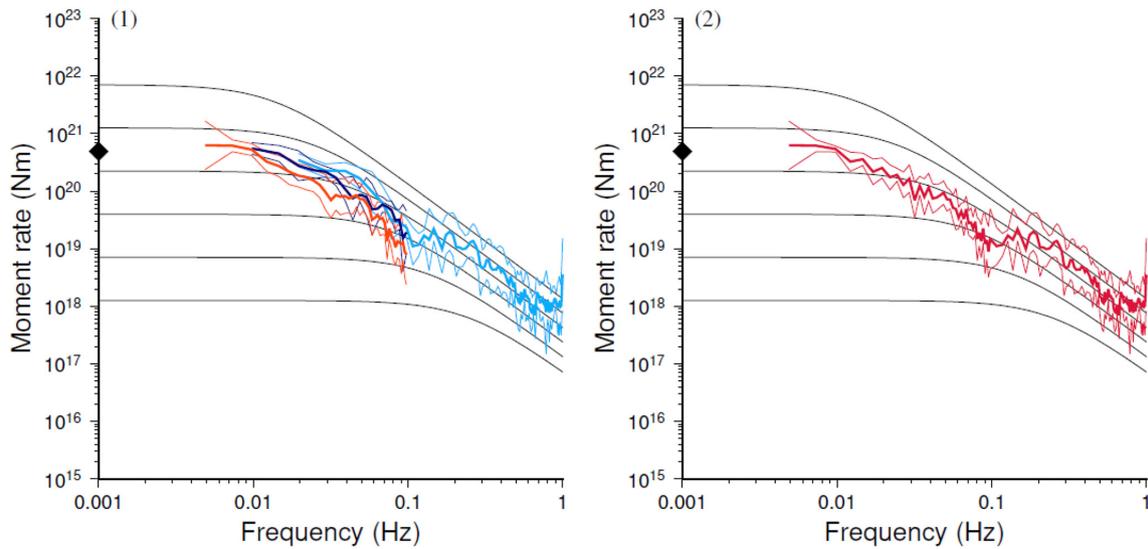


Fig. 2 Averaged moment rate spectra for the 1994 Sanriku-Haruka-Oki earthquake, an ordinary earthquake.

In (1), the thick light blue and dark blue lines show the spectra determined from P-wave records at stations within an epicentral distance range of 35–55° and 70–90°. The orange line shows the spectrum determined from SH-wave records at stations within an epicentral distance range of 70–90°. The thin lines of each color show plus or minus one geometric standard deviation. The diamond on the vertical axis indicates the seismic moment in the Global CMT catalog. The thin black curves indicate spectra of  $\omega^2$  models with a stress drop of 3 MPa and an S-wave velocity of 3.75 km/s for earthquake magnitudes from 6 to 8.5 at magnitude unit intervals of 0.5.

In (2), the thick red line shows the geometric mean spectrum, and the thin red lines show plus or minus one geometric standard deviation, determined from all P- and SH-wave records.

Table 3. Source parameters of the events used to validate our method.

No.	Origin time (UTC)	Event location	Used parameter from CMT								
			Source	Moment (Nm)	$M_w$	Depth (km)	Latitude (degree)	Longitude (degree)	Strike	Dip	Slip
1	20030526 092433	Off Miyagi Pref	GCMT	3.883e+19	7.0	61	38.940	141.570	193	72	97
2	20030925 195007	Off Tokachi	GCMT	3.054e+21	8.3	28	41.210	143.840	250	11	132
3	20031031 010630	Off Miyagi Pref	GCMT	3.545e+19	7.0	15	37.890	142.680	196	9	80
4	20040905 100707	SE off Mie Pref	JMA	0.98e+20	7.3	21	33.0300	136.7850	77	55	74
5	20040905 145716	SE off Mie Pref	GCMT	1.452e+20	7.4	12	33.130	137.220	79	46	72
6	20041128 183214	Off Kushiro	GCMT	3.652e+19	7.0	47	42.880	145.360	242	26	122
7	20050816 024625	Off Miyagi Pref	GCMT	7.64e+19	7.2	37	38.240	142.050	194	16	81
8	20051114 213851	Off Sanriku	JMA	3.70e+19	7.0	10	38.1317	144.9283	30	47	-63
9	20051202 131307	Off Miyagi Pref	GCMT	6.273e+18	6.5	34	38.110	142.380	197	20	84
10	20080507 164518	Off Ibaraki Pref	GCMT	2.371e+19	6.8	26	36.180	141.610	204	15	91
11	20110309 024512	Off Sanriku	JMA	1.16e+20	7.3	19	38.5067	143.2550	187	11	75
12	20110311 054618	Off the Pacific coast of Tohoku	JMA	4.22e+22	9.0	10	37.8133	143.0417	193	10	79
13	20110407 143243	Off Miyagi Pref	JMA	6.01e+19	7.1	54	38.2717	141.9350	207	54	92

起こす地震は規模が大きく、本来近地波形においては断層領域の範囲や破壊過程等を考慮すべきである。前者については震源に近い観測点を除外し破壊領域から一定程度離れた観測点について波形合成を行うこととし、後者については震源時間関数を組み込むことによって破壊過程を一定程度考慮できるようにした。

手法の妥当性を検証するため、津波地震に適用する前に日本近海の  $M7$  程度以上、東北地方太平洋側については  $M6.5$  程度以上の主な地震について、日本国内の地震観測点における近地波形を合成して  $M$  を計算し、それらと実際の  $M$  の推定値とを比較した。CMT は、

日本国内地震観測点の波形も使用している JMA-CMT を基本とし、variance reduction が 50% 未満の地震については Global CMT を用いた。

検証した地震と用いた諸元について Table 3 に示す。

震源時間関数は、基本的には多くの地震についてデータがある SCARDEC のカタログ (Vallée and Douet 2016) の平均的な震源時間関数の時系列データを採用し、用いた CMT の地震モーメントに合うように振幅を調整した。しかし、カタログにない地震がまれにあり、また 2005 年 8 月 16 日の宮城県沖の地震のように近地波形解析ではマルチプルショックであり震源時間関数に 2

Table 4. 1D structure used for the synthetic waveform analysis.

Layer	Depth at top of layer (km)	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	Density (kg/m <sup>3</sup> )	$Q_p$	$Q_s$
1	0	5.08	3.01	2200	300	150
2	2	5.54	3.27	2300		
3	4	6.02	3.53	2400	500	250
4	15	6.55	3.81	2800		
5	30	7.34	4.21	3100	800	400
6	48	7.86	4.42	3200	1000	500
7	100	8.19	4.56	3330		
8	250	8.67	4.81	3470		
9	400	9.59	5.31	3700		

つのピークがみられるとの報告がある (山中 2005a) が遠地波形に基づく SCARDEC カタログの震源時間関数にはそれが明瞭には現れていないようなケースもあるため、他の既存の研究成果 (例えば、Okuwaki and Yagi 2018; 山中 2003a) を参考にした震源時間関数も検討した。既存の研究成果において時系列データが提供されていない場合は、掲載されている震源時間関数の時系列の図に極力合うように三角形関数と台形関数を複数組合せて震源時間関数を作成した。そして、これらの震源時間関数について、その振幅スペクトルが遠地波形に基づく震源スペクトルの解析結果と調和的なものを用いた。震源スペクトルの長周期側の延長は本来、地震モーメント量が漸近することが期待されるが、遠地波形に基づく解析結果には誤差が含まれることから必ずしもそのようにはみえないものもある。そこで、震源時間関数の振幅スペクトルとの比較では特に周波数ごとの振幅分布の形状に着目し調和的であることを重視した。

波形合成に用いる一次元成層構造については、速度構造は JMA2001 (上野他 2002) に準拠し、密度及び P 波の Q 値は主に東日本域で解析を行った武藤他 (2014) 及び西日本で解析を行った Liu and Zhao (2015) による 1 次元構造での値を参考に設定し、S 波の Q 値は P 波の半分とした (Table 4)。

離散化波数積分法では隣接する仮想震源間距離  $L$  に対し、地震波速度  $\alpha$ 、震央距離  $r$ 、震源の深さ  $z$ 、波形の走時  $t$  について下記条件を満たす必要がある (Bouchon 1981)。

$$r < L/2 \text{ かつ } \sqrt{(L-r)^2 + z^2} > \alpha t \quad (3)$$

$L = 6000$  km を与え、近地波形による  $M$  計算は本来震央距離 2000 km 以内を使用するが、条件を満たすことが確実な  $r < 1000$  km までの観測点における波形を合成した。

$M_J$  は、観測点ごとに次式により算出される値の平均である (勝間田 2004)。

$$M_J = \log_{10}(\sqrt{A_{NS}^2 + A_{EW}^2}) + \beta_D + C_D \quad (4)$$

$A_{NS}$ 、 $A_{EW}$  は固有周期 6 秒の機械式地震計によって観測された地震波変位の南北及び東西それぞれの最大全振幅に相当するもので、現在は気象庁観測網の加速度計の記録を 2 階積分し周期 6 秒の low-cut フィルタを適用して得られる地震波 (この地震波を得る特性を D93 という) の最大全振幅が用いられる。 $\beta_D$  は震央距離、震源の深さに依存した変位の減衰関数で気象庁観測網の観測記録をもとに決定された。 $C_D$  は気象庁の観測網の変遷を考慮した補正項で、2001 年 5 月以降は 0.2 の値をとる。合成した近地波形から機械式地震計相当の波形を得るにあたり、勝間田 (2008) の再帰型デジタルフィルタを適用することとした。

また  $M_J$  を補助する巨大地震対策として、加速度記録を積分して得た変位に 100 秒 low-cut フィルタを適用した波形の振幅から求める  $M_{100}$  (Katsumata *et al.* 2013; 気象庁 2013) が導入されており、これについても算出する。 $M_{100}$  は、観測点ごとに次式により算出される値の平均である。

$$M_{100} = 1.23 \log_{10}(A_{UD100}) + 1.24 \log_{10} R + 6.64 \quad (5)$$

$A_{UD100}$  は鉛直成分のピーク振幅、 $R$  は震源距離であり、各係数は気象庁観測網で観測された波形から決定されている。100 秒 low-cut フィルタとして遮断周期 100 秒の高域通過 3 次ベッセルフィルタ (勝間田 1993) を合成した近地波形に適用することとした。

Table 5. Comparison of magnitudes obtained from synthetic seismograms by using different moment rate functions.

