

32. 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 羽 鳥 徳太郎*

(昭和 58 年 7 月 26 日受理)

要 旨

多数の検潮記録を用い、日本海中部地震による津波の波源域、規模などを調査した。波源域は水深 2,000 m の海域を中心に、津軽・男鹿沖間長さ 140 km、幅 90 km と推定される。津波マグニチュードは、 $d-H$ 曲線から $m=2.5$ と格付けされる。日本海全域の津波伝播図を示し、伝播についての特徴を述べた。また、歴史津波を加え、日本海側でおきた津波の波源域分布を示し、波源域の配列・津波の空白域などを考察した。

1. はじめに

1983 年 5 月 26 日 12 時 00 分に、秋田県の 100 km 沖におきた“日本海中部地震”は、比較的大きな津波を伴い、秋田・青森県・北海道の渡島半島沿岸および奥尻島に被害をもたらし、2 時間後には韓国東岸域を襲った。気象庁の発表によれば、震央は $40^{\circ}22'N$, $138^{\circ}54'E$ 、深さ 10 km、地震のマグニチュードは $M=7.7$ であった。

日本海側では、1964 年の新潟地震以来の津波であり、しかも死者 104 名のうち 100 名は津波の犠牲者であった。改めて津波災害の恐ろしさをおもい知らされた。筆者は地震の翌日現地に飛び、能代・男鹿半島沿岸の生々しい被災地を調査して回った。

一方、今回の津波は、日本海全域の沿岸において、きわめて良好な検潮記録が多数得られた。本文では、これらの記録をもとに、波源域および津波の規模を推定し、伝播図などから 2~3 の特徴を述べる。また日本海側の津波の波源域分布を示し、将来の発生域を考えてみたい。

2. 検潮記録

今回の津波は日本海沿岸のみならず、津軽・宗谷海峡をぬけ浦河・八戸・網走などの検潮所でも観測された。おもな 29 個所の検潮記録の読み取り値を Table 1 に示す。それぞれ検潮所の管理機関を明示した。Fig. 1a と Fig. 1b には、震源域周辺で得られた数例の検潮記録を示す。

津波初動に着目すると、江差から船川に至る 6 個所の検潮所で明瞭な引き波を観測し、深浦の振幅がもっとも大きく、地震からわずか 7 分後に 37 cm の引き波を記録した。そのほかの地点の津波初動は押し波であった。初動部分の津波の周期は、男鹿・酒田で 40 分ぐらいの長周期波を記録していたが、深浦・吉岡など多数の地点で 10 分ほどの短周期が目立つ。これは、津波に短周期波成分が卓越したことを暗示する。また、全振幅 20~30 cm の波が翌日の正午ごろまで続き、太平洋側の津波と比べ、波の継続時間が長かった。

* 現在 川口市末広 2-3-13 〒332

Table 1. The Nihonkai-Chubu tsunami of 12: 00 (JST), May 26, 1983, as recorded by tide-gauges. Wave originated near the earthquake epicenter (40°22'N, 138°54'E, $d=10$ km, $M=7.7$, JMA) off the coast of Akita-Aomori, in the Japan Sea.

Tide station	Initial wave				Maximum wave				Authority*
	Travel time		Rise	Period	τ	Double ampl.	H		
	h	m	cm	min	h	m	cm	cm	
Wakkanai	1	59	12	12	5	22	37	17	JMA
Senposhi (Rishiri I.)	1	32	31	9	0	16	132	96	HDB
Haboro	1	33	36	13	1	48	>76	48	"
Rumoi	1	15	13	24	5	45	21	13	JMA
Ishikari	1	28	17	12	3	18	92	53	HDB
Oshoro	1	00	28	5	4	40	52	34	GSI
Iwanai	0	36	52	22	1	00	196	126	HDB
Esashi	0	19	-7	14	1	29	133	74	JMA
Yoshioka	0	23	-7	9	2	10	138	90	RCC
Hakodate	0	47	16	41	2	01	51	23	JMA
Asamushi	1	02	20	20	1	52	42	26	GSI
Fukaura	0	07	-32	10	1	33	110	64	JMA
Noshiro	0	22	-18	—	—		>300	195	APO
Oga	0	08	-14	38	0	10	66	52	GSI
Funakawa	0	28	-7	12	5	08	65	29	APO
Sakata	0	40	84	40	2	56	142	86	PCB
Nezugaseki	0	44	18	18	4	05	44	20	GSI
Awashima	0	42	27	9	0	58	135	72	HO
Ogi (Sado I.)	0	45	13	12	2	15	60	30	GSI
Kashiwazaki	0	56	11	18	2	00	43	18	"
Toyama	0	57	15	29	4	50	32	20	JMA
Wajima	1	14	37	20	0	10	55	37	GSI
Mikuni	1	20	15	10	1	27	60	35	"
Nishi-Maizuru	2	00	10	18	3	33	75	53	HO
Sakai	2	08	6	12	3	18	78	39	JMA
Saigo (Oki I.)	1	35	11	13	3	38	88	40	"
Hamada	2	30	15	12	2	28	80	38	"
Hagi	3	03	21	26	5	35	48	28	GSI
Izuhara	3	22	6	10	3	12	45	28	HO

