

# 1983 年日本海中部地震の余震に伴った津波

付: 本震による津波の発生機構

羽鳥 徳太郎\*

(昭和 59 年 1 月 6 日受理)

## 要 旨

1983 年 6 月 21 日日本海中部地震の最大余震 ( $M=7.1$ ) に伴った津波について、検潮記録をもとに解析を行った。  $M-H$  グラフによれば、津波のマグニチュードは  $m=0.5$  とみなされ、地震規模と比べ津波はやや大きい。津波の逆伝播図から、波源域は本震震源域の北部に位置し、東西方向に長さ 60 km、面積にして  $1.9 \times 10^3 \text{ km}^2$  と推定される。

本震 ( $M=7.7$ ) による津波の波源域の東縁は、余震域より陸側に 30 km 幅にわたってずれ、その地域は津波データから、海底の沈降域とみなせる。そのほか、本震の津波の発生機構を考察した。

## 1. はじめに

1983 年 6 月 21 日 15 時 25 分ごろ、津軽半島の西方約 100 km 沖に、日本海中部地震の最大余震 (地震のマグニチュード  $M=7.1$ ) がおこり、各地の検潮所で津波が観測された。5 月 26 日の本震から 1 カ月後の津波であったこともあり、沿岸各地では激重な警戒にあたったが、渡島半島の吉岡で最大波の全振幅が 98 cm にどとまり、被害はほとんどなかった。

本文では、まず各地で得られた検潮記録をもとに、津波の規模および波源域を解析し、本震による津波と対比する。ついで本震による津波について、津波・地殻変動のデータから、発生機構を考察してみた。

## 2. 余震による津波

6 月 21 日の最大余震で、津軽・北海道渡島半島南部では震度 4 を記録し、車力村では数カ所にわたって地下水が噴出、一部住宅が床下浸水した、などが報道された。気象庁の発表によれば、震央は  $41^{\circ}15.7'N$ ,  $139^{\circ}0.2'E$ 、深さ 6 km、地震のマグニチュードは  $M=7.1$  であった。津波は地震から 14 分後に深浦で、15 分後には江差で押し波の第 1 波が観測された。なお、本震の津波到達時間は、深浦と江差でそれぞれ 7 分と 19 分で引き波初動であった。

各管理機関の検潮所で得られた記録から、27 個所の検潮記録の読取り値を Table 1 に示す。Fig. 1a と Fig. 1b には、震源周辺の検潮記録を示す。いずれの記録も、津波初動は押し波で始まり、本震の津波のように、引き波の初動で記録されたところはない。津

\* 元地震研究所所属、現在 川口市末広 2-3-13 〒332

Table 1. The tsunami generated by the largest aftershock of the Nihonkai-Chubu earthquake at 15: 25 (JST), June 21, 1983, as recorded by tide-gauges. Wave originated near the earthquake epicenter ( $41^{\circ}15.7'N$ ,  $139^{\circ}0.2'E$ ,  $d=6$  km,  $M=7.1$ , JMA) off the west coast of Aomori Prefecture, in the Japan Sea.