No.	Event location (same as Table 3)	$M_w$	from observation < 1000 km		Moment rate function used			
			$M_J$	$M_{100}$	from SCARDEC		from other	
			$M_J$	$M_{100}$	$M_J$	$M_{100}$	$M_J$	$M_{100}$
1	Off Miyagi Pref	7.0	7.10	7.14	6.97	6.85	6.75	6.81
2	Off Tokachi	8.3	7.90	8.06	8.18	8.49	7.74	8.33
4	SE off Mie Pref	7.3	7.20	7.23	7.69	7.58	7.54	7.34
7	Off Miyagi Pref	7.2	7.29	7.09	6.72	6.92	7.05	7.03
8	Off Sanriku	7.0	7.09	7.07	8.16	7.95	7.20	7.30
11	Off Sanriku	7.3	7.31	7.29	7.36	7.62	7.32	7.40
13	Off Miyagi Pref	7.1	7.20	7.19	6.69	6.94	6.88	7.00

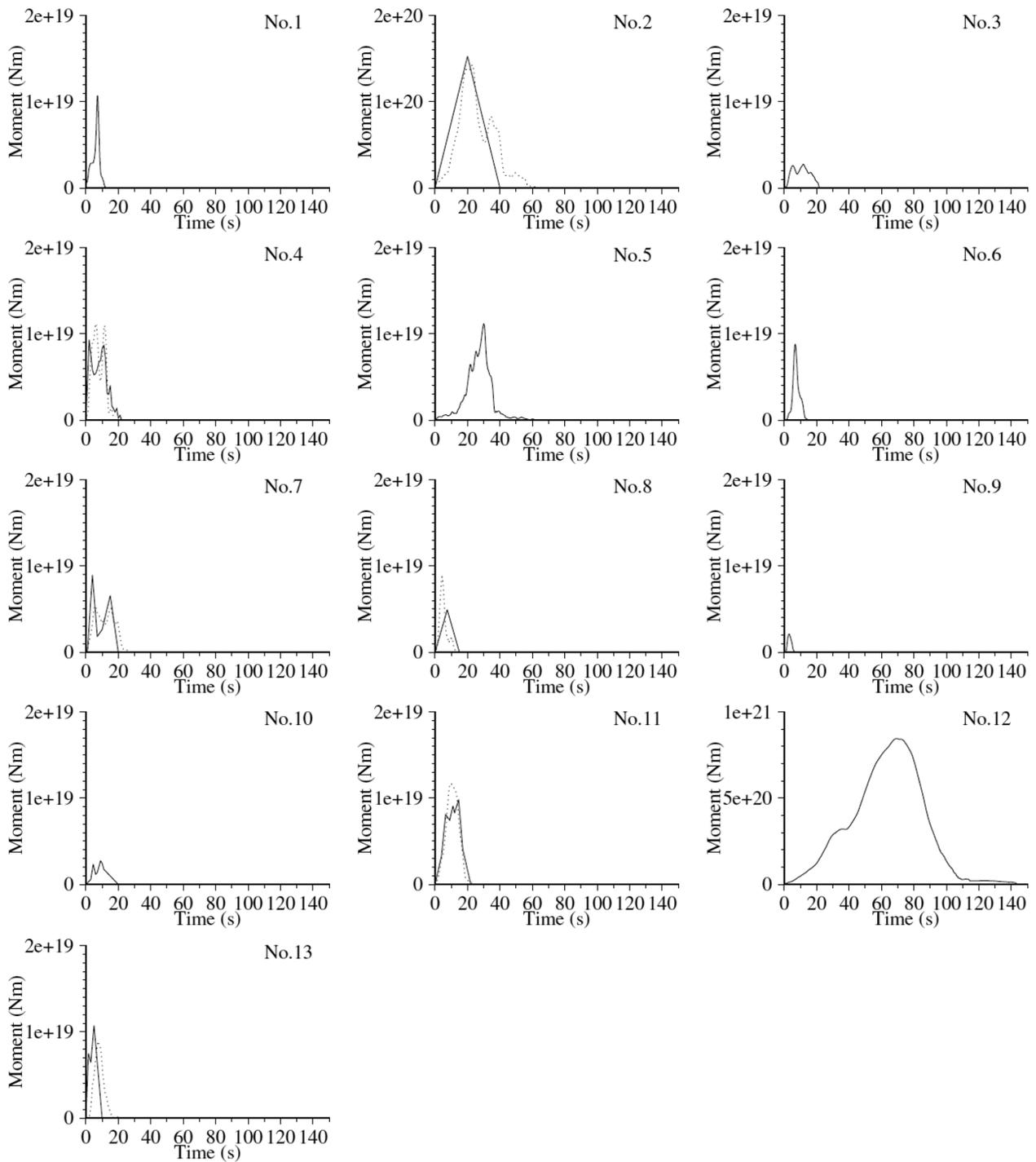


Fig. 3 Moment rate functions used to synthesize seismic waves for the events listed in Table 3 (solid lines). The dotted lines show moment rate functions that were examined but not used. The numbers (No. 1 to No. 13) associated with each graph refer to the event numbers in Table 3.

SCARDEC カタログに基づく震源時間関数を用いた場合とそれ以外の両方で  $M$  が得られた地震について Table 5 に示す。観測波形から得る  $M_j$  については気象庁の検測値から、 $M_{100}$  については Katsumata *et al.* (2013) で使用したデータから再計算した。多くの場合で同程度の  $M$  が得られているが、例えば山中 (2005a) がマルチプルショックだと指摘した No. 7 の地震では、

SCARDEC カタログを用いた  $M_j$  は観測に基づく値より 0.5 以上小さくなる一方で、山中 (2005a) を参考に作成した震源時間関数を用いた場合は観測に基づく値に近い。No. 8 の地震では、SCARDEC カタログを用いた場合、 $M_j$  も  $M_{100}$  も観測に基づく値よりも 1 程度大きくなっている。このように両方で顕著な差が現れ、SCARDEC カタログに基づく震源時間関数よりも既存

Table 6. Parameters of the moment rate functions of the 13 events listed in Table 3.

No.	Event location (same as Table 3)	M from observation < 1000 km		Synthetic			M obtained	
		$M_J$	$M_{100}$	Moment (Nm)	$M_w$	Moment rate function Parameters* <sup>1</sup>	$M_J$	$M_{100}$
1	Off Miyagi Pref	7.10	7.14	3.883e+19	7.0	SCARDEC average	6.97	6.85
2	Off Tokachi	7.90	8.06	3.054e+21	8.3	[0.0, 40.0, 20.0, 1.0] <sup>*2</sup>	7.74	8.33
3	Off Miyagi Pref	6.84	6.97	3.545e+19	7.0	SCARDEC average	7.17	6.77
4	SE off Mie Pref	7.20	7.23	0.98e+20	7.3	<sup>*3</sup>	7.54	7.34
5	SE off Mie Pref	7.53	7.52	1.452e+20	7.4	SCARDEC average	7.68	7.59
6	Off Kushiro	7.22	7.09	3.652e+19	7.0	SCARDEC average	6.95	6.89
7	Off Miyagi Pref	7.29	7.09	7.64e+19	7.2	[0.0, 20.0, 10.0, 1.0], [1.0, 6.0, 3.0, 3.0], [10.0, 10.0, 5.0, 2.0] <sup>*2</sup>	7.05	7.03
8	Off Sanriku	7.09	7.07	3.70e+19	7.0	[0.0, 15.0, 7.5, 1.0] <sup>*2</sup>	7.20	7.30
9	Off Miyagi Pref	6.63	6.63	6.273e+18	6.5	SCARDEC average	6.69	6.34
10	Off Ibaraki Pref	6.99	7.00	2.371e+19	6.8	[0.0, 20.0, 10.0, 1.0], [3.0, 3.0, 1.5, 0.75], [7.0, 4.0, 2.0, 0.5] <sup>*2</sup>	6.80	6.81
11	Off Sanriku	7.31	7.29	1.16e+20	7.3	[0.0, 22.0, 11.0, 1.0], [4.0, 5.0, 2.5, 0.3], [12.0, 5.0, 2.5, 0.4] <sup>*2</sup>	7.32	7.40
12	Off the Pacific coast of Tohoku	8.42	9.02	4.22e+22	9.0	SCARDEC average	8.40	8.85
13	Off Miyagi Pref	7.20	7.19	6.01e+19	7.1	[0.0, 10.0, 5.0, 1.0], [0.0, 3.0, 1.5, 0.4] <sup>*2</sup>	6.88	7.00

\*1 Values in [ ] are parameters of a trapezoidal or triangle function: [start time (s) (origin time = 0.0), duration (s), risetime (s), relative amplitude]. The moment rate function is composed of one or sum of plural base functions.

\*2 Created based on Yamanaka (2003a, 2003b, 2004, 2005a, 2005b, 2008, 2011a, 2011b)

\*3 Sum of all moment rate distributions by Okuwaki and Yagi (2018)

の他の研究成果に基づくものの方がよい結果をもたらす場合もある。

Table 5 に示した地震の震源時間関数については観測に基づく値に近い  $M_J$ 、 $M_{100}$  が得られる方を採用し、以上のとおり整理した震源時間関数を Fig. 3 に、そのパラメータ等を Table 6 に、遠地波形に基づく震源スペクトルと計算に使用した震源時間関数のスペクトルとの比較を Fig. 4 に、それぞれ示す。Table 6 には、合成した近地波形から得られる  $M_J$ 、 $M_{100}$  についても示しており、いずれも観測に基づく  $M$  との差が概ね  $\pm 0.3$  程度に収まっている。

2011 年 3 月 9 日の三陸沖の地震 (Table 3 の No. 11) 及び 2005 年 12 月 2 日の宮城県沖の地震 (Table 3 の No. 9) の気象庁観測点における波形の例を Fig. 5 に、波形から得られる  $M_J$ 、 $M_{100}$  の推定に必要な観測点における振幅値を Fig. 6 に示す。波形の例では、後続波の再現こそ困難であるが波形の初期部分や最大振幅については概ね再現できており、その結果、Fig. 6 にあるとおり  $M$  推定に用いられる最大振幅の値が妥当な値とばらつきをもって推計され  $M$  値が推定できていることが見て取れる。

Fig. 7 に、2011 年東北地方太平洋沖地震 (Table 3 の No. 12) について、 $M_J$  及び  $M_{100}$  の算出に必要な振幅値について、収集できた観測波形の振幅値と理論波形のものとの比の分布を示す。東北地方太平洋沖地震の震源は宮城県沖だが破壊は茨城県沖まで至ったため、例えば関東では震源から距離が離れている割に観測された地震波の振幅は大きい。波形合成用の震源の位置を CMT のセントロイドとしているため若干位置が関東に

近づくとともに、点震源や 1 次元構造を用いるという比較的簡易な手法をとっているためにもたらされる誤差も考慮すると、Fig. 7 に示す結果から総合的には妥当な振幅が得られていると考えている。このように、前述の三陸沖の地震の例などサンプル的に理論波形と観測波形やその振幅の比較を行い、いずれも CMT のセントロイドから 100 km 以遠の観測点で妥当な結果が得られることを確認したことから、この手法で算出する  $M_J$  及び  $M_{100}$  は 100 km 以遠の観測点を使用した。

### 3. 津波地震の気象庁 $M$ の推計

#### 3.1 津波地震の解析

Polet and Kanamori (2000) がスロー型津波地震に分類した地震、及び、津波発生が海底地すべりに起因するという報告がなく、かつ津波地震との指摘 (例えば Ammon *et al.* 2006 及び Lay *et al.* 2011) がある地震であって、IRIS から広帯域地震計による観測波形データが入手可能な 5 つの地震を対象に解析を行った。これら地震の諸元を Table 7 に示す。

このうち No. 1、4、5 の 3 つについては、震央距離 2,000 km 未満の観測点のデータが入手可能である。そこで直接  $M_J$  及び  $M_{100}$  に相当する値の算出を試みた。ただし、式 (4) 及び (5) は気象庁観測網のデータから決定された、日本付近の構造や観測網に適した式であり、他の地域では適さない可能性がある。そこで、津波地震と発生場所が近く発震機構も似ている通常の地震についても算出の対象とし、かつ津波地震の場合と同一の観測点で得られたデータのみを極力使って算出し比