H: Tsunami height above ordinary tides. τ : 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.

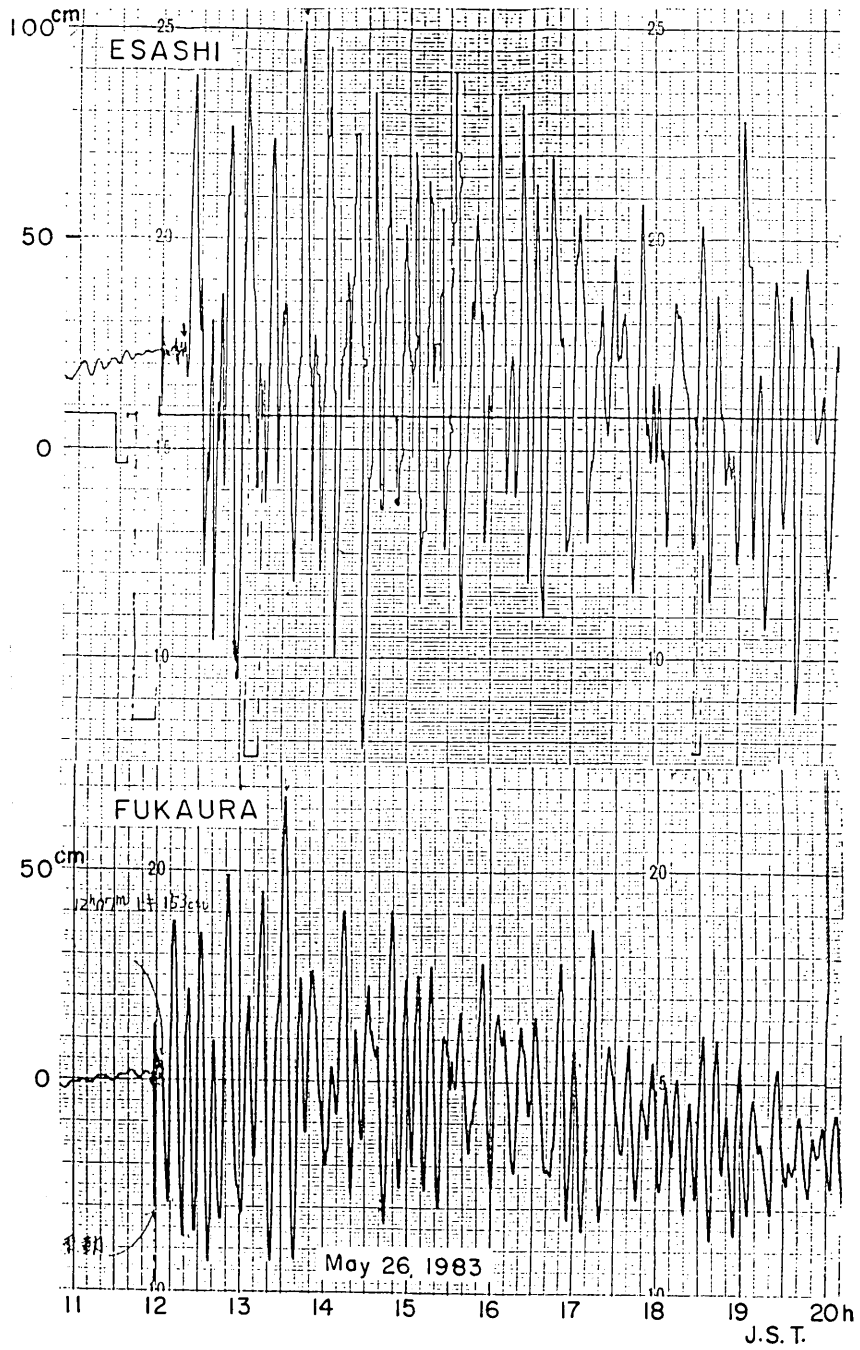


Fig. 1a. Tsunami records on May 26, 1983.