Tide station	Initial wave				Maximum wave				Authority*
	Travel time	Rise	Period		$\tau$	Double ampl.	$H$		
	h m	cm	min		h m	cm	cm		
Wakkanai	1 52	2	10		5 45	8	5	JMA	
Kutsugata (Rishiri I.)	1 20	4	8		1 30	26	12	HDB	
Senposhi (Rishiri I.)	1 25	5	10		1 35	30	19	"	
Ishikari	?					23	15	"	
Oshoro	0 58	2	6		5 23	11	6	GSI	
Iwanai	0 36	7	21		0 28	48	23	HDB	
Esashi	0 15	21	8		0 41	54	29	JMA	
Yoshioka	0 22	25	8		0 10	98	41	RCC	
Hakodate	?					7	5	HO	
Minmaya	0 26	3	7		0 23	6	3	RCC	
Fukaura	0 14	11	10		0 03	31	11	JMA	
Noshiro	0 38	15	8		0 50	37	20	APO	
Funakawa	0 35	5	10		4 20	15	8	"	
Oga	0 23	4	9		1 00	7	5	GSI	
Akita	0 48	6	23		1 10	16	8	PCB	
Sakata	?					13	10	"	
Nezugaseki	0 48?	1	13		1 28	5	3	GSI	
Awashima	0 47?	2	8		0 40	17	9	HO	
Iwafune	1 09	2	10		1 22	25	14	NPO	
Ryotsu (Sado I.)	0 57	9	10		1 03	28	16	"	
Kashiwazaki	1 07?	2	11		2 46	20	10	"	
Naoetsu	0 57?	2	10		2 16	18	9	"	
Wajima	?					7	4	GSI	
Mikuni	?					5	3	"	
Maizuru	?					4	2	HO	
Sakai	2 12?	2	15		7 35	14	9	JMA	
Saigo (Oki I.)	1 40	2	7		2 30	8	6	"	

$H$ : Tsunami height above ordinary tides.  $\tau$ : Time interval between the arrival of front and maximum wave.

\*JMA: Japan Meteorological Agency, GSI: Japan Geographical Survey Institute, HO: Japan Hydrographic Office, HDB: Hokkaido Development Bureau, PCB: 1st Port Construction Bureau, RCC: Railway Construction Corporation, APO: Akita Prefectural Office, NPO: Niigata Prefectural Office.

波の周期は、震源に近い吉岡・三厩では 7~8 分の短周期波であった。

Fig. 2 には、震央からの伝播距離と最大波の片振幅との関係を示す。本震の津波の場合と同様に、利尻島 (仙法志)・佐渡 (両津) の振幅が大きい、平均値をみれば津波マグ