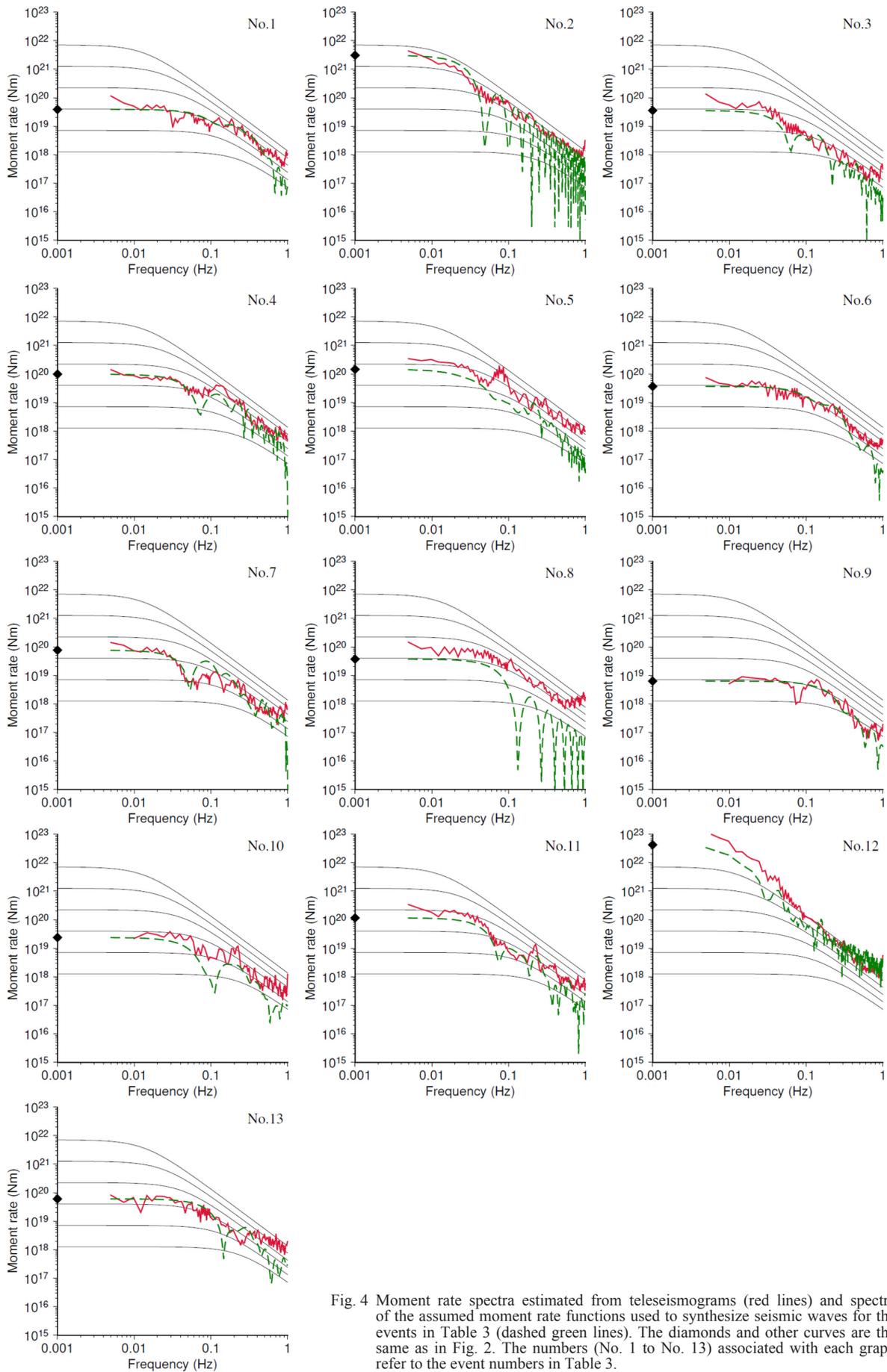
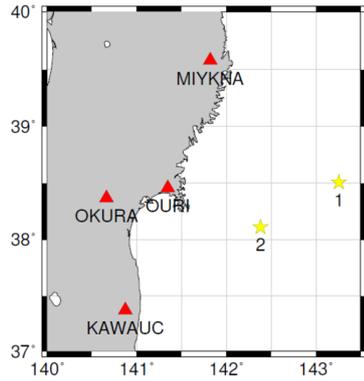
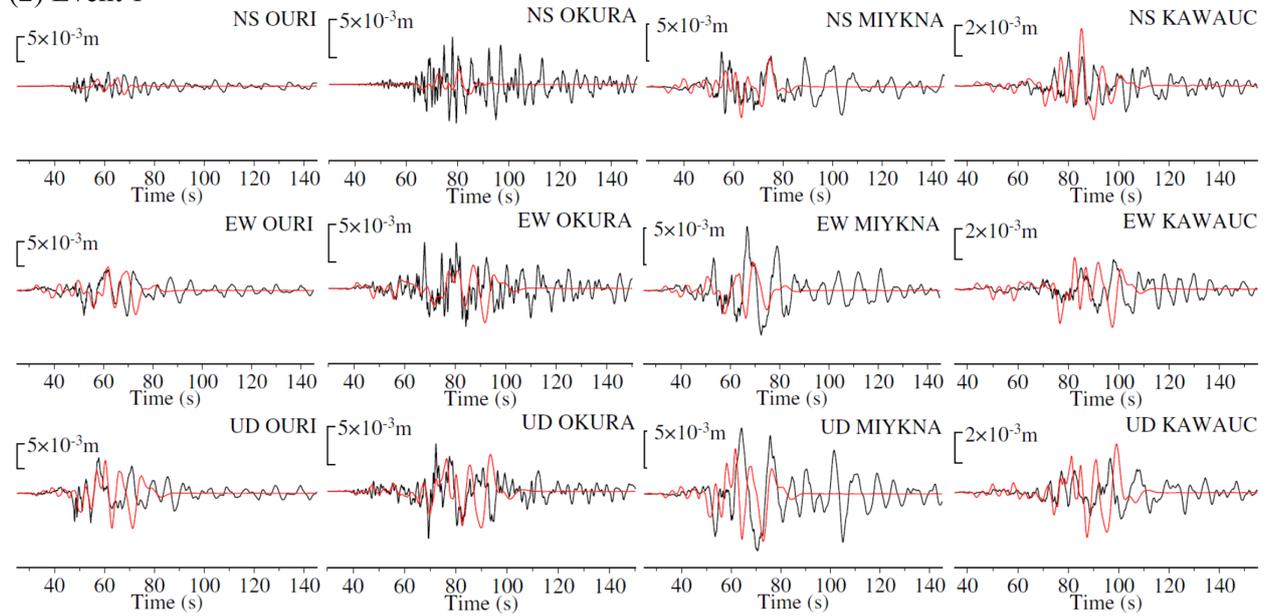


Fig. 4 Moment rate spectra estimated from teleseismograms (red lines) and spectra of the assumed moment rate functions used to synthesize seismic waves for the events in Table 3 (dashed green lines). The diamonds and other curves are the same as in Fig. 2. The numbers (No. 1 to No. 13) associated with each graph refer to the event numbers in Table 3.

## (1) Event epicenter and JMA station locations



## (2) Event 1



## (3) Event 2

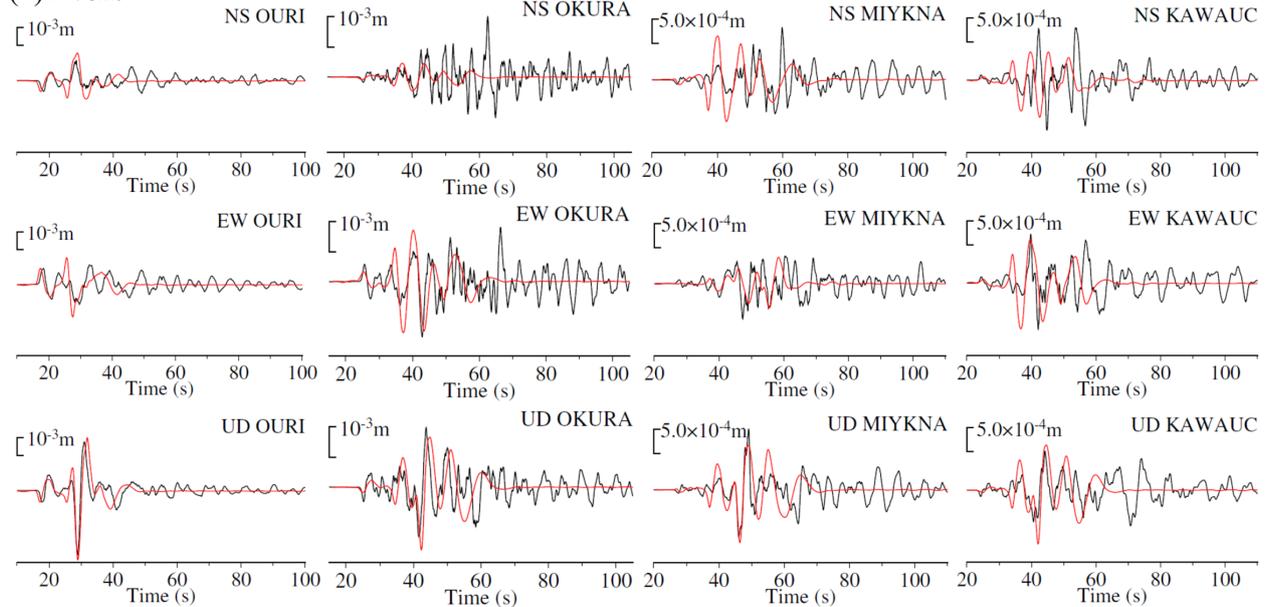


Fig. 5 Comparison between observed (black lines) and synthetic (red lines) D93-type seismograms. (1) Locations of epicenters (yellow stars) of events 1 (No. 11 in Table 3) and 2 (No. 9 in Table 3) and of JMA stations (red triangles). (2) Event 1 seismograms. (3) Event 2 seismograms.

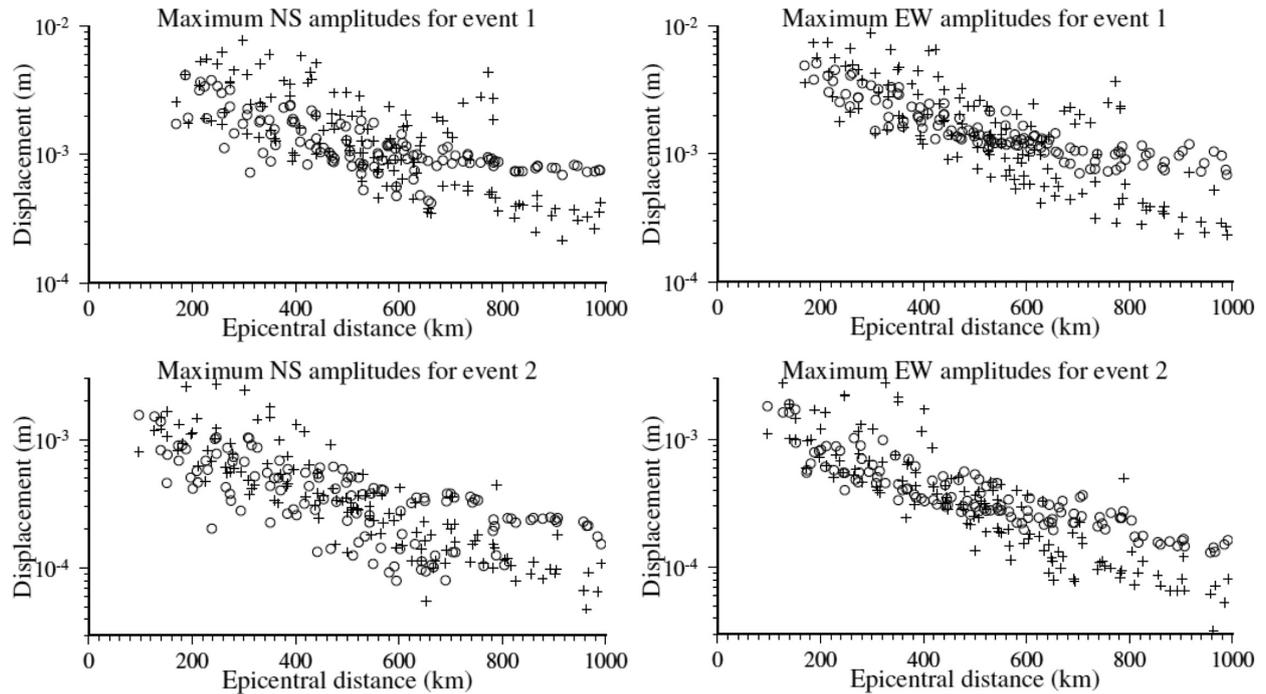
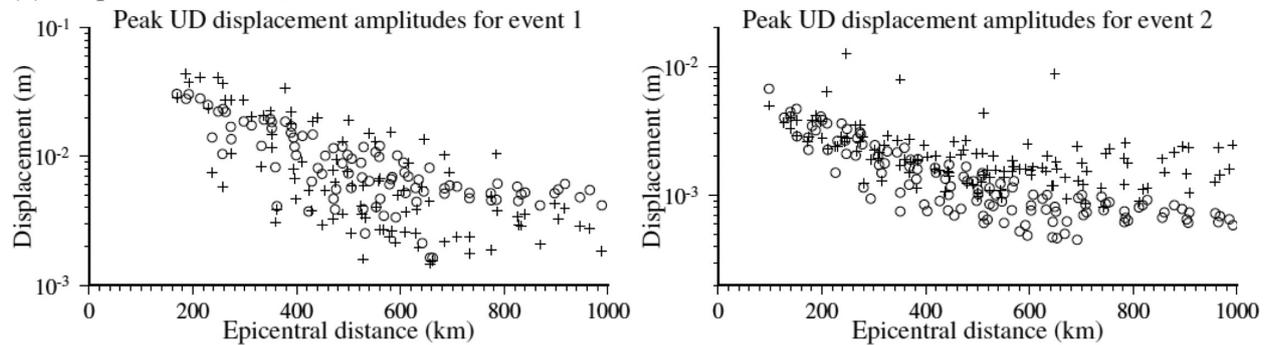
(1) Amplitudes for  $M_J$ (2) Amplitudes for  $M_{100}$ 