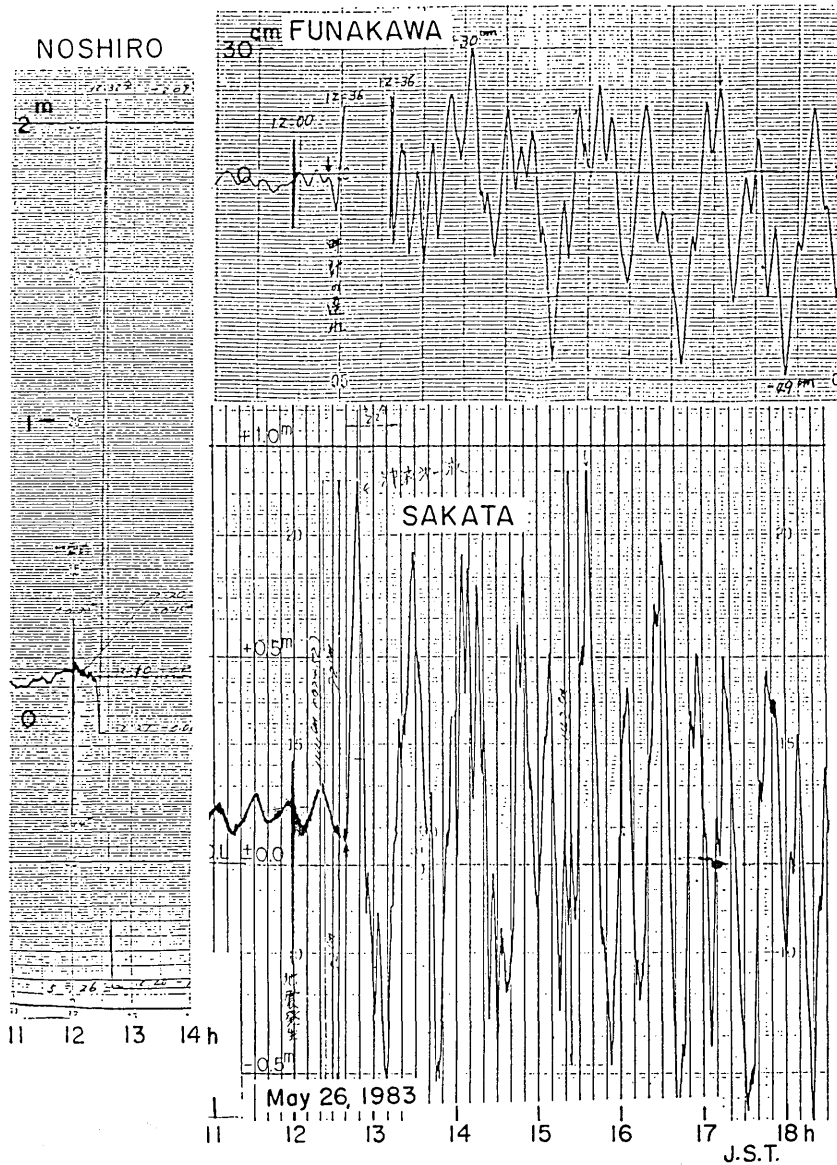


Fig. 1b. Tsunami records on May 26, 1983.

3. 波源域

14 個所の津波伝播時間をもとに、50 万分の 1 の海図上に各観測点から 1 分ごとの逆伝播図を作図した（深浦・能代・男鹿からの作図は 20 万分の 1 の海底地形図，水路部，を使用）。Fig. 2 は，各地点から出発した最終波面を示したもので，それぞれの波面に観測点の伝播時間（分）を示した。破線は津波初動が引き波，実線は押し波であったことを表す。