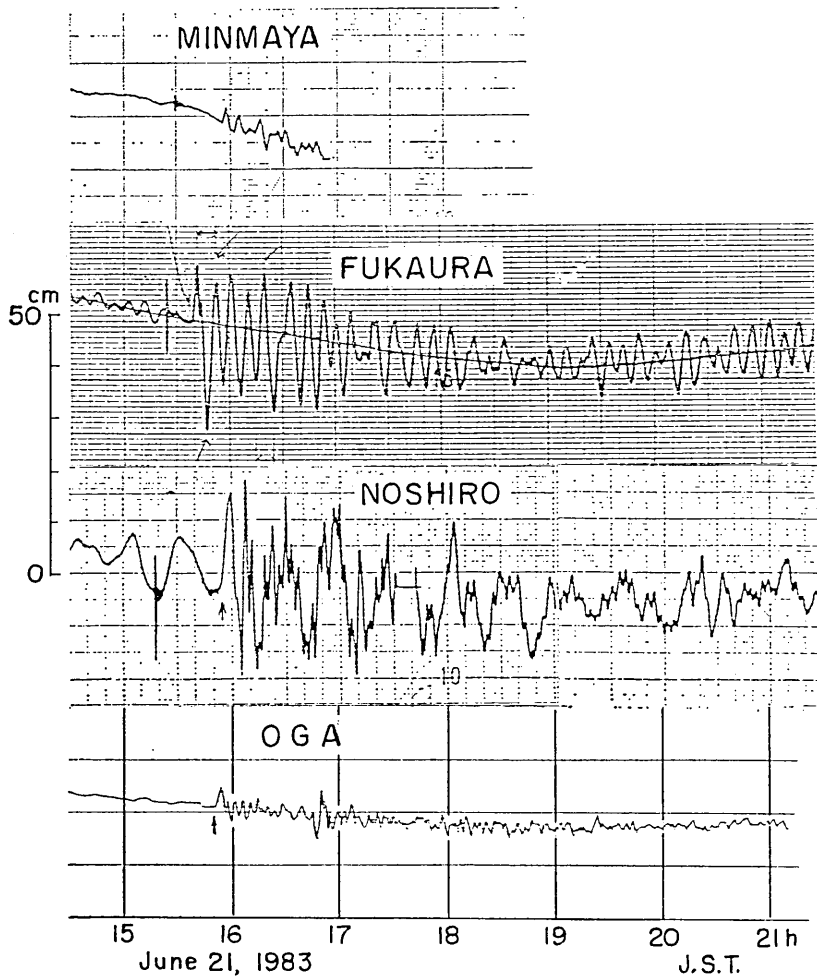


Fig. 1a. Tsunami records of June 21, 1983.

ニチュードは  $m=0.5$  と推定される。これは、本震の津波マグニチュード ( $m=2.5$ ) と比べ、 $1/25$  の津波エネルギーになるが、 $M=7.1$  の地震に対して、津波規模はやや大きい。

8 個所の観測点から出発した、津波の逆伝播図を Fig. 3 に示す。作図には、50 万分の 1 の海図上に各観測点から 1 分ごとに波面を画き、Fig. 3 には伝播時間に対応する最終波面を示した。波源域は、本震の波源域の北部に位置し、東西方向に 60 km、幅 40 km、面積にして  $1.9 \times 10^3 \text{ km}^2$  である。すべての観測点が押し波初動で記録されたことから、推定波源域の海底は隆起とみなせる。