Fig. 6 Examples of amplitudes used for calculating  $M_J$  or  $M_{100}$  (distance < 1000 km). (1) Amplitudes for  $M_J$ . (2) Amplitudes for  $M_{100}$ . Circles show amplitudes obtained from observed seismograms, and plus signs show amplitudes obtained from synthetic seismograms. Amplitudes for calculating  $M_J$  are from the D93-type seismograms for events 1 and 2 in Fig. 5, and those for calculating  $M_{100}$  were obtained by applying a 100 s low-cut filter to the displacement seismograms.

較を試みた。それでも、No. 4 の津波地震については該当する通常の地震が見当たらず、発震機構は異なるものの極力多くの観測点でデータが得られている地震を対象とした。このように対象とした通常の地震の諸元を Table 8 に示す。式(4)の観測網の補正值である  $C_D$  は不明であるため 0 とした。結果を Table 9 に示す。例えば、1992 年ニカラグア沖津波地震の  $M_J$  相当値は 7.43 と、一見すると妥当な値であるが、通常の地震である 2004 年ニカラグア沖の地震 ( $M_w$  6.9) をみると  $M_J$  相当値は 7.34 と過大であり、津波地震の値と大きく変わらない。この例では UNM 観測点内の同じ場所に設置された STS-1 広帯域地震計の観測波形を扱っているため、式(4)の  $C_D$  の値は 2 つの地震で同値として扱うことができる。例えば  $C_D = -0.44$  と仮定すると 2004 年の地震の実際の  $M_J$  は 6.90 と算出され、すなわち  $M_w$  と同

値となり、1992 年の津波地震では 6.99 となって  $M_w$  7.6 よりも 0.6 過小となる。このように 1992 年ニカラグア沖津波地震の  $M_J$  相当値は過大な値であって、実際の  $M_J$  は  $M_w$  6.9 の通常の地震と同程度にとどまって過小な値となる可能性を示している。2006 年ジャワ島沖津波地震の  $M_J$  相当値についても、発震機構は異なるが  $M_w$  7.0 の通常の地震の  $M_J$  相当値よりも小さく、 $M_J$  が過小となる可能性を示す。2010 年スマトラ島沖津波地震については、そこまで過小となる傾向は見えず、 $M_{100}$  については  $M_J$  ほど過小にはならないようにみえる。このように、津波地震の  $M_J$  及び  $M_{100}$  について傾向が把握できる。

3.2 津波地震の気象庁  $M$ 

明治三陸津波地震のように日本近海でも津波地震が

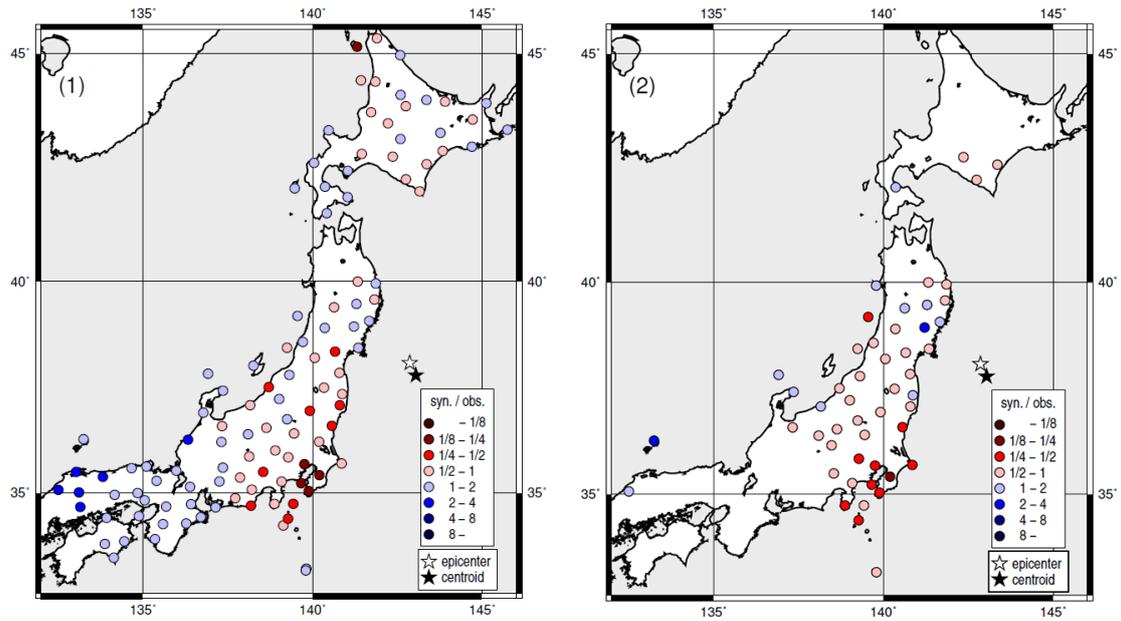


Fig. 7 Distributions of synthetic to observed seismogram amplitude ratios for event No. 12 (see Table 3). (1)  $M_J$ . (2)  $M_{100}$ .

Table 7. Source parameters of tsunami earthquakes used in this study.

No.	Origin time and event location	Global CMT							
		Moment (Nm)	$M_w$	Depth (km)	Latitude (degree)	Longitude (degree)	Strike	Dip	Slip
1	19920902 001601 Off Nicaragua	3.4e+20	7.6	15	11.200N	87.810W	303	12	91
2	19940602 181737 South of Java, Indonesia	5.34e+20	7.8	15	11.030S	113.040E	278	7	89
3	19960221 125101 Off northern Peru	2.23e+20	7.5	15	9.950S	80.230W	335	14	88
4	20060717 081926 South of Java, Indonesia	4.605e+20	7.7	20	10.280S	107.780E	290	10	102
5	20101025 144222 Off southern Sumatra	6.773e+20	7.8	12	3.710S	99.320E	316	8	96

Table 8. Source parameters of reference earthquakes. (1) and (2) Ordinary earthquakes used for reference: (1) reference events on low-angle thrust faults, similar to events No. 1 and No. 5 (Table 7); (2) reference event for event No. 4 (Table 7).

(1)

Origin time and event location	Reference target	Global CMT							
		Moment (Nm)	$M_w$	Depth (km)	Latitude (degree)	Longitude (degree)	Strike	Dip	Slip
20041009 212654 Off Nicaragua	No.1	3.015e+17	6.9	39	11.250N	87.020W	311	26	98
20100305 160700 Off southern Sumatra	No.5	1.258e+17	6.7	20	4.040S	100.520E	324	13	109

(2)

Origin time and event location	Reference target	Global CMT							
		Moment (Nm)	$M_w$	Depth (km)	Latitude (degree)	Longitude (degree)	Strike	Dip	Slip
20090902 075501 Java	No.4	3.628e+17	7.0	53.2	8.120S	107.330E	54	46	117

発生する。 $M_J$  など津波警報第 1 報に用いる  $M$  は気象庁の地震観測網で観測された波形から算出される。そこで、日本近海で津波地震が発生したと仮定（以下、仮想津波地震という）して気象庁観測網で観測される理論波形を合成し、その波形データに対して式 (4) 及び (5)

を適用することにより、仮想津波地震の  $M_J$  及び  $M_{100}$  を推計した。Tanioka *et al.* (1997) は、明治三陸津波地震の発生域の海溝前縁部でホルストグラベン構造が卓越し、それが沈み込むと、付加帯がある海溝近くの浅い領域であっても陸側のプレートと散的に固着

Table 9. Comparison of equivalent  $M_J$  and  $M_{100}$  between tsunami earthquakes and ordinary earthquakes (see Table 8). (1) 1992 Nicaragua tsunami earthquake; (2) 2010 Sumatra tsunami earthquake; (3) 2006 Java tsunami earthquake.

(1)

Origin time and event location	(a) $M_w$	(b) Equivalent $M_J$	(b)-(a)	(c) Equivalent $M_{100}$	(c)-(a)	Stations used
19920902 001601 Off Nicaragua	7.6	7.43	-0.17	7.11	-0.49	UNM
20041009 212654 Off Nicaragua	6.9	7.34	0.44	6.80	-0.10	

(2)

Origin time and event location	(a) $M_w$	(b) Equivalent $M_J$	(b)-(a)	(c) Equivalent $M_{100}$	(c)-(a)	Stations used
20101025 144222 Off southern Sumatra	7.8	7.54	-0.26	7.27	-0.53	*1
20100305 160700 Off southern Sumatra	6.9	6.79	-0.11	6.36	-0.54	

\*1 BKB, BKNI, CISI, GSI, IPM, JAGI, KOM, KSM, KUM, LHMI, MNAI, PMBI, PSI, SBM, SMRI, UGM, XMI, XMIS

(3)

Origin time and event location	(a) $M_w$	(b) Equivalent $M_J$	(b)-(a)	(c) Equivalent $M_{100}$	(c)-(a)	Stations used
20060717 081926 South of Java, Indonesia	7.7	7.27	-0.43	7.24	-0.46	*2
20090902 075501 Java	7.0	7.39	0.39	7.00	0.00	*3

\*2 GSI, IPM, KKM, KOM, KSM, KUM, MBWA, PMBT, SBM, XMIS

\*3 BKB, BKNI, COCO, IPM, KAPI, KKM, KOM, KSM, KUM, LUWI, MMRI, MNAI, PMBI, SBM, SOEI, TOLI, UGM, XMI, XMIS

して地震が発生し、また周囲が堆積物であることから破壊がゆっくりとなるために津波地震となる可能性を指摘した。Polet and Kanamori (2000) は、同様の構造が 1992 年ニカラグア沖津波地震等の津波地震の発生域にみられ、Tanioka *et al.* (1997) と同じように説明できる可能性を示した。このことから、Table 7 で示した 5 つの津波地震の震源時間関数を用いて仮想津波地震の理論波形を得ることとした。震源位置と発震機構は、2011 年 3 月 9 日の三陸沖の地震 (Table 3 の No. 11) 及び 2005 年 12 月 2 日の宮城県沖の地震 (Table 3 の No. 9) と同じとした。