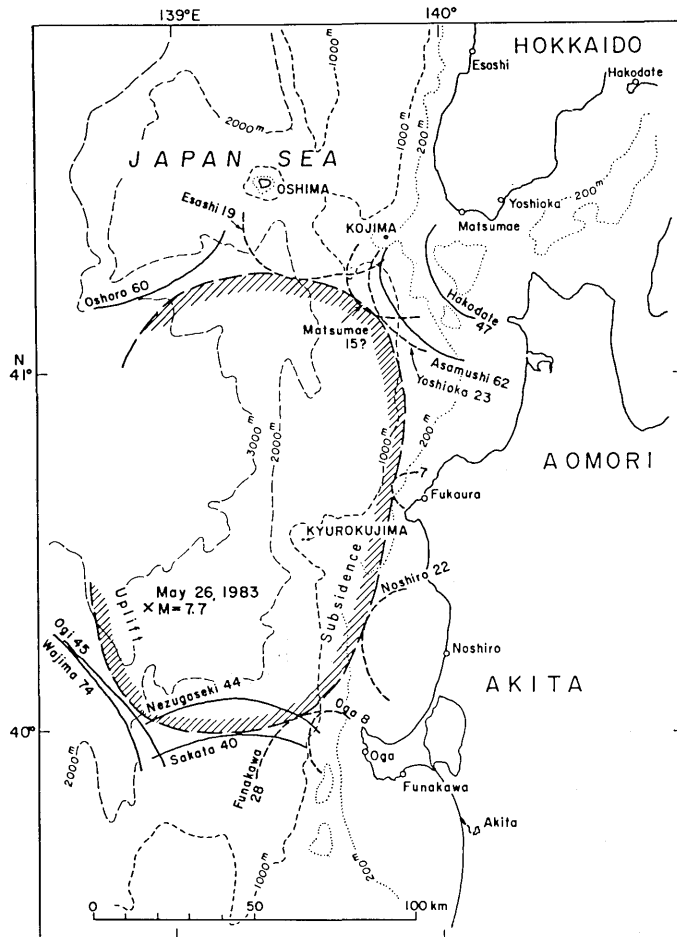


Fig. 2. Estimated source area of the tsunami on May 26, 1983. The last wave fronts are shown with the name of tide stations and travel time (min). The senses, up and down, of the initial motion of tsunami are indicated by solid and broken line, respectively.

推定波源域は、水深 2,000 m の海域を中心に北北東方向に長さ 140 km, 幅 90 km, 面積にして $1 \times 10^4 \text{ km}^2$ になる。余震分布はこの領域内におさまる。また、波源域の東縁は、深浦から 10 km, 男鹿から 20 km と、当初に予想されたものより陸寄りである。津波の初動分布から、波源域の東側の海底が沈降し、西側で隆起したものとする。なお、函館・浅虫の記録では、押し波で始まり押し引き分布と不調和であるが、その原因はいまのところ不明である。

さて、推定波源域から、5 分ごとに日本海全域に津波伝播図を画くと、Fig. 3 のようになる。沿岸の主な地点の津波伝播時間（時分）を示したが、波面は実測値をほぼ満足している。また、波源の周縁を 16 等分して、これから放射する波向線を示した。それによると、波源全体から放射する津波エネルギーの 1/2 が男鹿から北海道の渡島半島南部に集