### 3. 本震による津波の発生機構

津波の逆伝播図から、本震の津波波源域は水深 2,000 m の海域を中心に、津軽・男鹿

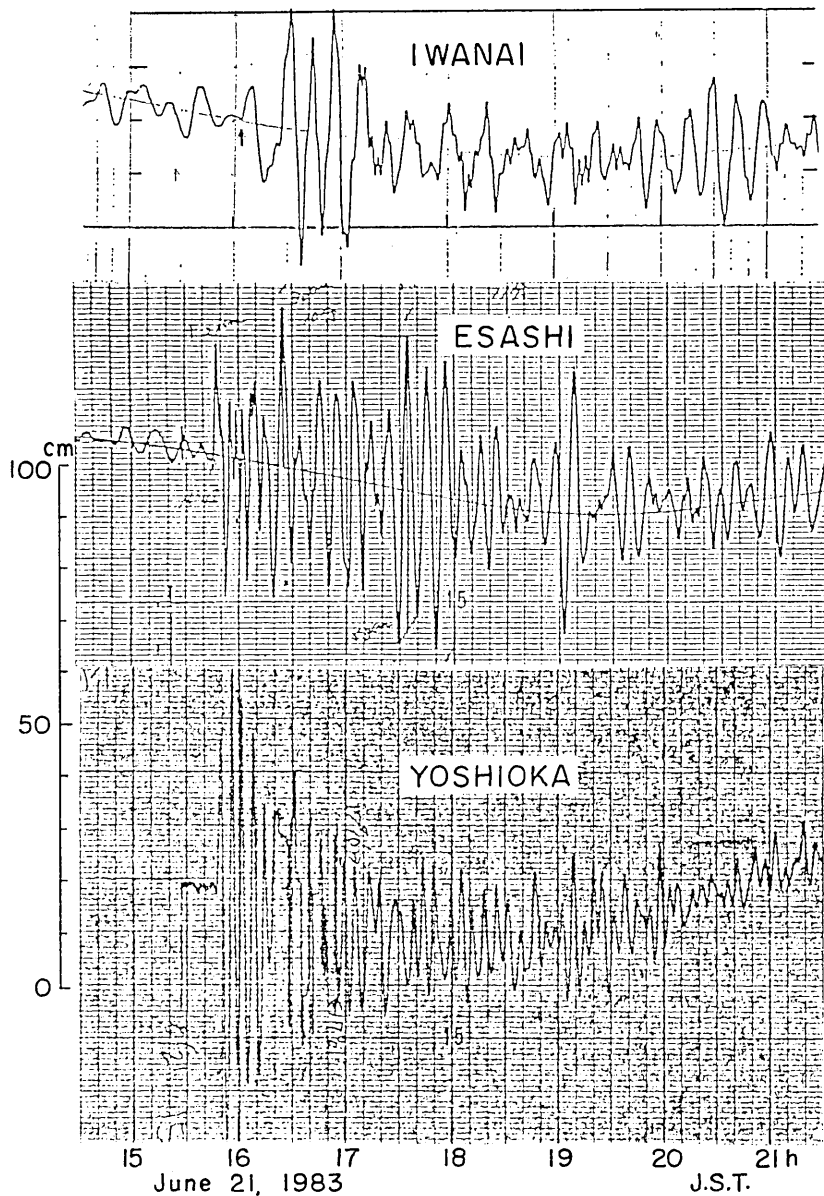


Fig. 1b. Tsunami records of June 21, 1983.

沖間に長さ 140 km, 幅 90 km と推定された (羽鳥, 1983). これに, 今回の余震の波源域を重ね合せると Fig. 4 のようになる. ここで斜線で示す領域は, 本震から 2 カ月 (5 月 26 日~7 月 31 日) 間に, 東北大学理学部・弘前大学理学部 (1983) で観測された余震域を示す. 北海道大学理学部・気象庁などの観測結果からも, ほぼ同様な余震域が示された.

Fig. 4 に示すように, 波源域の東縁は余震域より約 30 km 幅にわたり, 陸側にずれて

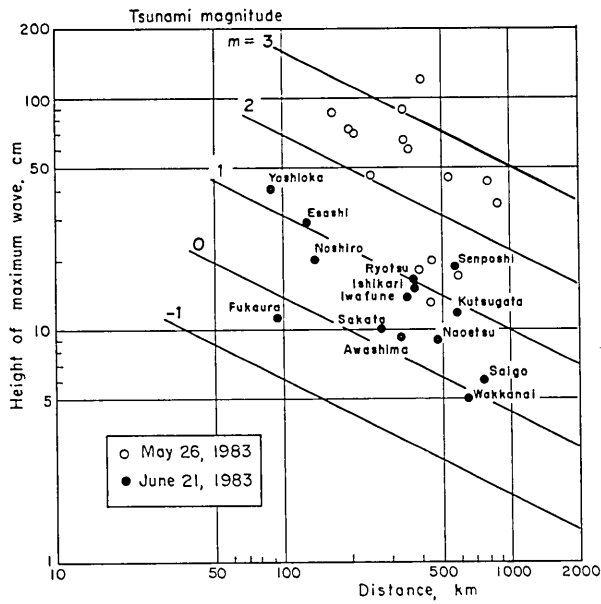


Fig. 2. Attenuation of the maximum wave height (semi-amplitude) with distance from the epicenter.  $m$ : Tsunami magnitude denoted by the Imamura-Iida scale.