震源時間関数は、2.3 で述べたように、SCARDEC カタログを利用 (1992 年ニカラグア沖津波地震のみ SCARDEC カタログにないため、USGS 2018 を利用) したものと既存の研究結果 (例えば Kikuchi and Kanamori 1995; Ihmlé *et al.* 1998; Abercrombie *et al.* 2001) も参考に三角形関数と台形関数を組合せたものを用意し、遠地波形から計算した震源スペクトルの解析結果と調和的であるか確認を行った。これら震源スペクトルの解析結果及び震源時間関数のスペクトルを Fig. 8 に、震源時間関数を Fig. 9 に、その諸元を Table 10 に示す。5 つの津波地震いずれの震源スペクトルも 1~20 秒にわたって、標準的な  $\omega^2$  モデルのモーメントレートに比べ、1 桁以上小さい値を示し、Polet and Kanamori (2000) が指摘したスロー型津波地震の特徴を示している。Fig. 10 に 2004 年のニカラグア沖の地震 (Table 8 (1) の上段の地震) の震源スペクトルを示すがそのような特徴はなく標準的である。震源時間関数については、そのスペクトルの形状が震源スペクトル解析結果と概ね調和的である。

1992 年ニカラグア沖津波地震について、震源から震央距離約 1,500 km のメキシコ国立自治大学に広帯域地震計 (STS-1) の観測点 (UNM) があり観測記録が得

られている。用意した 2 つの震源時間関数と 1992 年ニカラグア沖津波地震の震源位置及び発震機構を設定して観測点 UNM に対して離散化波数積分法で合成した理論波形と観測記録を Fig. 11 に示す。波形合成は IASP91 (Kennett and Engdahl 1991) に準拠した深さ 510 km まで 8 層の 1 次元構造を用意し、また、式(3)の条件について UNM において満たすようパラメータを調整して行った。理論波形を STS-1 の機器特性に合わせるため、固有周期 360 秒及び減衰定数 0.707 (Wielandt and Steim 1986) をもとにした再帰型デジタルフィルタを適用した。後続波の再現こそ困難であるが概ね妥当な理論波形が得られており、どちらの震源時間関数を用いても実際の観測波形を再現できそうなのがわかる。このため仮想津波地震の波形合成では、用意した震源時間関数はすべて用いた。

前述のとおり三陸沖及び宮城県沖で仮想津波地震が発生したとして合成した近地波形に基づき推計した  $M_J$  及び  $M_{100}$  を Fig. 12 に示す。すべての仮想津波地震で、 $M_J$ 、 $M_{100}$  ともに  $M_w$  に対して過小となった。 $M_{100}$  は  $M_J$  より  $M_w$  に近い値となるが、それでも 0.5 程度以上過小である。 $M_J$  に至ってはさらに 1 程度かそれ以上過小なものもある。なお、用いた震源時間関数 (Fig. 9) では破壊継続時間が通常の地震 (Fig. 3) に比べるとより長く、主として長周期側のスペクトル特性の再現に配慮したものとなっているが、震源スペクトル (Fig. 8) の短周期側に着目すると、通常の地震の場合 (Fig. 4) と同様に周期 1 秒程度まで  $\omega^2$  モデルに概ね沿った形状のスペクトルとなっているため妥当なものが得られたと考えている。このことから、通常の地震で確認した誤差の程度 (Table 6) で  $M_J$  及び  $M_{100}$  が推計できていると考えている。

UNM では 2004 年ニカラグア沖の地震の STS-1 での観測記録も得られている。UNM での観測記録に、 $M_J$

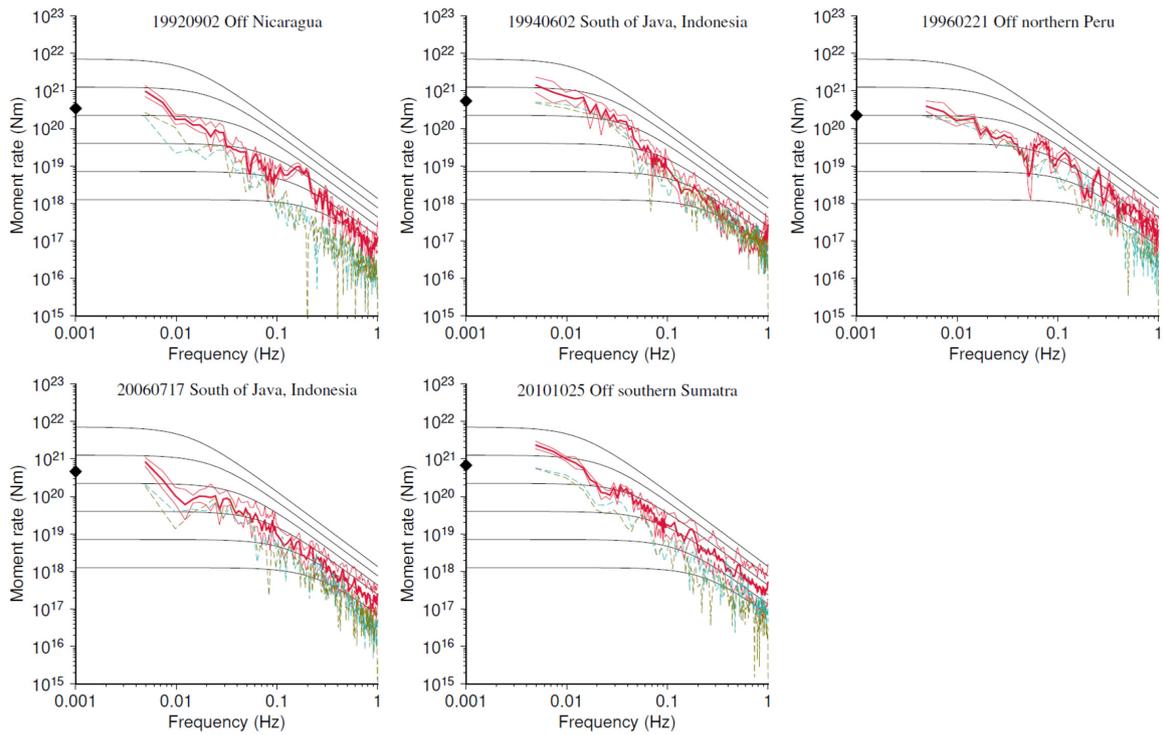


Fig. 8 Moment rate spectra (red lines) and synthetic moment rate spectra (dashed seagreen and olive lines) of five slow tsunami earthquakes. Seagreen dashed lines show moment rate spectra derived from the source time function for synthetic seismic waves in the USGS database (1992 event only; USGS 2018) or SCARDEC database (other events; Vallée and Douet 2016), and olive dashed lines show spectra of moment rate functions which we constructed using triangular functions to make them similar in appearance to the moment rate functions presented in previous studies (see Fig. 9, Tables 7 and 10). The diamonds and other curves are the same as in Fig. 2.

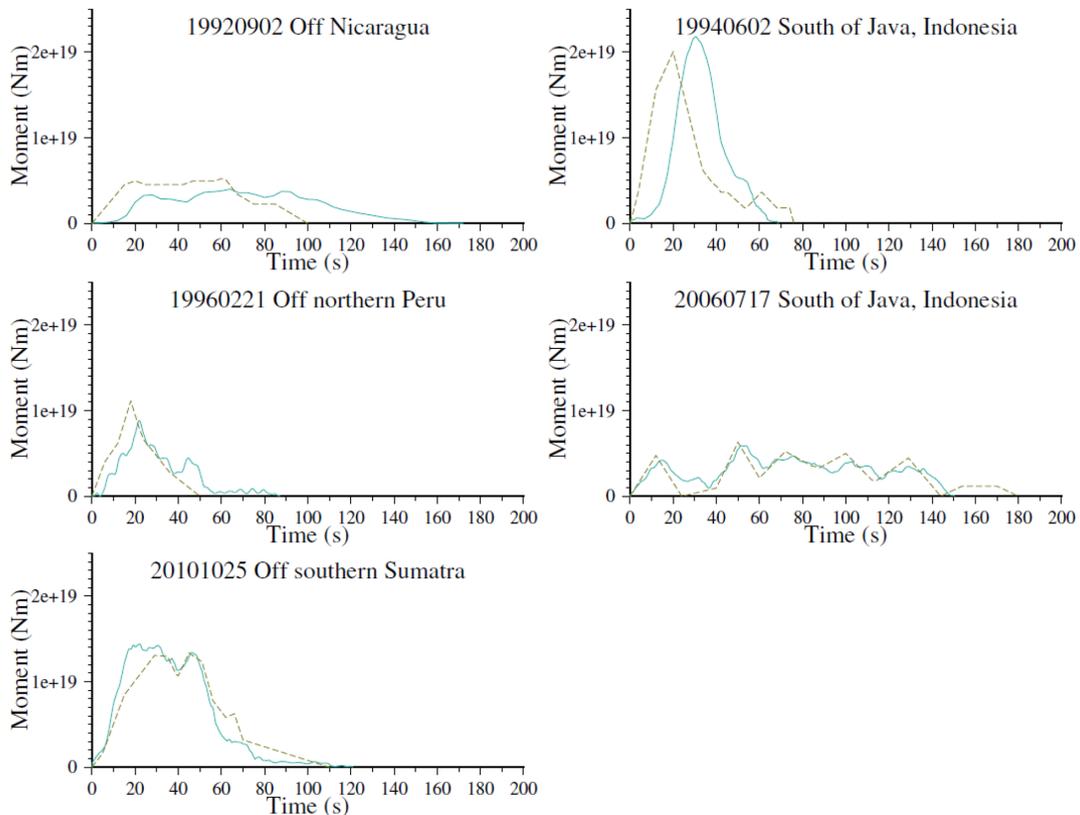


Fig. 9 Moment rate functions of the assumed slow tsunami earthquakes used for calculating synthetic seismic waves. Seagreen lines show functions based on the USGS (1992 event) or SCARDEC (other events) data. The olive dashed lines show functions constructed using triangular functions by reference to previous studies.

Table 10. Parameters of the moment rate functions of the five tsunami earthquakes listed in Table 7.