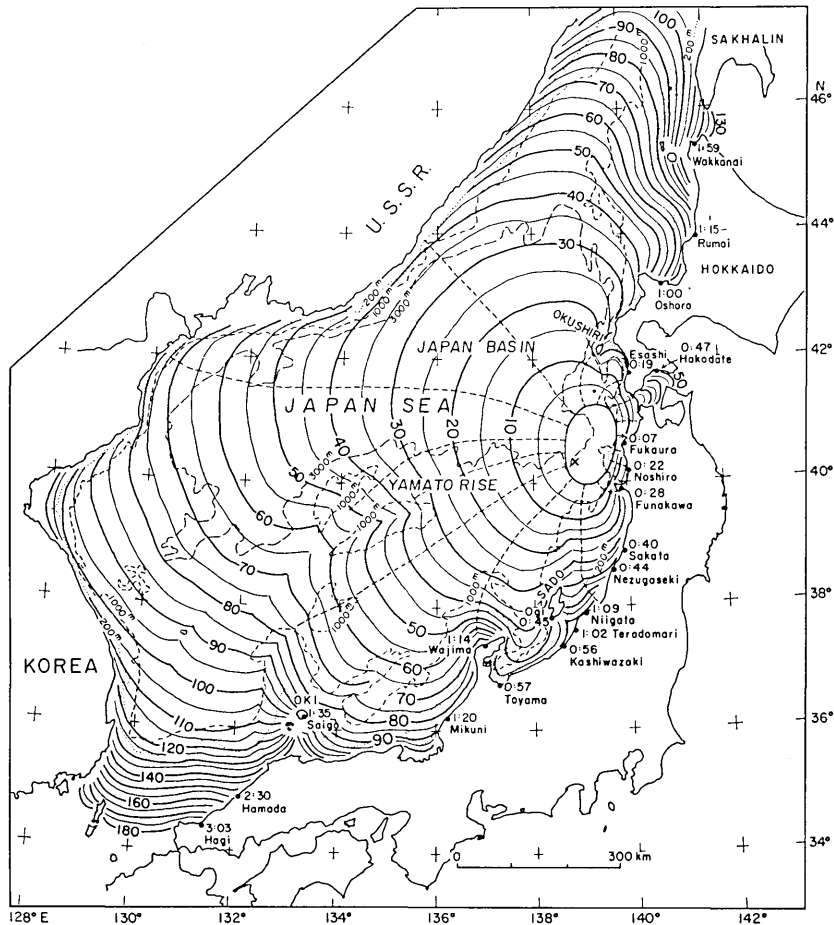


Fig. 3. Refraction diagram of the 1983 tsunami across the Japan Sea (time interval: 5 min). Travel times (h, m) observed at the tide stations are shown. Wave rays are emitted from the source margin divided into 16 equal segments.

中したことが分る。

佐渡の北端、能登半島の輪島付近、隠岐および積丹半島の南つけ根の岩内など、波源から遠隔地であるが、波高が異常に大きかった。これらの現象も、海底地形による波面のかたちから、局地的に津波エネルギーが集中したことが理解できる。

一方、韓国東海岸の江原道 (37°~38°N) が津波に襲われ、草束・臨院里で 70 隻の漁船が転覆あるいは岸壁に乗り上げ、3 名の死者を出す被害が報道された。伝播図によると、津波は韓国沿岸に地震から 2 時間後に到達している。そして、日本海中央部にある大和堆の北と南側から回った津波が韓国沿岸に集中したのである。チリ津波のとき、ハワイが凸レンズ的作用をして、日本を直撃したのと同じ現象を示した。日本海は閉された海であるから、大陸からの反射波があまり減衰せずに繰り返す。韓国から秋田県沿岸には、1 往復に約 4 時間を要するから、太平洋側の津波より継続時間が長くなったことが分る。

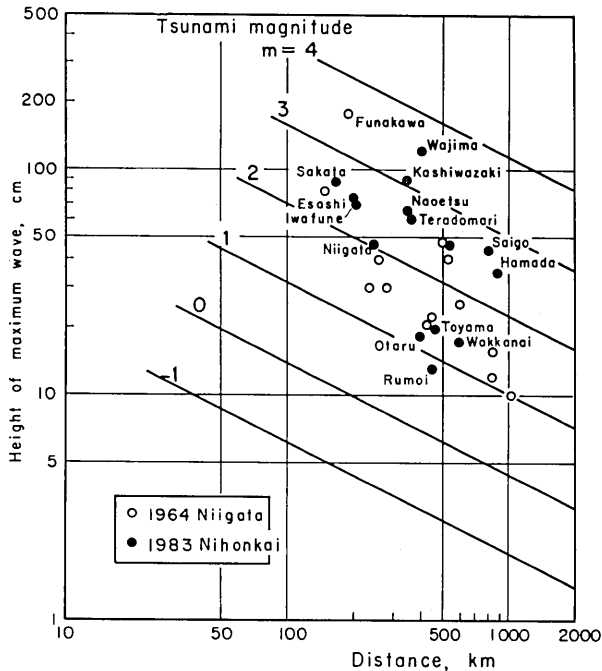


Fig. 4. Attenuation of the maximum wave height (semi-amplitude) with distance from the epicenter, m : tsunami magnitude denoted by the Imamura-Iida scale.