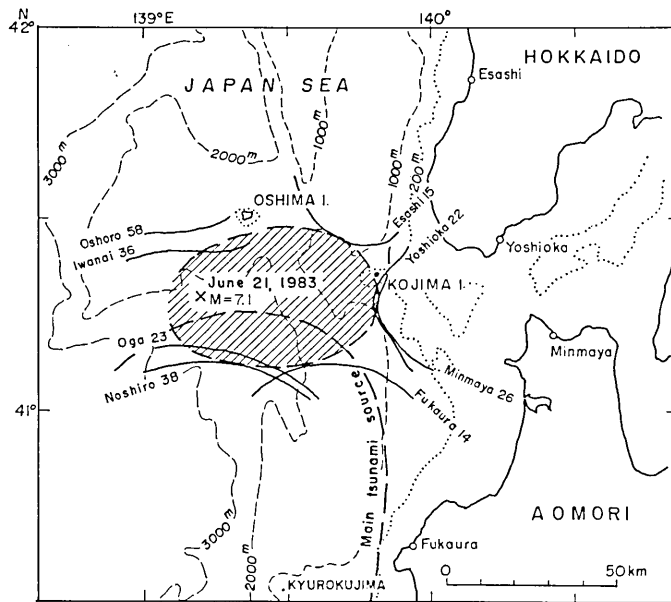


Fig. 3. Estimated source area of the tsunami generated by an aftershock (June 21, 1983) of the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake. The last wave fronts of the inverse refraction diagram are shown with the name of tide stations and travel times (min).

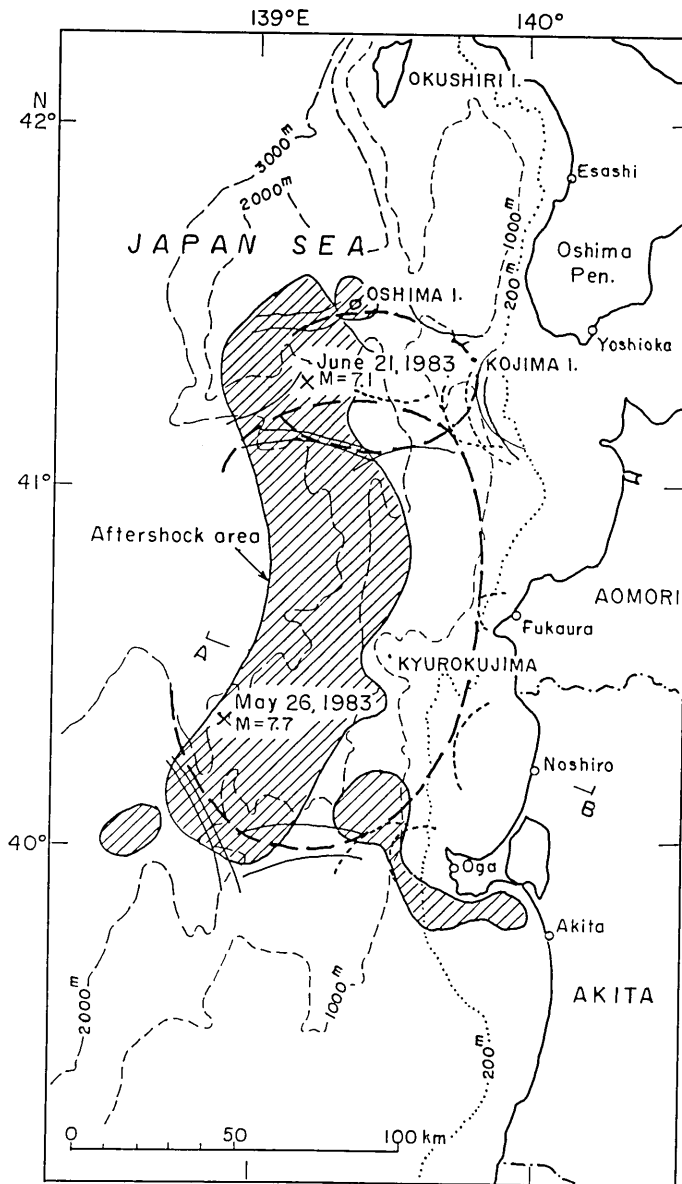


Fig. 4. Comparison of the aftershock area and the tsunami source areas of the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake and the aftershock on June 21, 1983.