No.	Date and event location (same as Table 7)	Moment (Nm)	$M_w$	Synthetic	
				Moment rate function	
				The forms of two types of functions <sup>*1</sup>	
				(type 1)	(type 2)
1	19920902 Off Nicaragua	3.4e+20	7.6	<sup>*2</sup>	[0.0, 75.0, 15.0, 1.0], [15.0, 10.0, 5.0, 0.1], [42.0, 20.0, 5.0, 0.1], [57.0, 10.0, 5.0, 0.2], [60.0, 40.0, 15.0, 0.5] <sup>*3</sup>
2	19940602 South of Java, Indonesia	5.34e+20	7.8	SCARDEC average	[0.0, 76.0, 2.0, 0.1], [2.0, 36.0, 18.0, 1.0], [4.0, 16.0, 8.0, 0.2], [33.0, 20.0, 8.0, 0.1], [34.0, 8.0, 4.0, 0.1], [54.0, 14.0, 7.0, 0.1] <sup>*4</sup>
3	19960221 Off northern Peru	2.23e+20	7.5	SCARDEC average	[0.0, 36.0, 18.0, 1.0], [0.0, 12.0, 6.0, 0.1], [12.0, 12.0, 6.0, 0.2], [22.0, 28.0, 14.0, 0.3] <sup>*5</sup>
4	20060717 South of Java, Indonesia	4.605e+20	7.7	SCARDEC average	[0.0, 24.0, 12.0, 0.8], [24.0, 120.0, 60.0, 0.6], [40.0, 20.0, 10.0, 0.8], [60.0, 24.0, 12.0, 0.4], [88.0, 24.0, 12.0, 0.4], [114.0, 30.0, 15.0, 0.6], [144.0, 36.0, 10.0, 0.2] <sup>*6</sup>
5	20101025 Off southern Sumatra	6.773e+20	7.8	SCARDEC average	[0.0, 110.0, 55.0, 0.5], [0.0, 70.0, 35.0, 1.0], [5.0, 34.0, 10.0, 0.4], [40.0, 16.0, 5.0, 0.4], [62.0, 8.0, 4.0, 0.2] <sup>*7</sup>

\*1 Values in [ ] are parameters of a trapezoidal or triangle function: [start time (s) (origin time = 0.0), duration (s), risetime (s), relative amplitude]  
The moment rate function is composed of sum of the base functions

\*2 Moment rate function of finite-fault models by USGS (2018)

\*3 Based on Kikuchi and Kanamori (1995)

\*4 Based on Abercrombie *et al.* (2001)

\*5 Based on Ihmlé *et al.* (2001)

\*6 Based on Ammon *et al.* (2006)

\*7 Based on Lay *et al.* (2011)

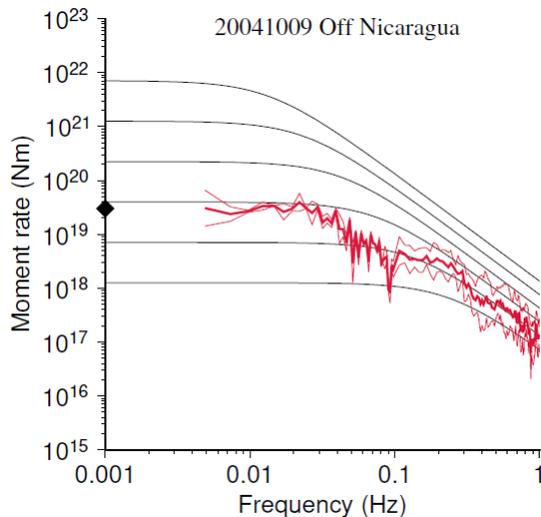


Fig. 10 Moment rate spectrum of an ordinary earthquake that occurred off Nicaragua (Table 8 (1)). The diamonds and other curves are the same as in Fig. 2.

を計算する際に必要となる機械式地震計の周波数特性を加えた波形を Fig. 13 に示す。各成分とも波形の振幅や主な相の様子はよく似ている。特に津波地震の方が  $M_w$  で 0.7 大きいにも関わらず最大振幅が同程度となっているのは、合成した近地波形の結果で  $M_f$  が 1 程度過小となることと整合的である。

#### 4. 議論

近地波形を合成した仮想津波地震の  $M$  の過小評価

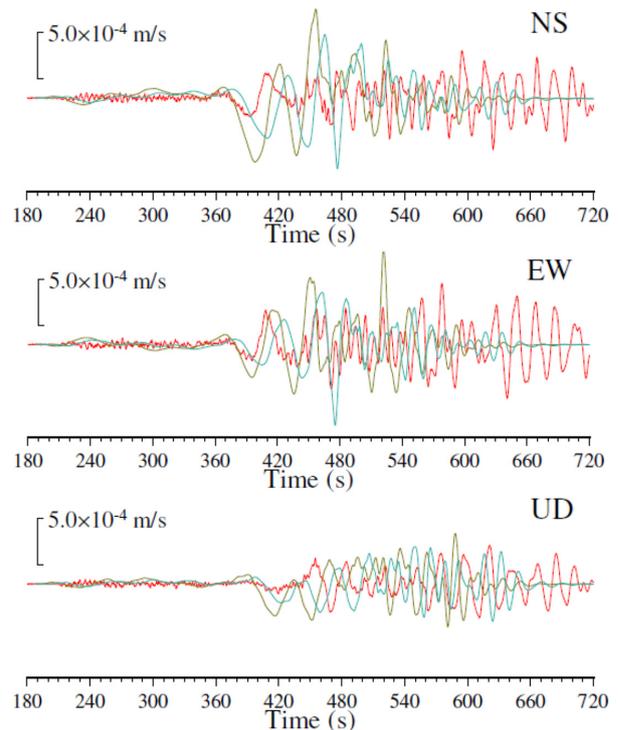


Fig. 11 Comparison of observed (red) and synthetic (seagreen or olive) seismograms recorded at UNM, Mexico. Seagreen lines show seismograms synthesized using a moment rate function based on the USGS database, and olive lines show ones synthesized using a moment rate function constructed using triangular functions by reference to previous studies.

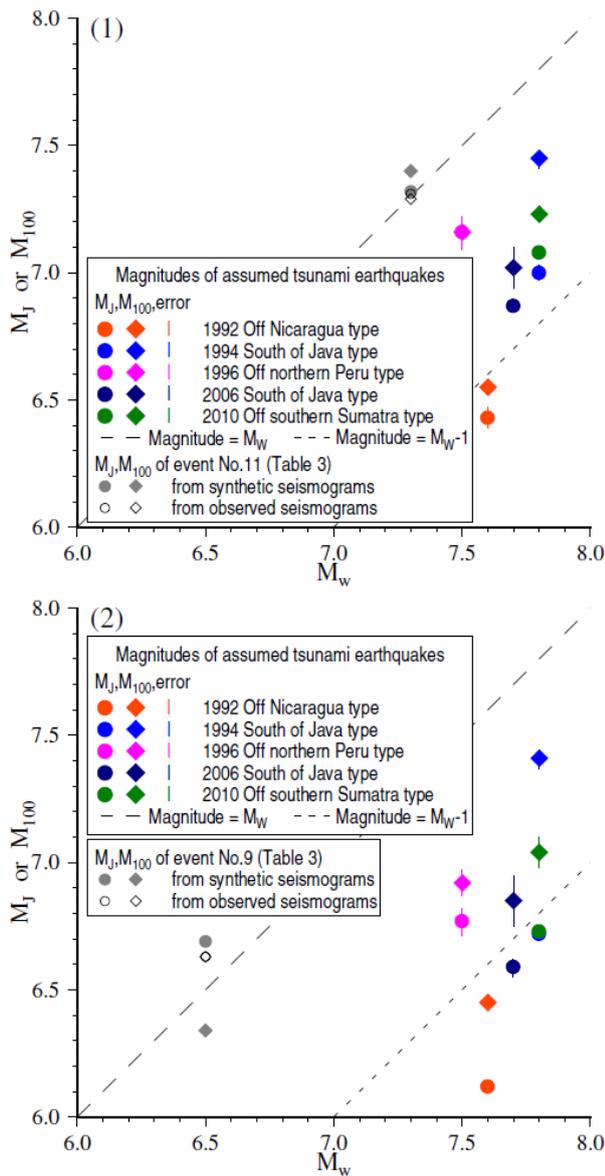


Fig. 12 Comparison of  $M_w$  of the historical “type” earthquakes and of event Nos. 9 and 11 with  $M_J$  and  $M_{100}$  of the assumed tsunami earthquakes. (1) Assumed occurrence off the Sanriku coast. (2) Assumed occurrence off Miyagi prefecture.

の状況は地震ごとに異なる。Fig. 14に、2011年3月9日の三陸沖の地震の位置で、1994年ジャワ島沖及び2006年ジャワ島沖それぞれのタイプの仮想津波地震の気象庁の地震観測点での最大振幅を例示する。 $M_J$ はFig. 14(1)及び(2)で示した振幅から、 $M_{100}$ はFig. 14(3)で示した振幅から算出される。Fig. 14(1)及び(2)では1994年ジャワ島沖及び2006年ジャワ島沖のいずれのタイプの場合も震央距離によらず、三陸沖の地震( $M_w$  7.3)よりも小さな振幅の傾向を示している。これは、震源に近い沿岸の観測点から遠くの観測点に至るまで一貫して $M_J$ では $M_w$  7.3よりも小さな地震としか認識できないことを示す。一方、Fig. 14(3)では、1994年ジャワ島沖については震央距離に近い観測点で三陸

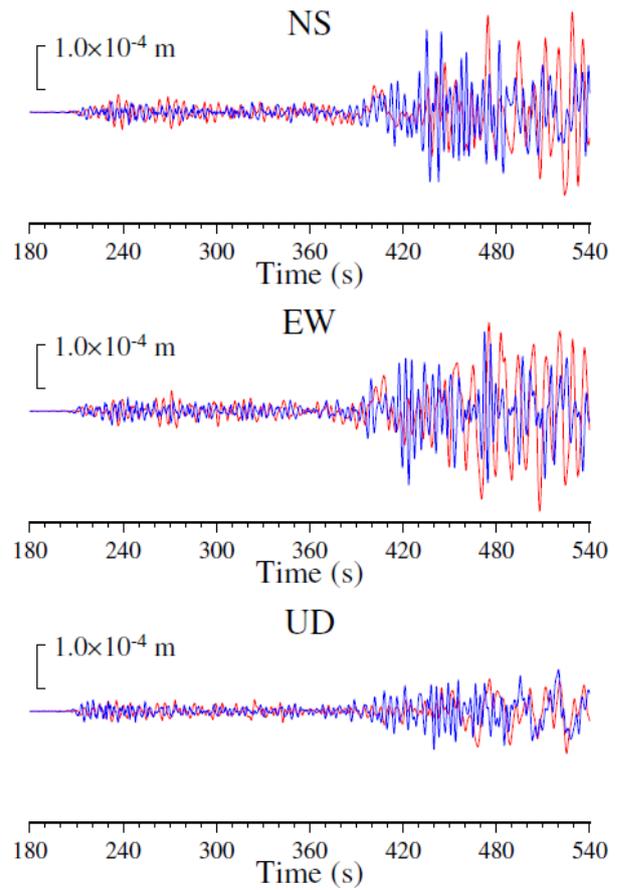


Fig. 13 Comparison of seismic waves observed at UNM, Mexico, with a JMA D93-type seismometer between the 1992 tsunami earthquake off Nicaragua (red lines) and an ordinary earthquake that occurred on 9 October 2004 off Nicaragua (blue lines).

沖 ( $M_w$  7.3) と同等以上の振幅となるが、2006年ジャワ島沖タイプでは一貫して振幅が小さい。 $M_J$ と同様に $M_{100}$ の場合、1994年ジャワ島沖タイプについては三陸沖の地震 ( $M_w$  7.3) と同程度の規模の地震と認識できるが、2006年ジャワ島沖タイプはより小さな地震としか認識できないことを示している。

Fig. 12で、1992年ニカラグア沖と2006年ジャワ島沖タイプの仮想津波地震の $M_J$ 、 $M_{100}$ の過小の程度は、2010年スマトラ島沖タイプよりも顕著である。これは、3.1で津波地震の $M_J$ 、 $M_{100}$ を直接算出しようと試み、そして得た相対的な評価の結果と調和的である。

1程度も過小な $M$ であると誤認したまま津波予測を行えば、津波も過小評価になり、適切に津波警報第1報を出すことが難しくなる。気象庁では、巨大地震の過小評価防止のために長周期成分モニターを用いている(気象庁2013)。この長周期成分モニターが津波地震の規模の過小評価防止としても機能するどうか検討した。これは広帯域地震計の記録に、地震計特性の補正を行った上で概ねW-phaseの解析に用いられる周期帯100~500秒のバンドパスフィルタを施し、その最大振幅をモニターに表示することで巨大地震か否かの判断に使うものである。 $M$ の推定には至らないものの