4. 津波の規模

今回の津波は、八森～能代間の砂丘地帯で 10 m をこえる波高が測量されたが（首藤の私信による）、波源付近の遡上高をのぞき、遠隔地の広域で得られた検潮記録から、筆者の方法（羽鳥, 1979b）で津波のマグニチュード（今村・飯田スケール, m ）を推定してみる。Fig. 4 はその方法を示したもので、横軸に震央からの伝播距離をとり、たて軸には各地の最大波の片振幅をとって黒丸でプロットした。また比較のために、1964 年新潟津波の観測値（HATORI, 1965a）を白丸で示した。なお、国土地理院所管の検潮記録は、導水管の特性によって波高値が過小に記録されているので*、データから除いてある。

Fig. 4 によれば、今回の津波は小樽～稚内間の観測点で、陸棚の幅が広いなどの地理的条件から波高値は小さいが、それらを無視すれば $m=2.5$ と格付けされる。一方、1964 年新潟津波の観測値はこれより下回り、津波マグニチュードは $m=2$ になる。規模階級の定義（羽鳥, 1979b）から、今回の津波エネルギーは新潟津波のものより 2.5 倍大きい。

Fig. 5 は、逆伝播図から推定された各津波の波源面積と津波マグニチュードとの関係を表し、日本海側の津波を黒丸で示した。今回の波源面積は、新潟津波のものより 2 倍以上大きい、それでも津波マグニチュード $m=2.5$ に対しては平均値以下であり、1940

* 例えば、今回の津波で男鹿の検潮記録の波高値は 52 cm であった。しかし、筆者が検潮所横にある水族館において、津波によって金網に付着した海藻の痕跡から測定すると、津波の高さは平均海面上 3.6 m である。

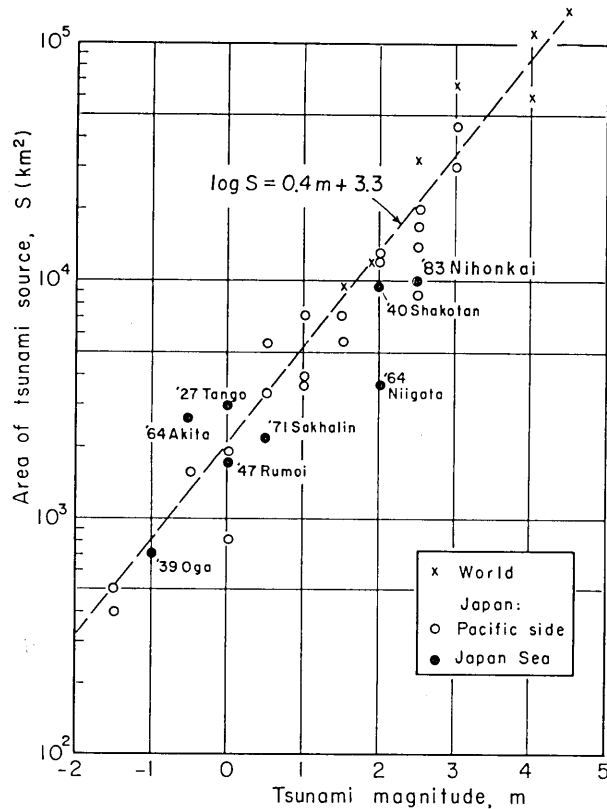


Fig. 5. Relation between tsunami magnitude and the area of tsunami source.

年横丹（北海道西部）津波（HATORI, 1969）をやや上回った。

Fig. 6 は、地震のマグニチュードと津波の規模との関係を表し、日本海側の津波を黒丸で示した。地震の深さや断層運動のタイプによって、津波の規模は多様であるが、1927年丹後・1939 男鹿地震をのぞけば（地殻変動域の主要部分は半島内にあった）、日本海側の津波規模は平均より大きい傾向がみられる。これは、太平洋側の地震が 20° ぐらいの低角逆断層であるのに、日本海の地震が 50° 前後の高角断層（FUKAO and FURUMOTO, 1975）であることに起因するらしい。しかし一方において、今回の地震と新潟地震は低角逆断層の地震であったという見方もある。津波データで判断すれば、津波を大きくさせる海底の垂直変動成分の大きい高角断層タイプを考えさせる。

5. 日本海側の波源域分布

能登半島以北の日本海側における、津波の波源域分布を Fig. 7 に示す。ここで、斜線で示したものは 1900 年以降に発生した津波で、いずれも各地の津波伝播時間をもとに、逆伝播図から推定したものである。それ以前の歴史津波の波源域は、津波・震度分布および地変の記録から推定したもので（羽鳥・片山, 1977）、破線で示した。それぞれの波源域に、津波の発生年月日とカッコ内に津波マグニチュード m の階級を示してある。今回