いる。本震の津波データによれば、江差～男鹿間の検潮所では引き波初動を記録し、食い違った区間では海底が沈降したとみなせる。言い換えれば、余震は沈降域に発生しなかったことになる。いま、能代付近から波源域に直交する A-B 鉛直断面 (Fig. 4) において、海底の上下変動のパターンをみると Fig. 5 のようになる。ここに黒丸は地殻変動の調査によるもので、久六島では本震前後の海面の変化から、40 cm 前後の沈降が認められた

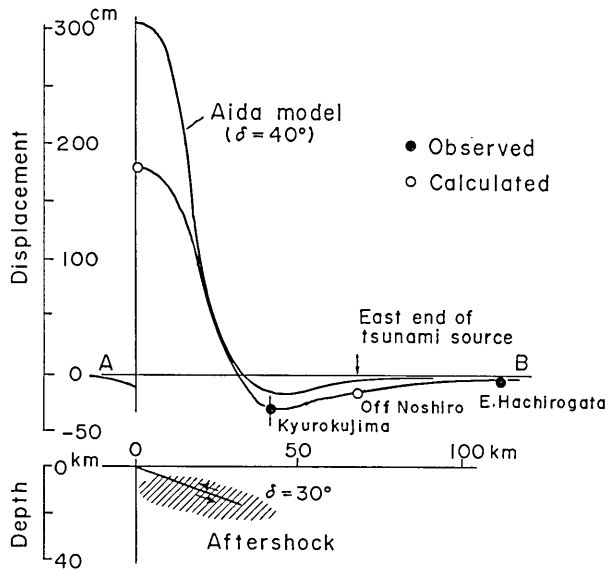


Fig. 5. Profile of the sea-bottom displacement in the tsunami source (A-B in Fig. 4). Closed circles show the data of crustal movement and open circles are the values calculated by the tsunami data.

山科ほか, 1983). また, 八郎潟東部では地震後, 約 3 cm の沈降が測地された (多田, 1983). 白丸は, 能代の津波データからの計算値を示す. すなわち, 津波の引き波初動の振幅 (-18 cm) と, 遡上高 (300 cm) から, 観測点付近の水深を 10 m と仮定し, グリーンの法則を応用して (羽鳥, 1983) それぞれ波源縁と, 断層の最大変位があったと思われる水深 3,000 m 上の水位変化を求めたものである. 海底面の上下変動を水位変化の 2 倍にとれば, 断層上の変動は 1.8 m となる.

Fig. 5 の下図には, A-B 断面における余震の深さの分布を示したもので (海野ほか, 1983), 陸側にむかい約  $30^\circ$  の東下りである. 海底の上下変動のパターンは, 傾斜角  $30^\circ$  の逆断層を考えさせる. 傾斜角  $30^\circ$  の断層モデル (松浦・佐藤, 1975) から, すべり変位  $D$  を求めると 4.0 m を得る. 剛性率  $\mu$  を  $4 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup> と仮定し, 本震直後の余震域の面積  $S$  を  $5 \times 10^3$  km<sup>2</sup> とみなすと, 地震モーメント  $M_0 (= \mu DS)$  は  $8 \times 10^{27}$  dyne·cm となる.

一方, 津波の数値実験から, 相田 (1983) は南北 2 つの断層面をとり, 南側のモデルで断層面の傾斜角  $40^\circ$  (Fig. 5), すべり量 7.6 m, 地震モーメント  $5.8 \times 10^{27}$  dyne·cm と示した. また, 佐竹ら (1983) の解析では, 傾斜角  $30^\circ$  にとり地震モーメント  $7.5 \times 10^{27}$  dyne·cm を得ている. いずれにせよ統計的にみれば (羽鳥, 1983), 津波の規模  $m=2.5$  に対して地震モーメントは小さく, 断層面の傾斜角は  $30^\circ$  以上のグループに属している.