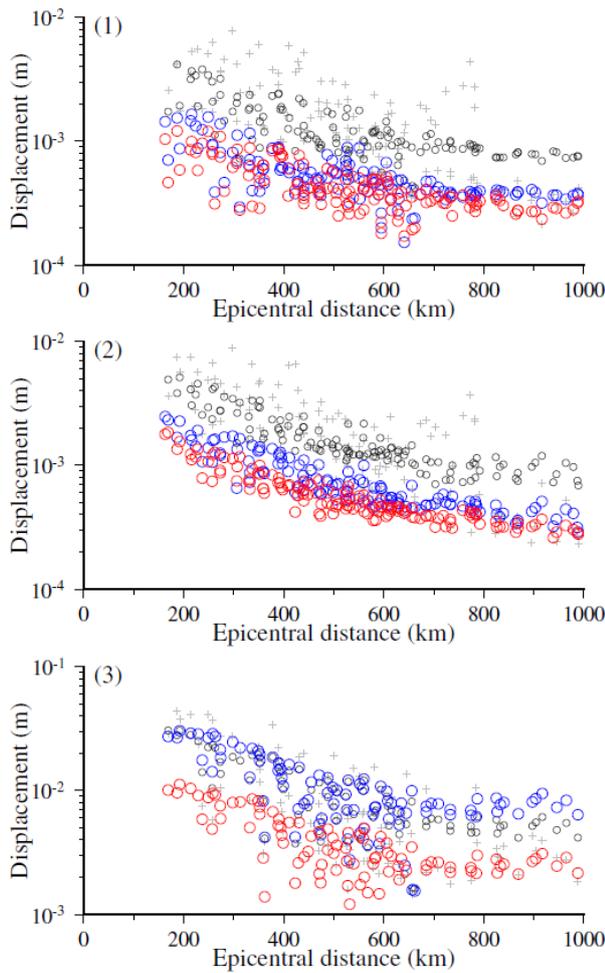


Fig. 14 Distributions of maximum amplitudes of earthquakes occurring off the Sanriku coast. (1) NS and (2) EW displacement of a JMA D93-type seismometer. (3) UD displacement after application of a 100-s low-cut filter. Blue circles indicate assumed 1994 South of Java type events, and red circles indicate assumed 2006 South of Java type events. Small black circles and small gray plus signs indicate amplitudes derived from synthetic and observed seismograms, respectively, for the 9 March 2011 off Sanriku event, as shown in Fig. 6 (1) and (2).

$M_8$  クラス (2003 年十勝沖地震クラス) か  $M_9$  クラス (2011 年東北地方太平洋沖地震クラス) を判別するため、地震津波監視業務に導入したものである (気象庁 2013)。仮想津波地震の F-net 観測点での合成した近地波形に長周期成分モニターのフィルタを施し、最大振幅を推計したものを Fig. 15 に示す。概ね  $M_w$  の順に最大振幅は大きくなっている。

長周期成分モニターでは、 $M_9$  クラスかの判別に最大振幅  $Amp$  及び震央距離  $\Delta$  に対して、

$$Amp = 10^{M_w - 2.4732 \log_{10} \Delta - 1.099} \quad (\Delta < 580.5 \text{ km}) \quad (6)$$

$$Amp = 10^{M_w - 0.3087 \log_{10} \Delta - 7.082} \quad (\Delta \geq 580.5 \text{ km}) \quad (7)$$

という経験式を用いている。 $M_9$  クラス向けの経験式であるため、 $M_7$  クラスの地震にそのまま適用して  $M_w$  を推定することはできないものの、通常の地震であれば  $M_w$  の大小関係については識別可能である。式の  $M_w$

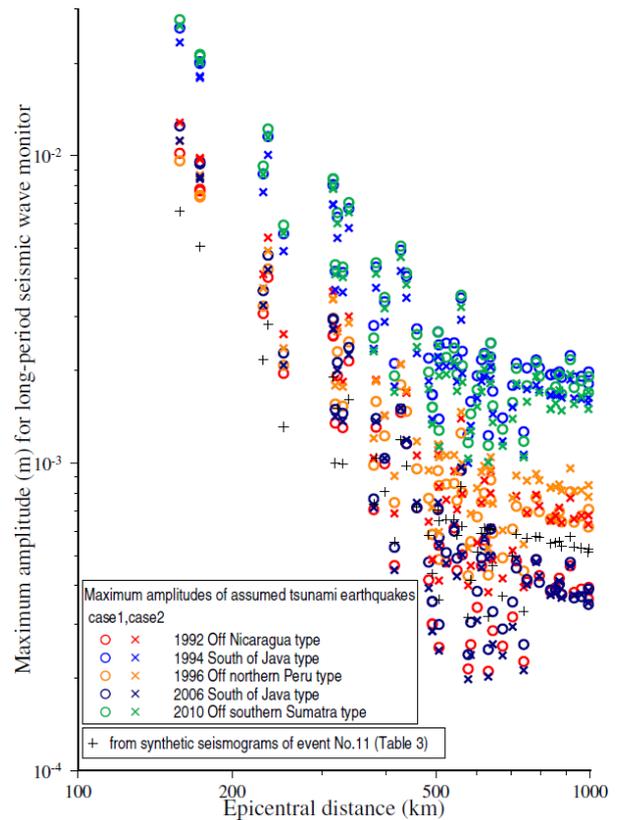


Fig. 15 Distributions of maximum amplitudes based on long-period seismic wave monitor seismograms (pass band 100–500 s) for assumed slow tsunami earthquakes off Sanriku. Case 1 (circles): from synthetic seismograms derived from moment rate functions based on SCARDEC or USGS data. Case 2 (x's): from synthetic seismograms derived from moment rate functions constructed using triangular functions by reference to previous studies.

に相当する値を推定した結果を Fig. 16 に示す。比較のため、2011 年東北地方太平洋沖地震、2003 年十勝沖地震、2005 年 12 月 2 日宮城県沖の地震も示している。 $M_j$  や  $M_{100}$  で過小評価となった津波地震についても、長周期成分モニター用の最大振幅から推定される  $M$  相当値では他の通常の地震とともに  $M_w$  の順にほぼ並ぶ。これは長周期成分の最大振幅に着目した  $M$  推定手法が津波地震の規模推定に有効である可能性を示唆する。

ただし、より詳しくみると、仮想 2006 年ジャワ島沖津波地震及び USGS (2018) をもとに震源時間関数を設定した仮想 1992 年ニカラグア沖津波地震の計 3 例では、やや過小となっている。この 3 例については、Fig. 9 にあるとおり破壊継続時間が 150 秒程度と長く、その間の振幅は高い 1 つの山を持つのではなく平たい形状をしている、という特徴がある。震源時間関数について、rise time を  $T_r$  秒、rise time を含む破壊継続時間を  $T_d$  秒とする台形関数のような簡単な例を考えると、震源スペクトルは概ね角周波数  $\omega_c = 2/(T_d - T_r)$  から 1 乗で落ち始め、 $\omega_{c_2} = 2/T_r$  から 2 乗で落ちる  $\omega^2$  モデルとなる。前述の 3 例にあてはめると  $T_d$  が長いことに加え、 $(T_d - T_r)$  に相当する時間も長い。その結果、 $\omega_{c_1}$  が周期

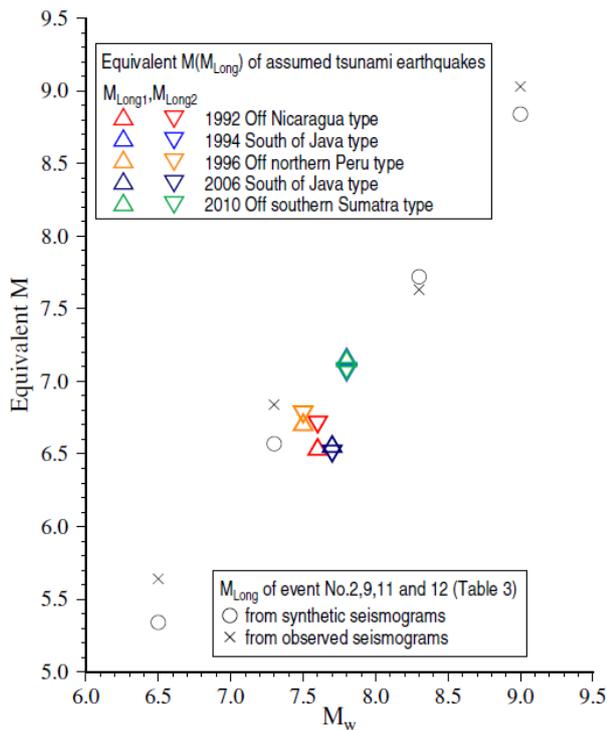


Fig. 16 Equivalent  $M$  from long-period seismic waves ( $M_{Long}$ ) of assumed slow tsunami earthquakes off Sanriku. Equivalent  $M$  ( $M_{Long}$ ) is the mean of values calculated by equations 6 and 7.

$M_{Long1}$  (triangles): from synthetic seismograms derived from moment rate functions based on the SCARDEC or USGS database.  $M_{Long2}$  (inverted triangles): from synthetic seismograms derived from moment rate functions constructed using triangular functions by reference to previous studies.

500 秒に相当する程度にまで小さくなり、長周期成分モニターの 100~500 秒の範囲であっても震源スペクトルの落ち込みが大きくなる。このことが過小な値となることにつながるとみられ、長周期成分モニターであっても極めて長い破壊継続時間を持つ津波地震の場合はやはり過小な評価になってしまうことを示唆している。STS-1 が設置されたメキシコの UNM 観測点での 1992 年ニカラグア沖津波地震及び 2004 年ニカラグア沖の地震で観測された地震波の長周期成分モニター相当の波形を Fig. 17 に示す。Fig. 13 とは異なって、1992 年の津波地震が 2004 年の地震よりも規模がかなり大きい地震であることがわかるものであり、1992 年の津波地震と同じ地震が発生した場合は長周期成分モニターにより津波地震である可能性に気づくことができると考えられる。

## 5. まとめ

津波地震が日本近海において発生した場合に、気象庁において津波警報のための地震の規模評価に使われている気象庁マグニチュード  $M_J$  や巨大地震の規模の過小評価防止のために参照されている周期 100 秒までの地震波の振幅に基づくマグニチュード  $M_{100}$  がどのよう

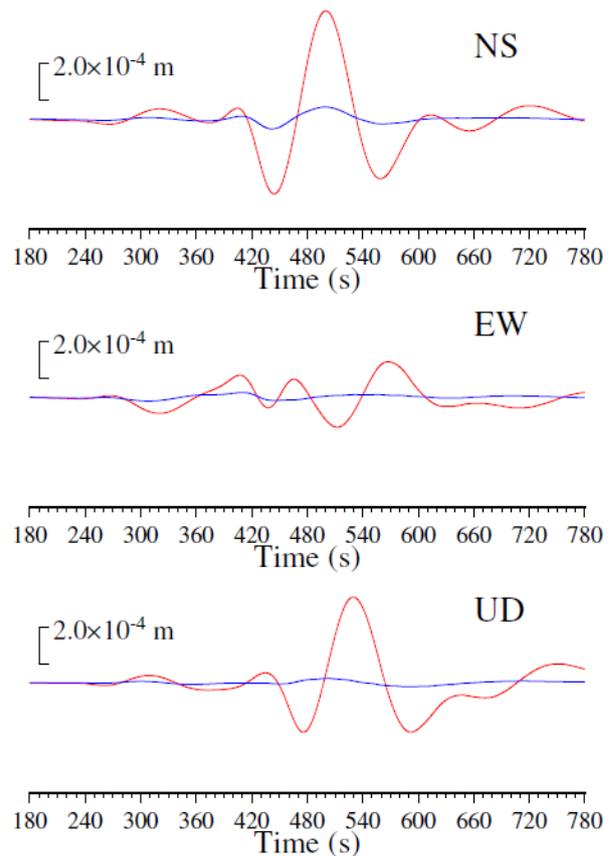


Fig. 17 Seismic waves with the frequency response of the long-period seismic wave monitor (pass band 100–500 s) at UNM, Mexico. Red: 1992 Off Nicaragua event. Blue: 9 October 2004 off Nicaragua event.