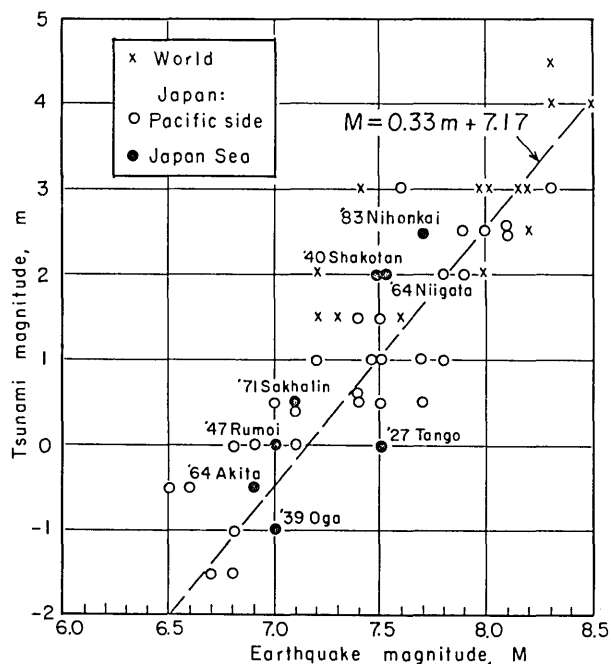


Fig. 6. Relation between earthquake magnitude (20-sec surface magnitude) and tsunami magnitude (Imamura-Iida scale).

の波源域は、1964年の男鹿沖津波の波源域 (HATORI, 1965b) を大きく包み、 $M 7$ 程度の地震ではこの地域の歪エネルギーが放出しきれなかったことに注目したい。

1741年の渡島大島津波は、渡島半島沿岸で10 m以上の波高に達し、松前藩で溺死者1,467人を数え、松前・江差に供養碑がある (羽鳥, 1979a)。さらに遠く、津軽・佐渡・島根県沿岸にも大きな被害を記録し、津波マグニチュード $m=3$ とみなせる日本海の最大級の津波であった。この津波は、渡島大島の火山爆発により山塊の大崩壊でおこされた、というのが定説であった。しかし、津波規模があまりにも大きいことから、筆者ら (羽鳥・片山, 1977) は Fig. 7 に示すような、渡島半島沖の水深3,000 mにそう長さ100 kmの波源域を想定し、津波伝播図から地震断層による海底変動説を提唱したのである。今回の秋田沖の津波発生をみて、渡島沖もこの程度の地震がおこった可能性が高い。Fig. 7によれば、波源域の配列は、海岸ぞい、陸棚上および2,000~3,000 m等深線上の3列に並び、 $m > 2$ の波源域は陸棚または、その沖合に分布し、今回の津波も例外ではなかった。

6. むすび

検潮記録をもとに、今回の津波の波源域、規模などを調査した。波源域は水深2,000 mの海域を中心に、北北東方向に長さ140 km、幅90 kmと推定され、波源域の東縁は海岸から10~20 km沖にあった。津波規模は、 $A-H$ 曲線から $m=2.5$ と格付けされ、 $M=7.7$ の地震に伴った津波としては標準を上回った規模であった。

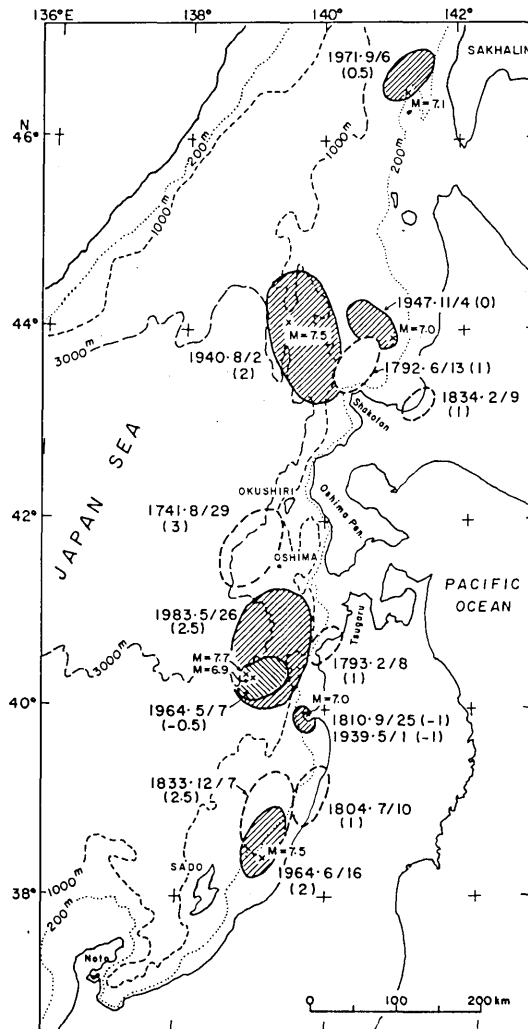


Fig. 7. Geographic distribution of the source of tsunamis generated in the Japan Sea since 1700. Dates and tsunami magnitudes (Imamura-Iida scale, m) are indicated.