#### 4. むすび

検潮記録をもとに, 日本海中部地震の余震に伴った津波を解析した. 波源域は本震震源

域の北部に位置し、東西方向に長さ 60 km、面積は  $1.9 \times 10^3 \text{ km}^2$  と推定される。津波マグニチュードは  $m=0.5$  とみなされ、 $M=7.1$  の地震による津波としては規模はやや大きい。

本震による津波の波源域の東縁は、余震域より約 30 km 幅で陸側にずれ、この区間は海底の沈降域である。本震の津波は、傾斜角  $30^\circ$ 、すべり量 4 m の逆断層でおこされ、地震モーメントは  $8 \times 10^{27} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$  と推定される。

## 謝 辞

今回の津波解析には、各検潮所の管理機関で観測した検潮記録を用い、その収集には気象庁気象研究所の岡田正実氏に大変お世話になった。また、津波の発生機構の解析には、地震研究所の梶浦欣二郎教授・相田勇助教授から種々有益な助言を頂いた。記して厚く御礼を申し述べる。

## 文 献

- 相田 勇, 1983, 日本海中部地震津波の波源数値モデル, 地震研究所彙報, 59, 93-104.  
 羽鳥徳太郎, 1983, 1983 年日本海中部地震津波の規模および波源域, 地震研究所彙報, 58, 723-734.  
 羽鳥徳太郎, 1984, 日本海中部地震津波の波源における水位変動——波源の海面変動体積と地震モーメントの関係, 地震 2, 37, 23-29.  
 松浦充宏・佐藤良輔, 1975, 断層モデルと地表変位のパターン, 地震 2, 28, 429-434.  
 多田 堯, 1983, 日本海中部地震に関連した地殻上下変動とその解釈について, 地震学会講演予稿集, 昭和 58 年度秋季大会, No. 2, 26.  
 東北大学理学部地震予知観測センター・弘前大学理学部地震火山観測所・東北大学理学部地球物理教室, 1983, 1983 年日本海中部地震——地震活動, 地震学会講演予稿集, 昭和 58 年度秋季大会, No. 2, 3.  
 佐竹健治・阿部勝征・山木 滋・石川有三・武尾 実, 1983, 1983 年日本海中部地震の震源過程——その 3, IDA による表面波と津波のシミュレーション解析, 地震学会講演予稿集, 昭和 58 年度秋季大会, No. 2, 17.  
 海野徳仁・松 沢 暢・小原一成・清水 洋・長谷川昭・高木章雄・小管正裕・田中和夫・佐藤魂夫・佐藤 裕, 1983, 1983 年日本海中部地震——余震の震源分布, 地震学会講演予稿集, 昭和 58 年度秋季大会, No. 2, 4.  
 山科健一郎・中村一明・福富高明・佐藤魂夫・田中和夫, 1983, 1983 年日本海中部地震による久六島の沈下, 地震学会講演予稿集, 昭和 58 年度秋季大会, No. 2, 27



*The Tsunami Associated with an Aftershock of the 1983 Nihonkai-Chubu Earthquake, and the Source Mechanism of the Main Tsunami*

Tokutaro HATORI

Based on tide-gauge records, the tsunami associated with the largest aftershock ( $M=7.1$ , June 21, 1983) of the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake was investigated. Judging from the diagram of the attenuation of tsunami height with distance, the tsunami magnitude (Imamura-Iida scale:  $m$ ) was determined to be  $m=0.5$ . This is relatively high for an earthquake having a magnitude of  $M=7.1$ . The source area which was inferred from an inverse refraction diagram is located on the north end of the main tsunami source. The length of the tsunami source is 60 km in the E-W direction and the source area  $1.9 \times 10^3$  km<sup>2</sup>. The sea-bottom of the source area seems to be uplifted, because the initial motion of the tsunami was observed with the upward direction at every tidal station.

The source area of the tsunami generated by the main shock ( $M=7.7$ , May 26, 1983) moved through width of 30 km from the east margin of the aftershock area. The sea-bottom of this discrepancy region subsided, judging from the initial motion of the tsunami. According to the analysis of the tsunami and geodetic data, the main tsunami was generated by the 30° thrust fault slipping 4 m. The seismic moment is  $8 \times 10^{27}$  dyne-cm.