な値となるか定量的に評価した。評価方法は、観測された震源スペクトルに整合的な震源時間関数を仮定して、震源から 1000 km の範囲の理論波形を計算し、その理論波形からこれらのマグニチュードを計算した。その結果、1992 年ニカラグア沖津波地震や 1994 年ジャワ島沖津波地震等と同様な津波地震が日本近海で発生した場合、津波警報第 1 報で使用するマグニチュードは過小となり、場合によっては  $M_J$  で 1 程度以上、 $M_{100}$  で 0.5 程度以上過小となるおそれがあるという評価となった。5 つの津波地震について評価を行ったが、特に 1992 年ニカラグア沖津波地震と 2006 年ジャワ島沖津波地震の規模の過小評価が顕著であった。これら 2 つの地震は破壊継続時間が特に長いという特徴を持つ。

発生した地震が津波地震であり  $M$  を過小評価している可能性について速やかに気付く手段として、当面の間、長周期成分モニターを有効活用するのがよいと考えられる。

## 謝 辞

世界各地の STS-1 の地震波形は、IRIS Data Management Center から入手した。また、国立研究開発法人防災科学技術研究所の F-net から入手した日本国内の広帯

域地震計及び広帯域強震計の地震波形を使用した。計器特性補正等の地震波形の変換には SAC (Goldstein *et al.* 2003 及び Goldstein and Snoko 2005) を使用した。震源スペクトル解析のための地震波形の区間設定にあたり、走時の計算に iaspei-tau (Snoko 2009) を使用した。一部の図の作成には GMT (Wessel and Smith 1998) を使用した。

気象庁の検測値として、気象庁の地震月報 (カタログ編) (<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/>) を使用した。これら検測値については、気象庁が関係機関から地震観測データの提供を受け、文部科学省と協力してこれを整理し、気象庁の観測データと併せた分析が行われている。当カタログに関係している機関は、国立研究開発法人防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、国立研究開発法人産業技術総合研究所、国土地理院、国立研究開発法人海洋研究開発機構、公益財団法人地震予知総合研究振興会、青森県、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所である。

2名の匿名査読者と対馬弘晃編集委員からいただいたご意見は、論文を改訂する上で大変役立ちました。

記して感謝致します。

#### 参考文献

- Abercrombie, R. E., M. Antolik, K. Felzer and G. Ekström, 2001: The 1994 Java tsunami earthquake: Slip over a subducting seamount. *J. Geophys. Res.*, **106**, 6595–6607, doi:10.1029/2000JB900403.
- Ammon, C. J., H. Kanamori, T. Lay and A. A. Velasco, 2006: The 17 July 2006 Java tsunami earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L24308, doi:10.1029/2006GL028005.
- Bassin, C., G. Laske and G. Masters, 2000: The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *EOS Trans AGU*, **81**, F897.
- Bouchon, M., 1981: A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 959–971.
- Dziewonski, A. M., T.-A. Chou and J. H. Woodhouse, 1981: Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825–2852, doi:10.1029/JB086iB04p02825.
- Ekström, G., M. Nettles and A. M. Dziewonski, 2012: The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **200–201**, 1–9, doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- 舟崎淳, 地震予知情報課, 2004: 気象庁速度マグニチュードの改訂について. 験震時報, **67**, 11–20.
- Goldstein, P. and A. Snoko, 2005: SAC Availability for the IRIS Community. *Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter*, **7**, 1.
- Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo and L. Minner, 2003: SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Edited by W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London, 1613–1614, doi:10.1016/S0074-6142(03)80284-X.
- Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hayashimoto, T. Yamazaki and M. Nakamura, 2011: Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) –Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity–. *Earth Planets Space*, **63**, 513–518, doi:10.5047/eps.2011.05.019.
- Houston, H. and H. Kanamori, 1986: Source spectra of great earthquakes: Teleseismic constraints on rupture process and strong motion. *Bull. seism. Soc. Am.*, **76**, 19–42.
- Ihmlé, P. F., J.-M. Gomez, P. Heinrich and S. Guibourg, 1998: The 1996 Peru tsunamigenic earthquake: Broadband source process. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2691–2694, doi:10.1029/98GL01987.
- Kanamori, H., 1972: Mechanism of tsunami earthquakes. *Phys. Earth Planet. In.*, **6**, 346–359, doi:10.1016/0031-9201(72)90058-1.
- 勝間田明男, 1993: ベッセルデジタルフィルタの自動設計について. 験震時報, **56**, 17–24.
- 勝間田明男, 2004: 気象庁変位マグニチュードの改訂. 験震時報, **67**, 1–10.
- 勝間田明男, 2008: 機械式地震計の周波数特性を持つ再帰型デジタルフィルター. 験震時報, **71**, 89–91.
- Katsumata, A., H. Ueno, S. Aoki, Y. Yoshida and S. Barrientos, 2013: Rapid magnitude determination from peak amplitudes at local stations. *Earth Planets Space*, **65**, 843–853, doi:10.5047/eps.2013.03.006.
- Kennett, B. L. N. and E. R. Engdahl, 1991: Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, **105**, 429–465, doi:10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori, 1991: Inversion of complex body waves-III. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2335–2350.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori, 1995: Source characteristics of the 1992 Nicaragua tsunami earthquake inferred from teleseismic body waves. *Pure Appl. Geophys.*, **144**(3/4), 441–453, doi:10.1007/BF00874377.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori, 2003: Note on teleseismic body-wave inversion program, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI/> (last accessed 13 September 2019).
- 気象庁, 2011: 東北地方太平洋沖地震による津波被害を踏まえた津波警報の改善の方向性について. <https://www.jma.go.jp/jma/press/1109/12a/torimatome.pdf> (最終閲覧日: 2019年12月16日).
- 気象庁, 2013: 過小評価判定手法及び想定最大マグニチュードについて. 第9回津波予測技術に関する勉強会, 資料1, <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/study-panel/tsunami/benkyokai9/shiryu1.pdf> (最終閲覧日: 2020年8月19日).
- 気象庁, 2014: 主な地震のCMT解. 地震・火山月報 (カタログ編) 2012, <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/cmt.html> (最終閲覧日: 2019年4月26日).
- Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, Y. Yamazaki, K. F. Cheung and A. R. Hutko, 2011: The 25 October 2010 Mentawai tsunami earthquake ( $M_w$  7.8) and the tsunami hazard presented by shallow megathrust ruptures. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L06302, doi:10.1029/2010GL046552.
- Liu, X. and D. Zhao, 2015: Seismic attenuation tomography of the Southwest Japan arc: new insight into subduction dynamics. *Geophys. J. Int.*, **201**, 135–156, doi:10.1093/gji/ggv007.
- 武藤大介, 上野寛, 川添安之, 岩切一宏, 2014: 平成23年

- (2011年)東北地方太平洋沖地震の前後に発生した地震の震源過程の解析. 験震時報, **78**, 29–44.
- 中村浩二, 青木重樹, 吉田康宏, 2003: 気象庁広帯域地震観測網によるCMT解析. 験震時報, **66**, 1–15.
- Okuwaki, R. and Y. Yagi, 2018: rokuwaki/2004Mw7.2KiiJapan: v1.0, doi:10.5281/zenodo.1493833.
- Polet, J. and H. Kanamori, 2000: Shallow subduction zone earthquakes and their tsunamigenic potential. *Geophys. J. Inter.*, **142**, 684–702, doi:10.1046/j.1365-246x.2000.00205.x.
- Snoke, J. A., 2009: Traveltime Tables for iasp91 and ak135. *Seismol. Res. Lett.*, **80**(2), 260–262, doi:10.1785/gssrl.80.2.260.
- 武尾実, 1985: 非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波合成—堆積層での非弾性減衰の効果について—. 気象研究所研究報告, **36**, 245–257.
- Tanioka, Y., L. Ruff and K. Satake, 1997: What controls the lateral variation of large earthquake occurrence along the Japan trench. *Island Arc*, **6**, 261–266, doi:10.1111/j.1440-1738.1997.tb00176.x.
- 上野寛, 畠山信一, 明田川保, 舟崎淳, 浜田信生, 2002: 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—. 験震時報, **65**, 123–134.
- USGS, 2018: Earthquake Hazards Program: M 7.7 - near the coast of Nicaragua: Finite Fault, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp0005ddn/finite-fault> (last accessed 10 December 2019).
- Vallée, M. and V. Douet, 2016: A new database of source time functions (STFs) extracted from the SCARDEC method. *Phys. Earth Planet. Int.*, **257**, 149–157, doi:10.1016/j.pepi.2016.05.012.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1998: New, improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **79**, 579.
- Wielandt, E. and J. M. Steim, 1986: A digital very-broad-band seismograph. *Ann. Geophys.*, **4**, **3**, 227–232.
- 山中佳子, 2003a: EIC 地震学ノート No.135: 2003年5月26日宮城県沖地震 (Mj7.0), [http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/EIC\\_News/030526n.html](http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/EIC_News/030526n.html) (最終閲覧日: 2019年12月4日).
- 山中佳子, 2003b: EIC 地震学ノート No.139: 2003年9月26日十勝沖地震 (M8.0), [http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/EIC\\_News/030926.html](http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/EIC_News/030926.html) (最終閲覧日: 2019年12月4日).
- 山中佳子, 2004: EIC 地震学ノート No.153: 2004年9月紀伊半島南東沖の地震 (本震: Mj7.4) の再解析, [http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/2004/EIC153.html](http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC153.html) (最終閲覧日: 2019年11月29日).
- 山中佳子, 2005a: EIC 地震学ノート No.168: 近地強震計記録を用いた2005年8月16日宮城県沖地震 (Mj7.2), [http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/2005/EIC168a.html](http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2005/EIC168a.html) (最終閲覧日: 2019年11月26日).
- 山中佳子, 2005b: EIC 地震学ノート No.173: 2005年11月15日三陸沖地震 (Mj6.9), [http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/2005/EIC173.html](http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2005/EIC173.html) (最終閲覧日: 2019年11月28日).
- 山中佳子, 2008: NGY 地震学ノート No.7: 2008年5月8日茨城沖の地震 (M6.4, M7.0), [http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/2008/NGY7.html](http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2008/NGY7.html) (最終閲覧日: 2019年11月28日).
- 山中佳子, 2011a: NGY 地震学ノート No.35: 2011年3月9日三陸沖の地震 (M7.3), [http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/2011/NGY35.html](http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2011/NGY35.html) (最終閲覧日: 2019年11月26日).
- 山中佳子, 2011b: NGY 地震学ノート No.37: 2011年4月7日宮城県沖の地震 (M7.4), [http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/2011/NGY37.html](http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2011/NGY37.html) (最終閲覧日: 2019年11月29日).

## スロー型津波地震に対する気象庁マグニチュードの評価

西宮隆仁 (気象研究所地震津波研究部)

勝間田明男 (富山大学)

スロー型津波地震は、通常の地震に比べて揺れの大きさから想定されるよりも異常に大きな津波をもたらす。気象庁は津波警報第1報を速やかに発表するため、その津波予測に地震波の最大振幅から求める気象庁マグニチュード ( $M_J$ ) を用いるが、津波地震の場合は過小に求まると考えられる。そこで、日本近海でスロー型津波地震が発生した場合に推定される  $M_J$  について定量的に評価した。近地で記録された津波地震の地震波形が少ないため、評価では合成した地震波形を用いた。また巨大地震の規模過小評価防止のために導入した  $M_{100}$  (100秒高域通過フィルタ波形の振幅から求めるマグニチュード) についても評価した。その結果、1992年ニカラグア沖津波地震や1994年ジャワ島沖津波地震等と同様なスロー型津波地震が日本近海で発生した場合、場合によっては  $M_J$  で1程度以上、 $M_{100}$  で0.5程度以上過小となるおそれがある。