歴史津波を加えた波源域の分布をみると、太平洋側と異なり、津波の空白域は多数あるが、渡島沖や佐渡と能登の間の海域に関心をもつ。また、鯨ヶ沢・象潟地震など沿岸地域の地震も、すでに200年ちかく経過しており、今後、地震・測地など観測の強化が望まれる。

謝 辞

今回の津波調査にあたり、検潮記録は気象庁・国土地理院・水路部・北海道開発局・運輸省第一港湾局・鉄道建設公団・秋田県土木部所管の検潮所で得られたものを用いた。記

録の収集には、気象庁気象研究所の岡田正実氏と NHK 教養科学部の小野直路氏に大変お世話になった。また、地震研究所の梶浦欣二郎教授・相田 勇助教授から情報を教えられるなど協力を頂いた。以上の関係機関ならびに各位に、記して厚く御礼を申し述べる。

文 献

- FUKAO, Y., and M. FURUMOTO, 1975, Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, *Tectonophysics*, **26**, 247-266.
- HATORI, T., 1965a, On the tsunami which accompanied the Niigata earthquake of June 16, 1964—Source deformation, propagation and tsunami run-up, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 129-148.
- HATORI, T., 1965b, On the tsunami which accompanied the earthquake off northwest of Oga on May 7, 1964, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 149-159.
- HATORI, T., 1969, A study of the wave source of tsunami generated off West Hokkaido on Aug. 2, 1940, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **47**, 1063-1072.
- 羽鳥徳太郎・片山通子, 1977, 日本海沿岸における歴史津波の挙動とその波源域, 地震研究所彙報, **52**, 49-70.
- 羽鳥徳太郎, 1979a, 北海道渡島大島津波 (1741 年) の供養碑, 地震研究所彙報, **54**, 343-350.
- 羽鳥徳太郎, 1979b, 津波の規模階級とエネルギーとの関係, 地震研究所彙報, **54**, 531-541.
-

32. *Tsunami Magnitude and Source Area of the Nihonkai-Chubu (the Japan Sea) Earthquake in 1983.*

By Tokutaro HATORI,

Earthquake Research Institute.

A tsunami was generated off the coast of Akita and Aomori Prefectures, the Japan Sea, at 1200 hours (JST) on May 26, 1983. According to JMA, the epicenter of the main shock was located at $40^{\circ}22'N$, $138^{\circ}54'E$, with a depth of 10 km and an earthquake magnitude of $M=7.7$. Based on tide-gauge records, the source area, magnitude and propagation of the present tsunami are investigated. The source area estimated by means of an inverse refraction diagram is 1×10^4 km², extending 140 km parallel to the bathymetric line of 2,000 m. The eastern margin of the tsunami source was located 10-20 km from the coast. The source area of the tsunami covers the aftershock area. The initial motion of the tsunami began with a conspicuous down-ward direction at the tidal stations from Esashi to Funakawa on the eastern side of the source area, while the other stations was in an upward direction. This suggests that the sea bottom on the east side of the tsunami source subsided and that on the west side uplifted. Judging from the attenuation of tsunami height with distance, the magnitude (Imamura-Iida scale) of the present tsunami is $m=2.5$. This is relatively high for an earthquake having a magnitude of $M=7.7$. A short-period wave of about 10 min was predominant.

In the refraction diagram, it can be seen that the distribution of tsunami energy was controlled by the submarine topography. The tsunami energy concentrated at Okushiri Is., the north of Sado Is. and the tip of Noto Peninsula. The east coast of Korea ($37^{\circ} \sim 38^{\circ}N$) also suffered severe damage two hours after the earthquake occurred. The duration time of the tsunami was longer than that of tsunamis generated at the Pacific side because of strong reflected waves from the continental coasts. In a map of the source distribution of the past tsunamis since 1700, the source areas line up in three zones on the coast, the continental shelf and the bathymetric line of 2,000-3,000 m. Large tsunamis have been generated in the deep sea. After the present tsunami generation, there are still many gaps of tsunami source areas in the Japan Sea region.