

## 25. 津波の規模階級とエネルギーとの関係

地震研究所 羽鳥徳太郎

(昭和54年10月8日受理)

### 1. はじめに

波源に近い沿岸の津波の高さと、被害区域の範囲から、津波の規模(マグニチュード： $m$ )を  $m=4\sim-1$  の6階級に区分した今村・飯田スケールがある(今村, 1949; IIDA, 1958). 最近の理科年表には、日本近海でおきた歴史的な古い津波から最近のものまで、この規模スケールで表示され、各津波の大きさの目安を示している。

一方、TAKAHASHI (1951) により、1933年三陸津波のエネルギーが沿岸の観測値をもとに計算されて以来、日本近海でおきた多数の津波のエネルギーが、同様な方法で検潮記録から解析されてきた。そして津波の規模スケールと、津波エネルギーや地震マグニチュードとの関係式が、いろいろ導き出されてきた(IIDA, 1958, 1963; SOLOVIEV, 1970; 渡辺, 1973)。しかし、これら各種津波のエネルギー解析値を、海底変動の実測値をはじめ、陸上の地震による地盤の垂直変動において、もしその上に水がかぶっていたとき起こされる仮想津波のポテンシャル・エネルギーと比べてみると、沿岸の津波波形から解析したエネルギーは、かなり過大に評価された疑いがある(HATORI, 1970)。

最近、相田(1977, 1978)・ABE(1978)らにより、沿岸における観測波形と調和的な震源断層モデルの数値解析が多数行われ、断層面上の垂直変動パターンから津波のポテンシャル・エネルギーが示されてきた。そこで、海底変動の実測値のほかにこれら津波の数値解析のデータを加え、津波の規模とエネルギーとの関係を見直し、今村・飯田スケールを物理的諸量と結ぶことが本稿の目的である。

津波の規模スケールは、波源に近い沿岸の波高値で区分されている(各階級の定義は、理科年表に示されているので省略する)が、ここでは筆者の方法(HATORI, 1973)により、遠隔地の検潮データから再決定した値を用いた。この方法によれば、後に示すように $\pm 0.5$ の精度で規模スケールが決定できること、またアリューシャン津波のように波源付近のデータが入手できないときでも、日本沿岸の観測値から津波規模をきめ得るなどの利点がある。そのほか、津波の規模スケールと地震の大きさを表わす金森スケールのマグニチュード  $M_w$  ならびに地震モーメント  $M_0$  との関係について、最近のデータを加えて検討した。

### 2. 津波の規模スケール

津波の規模は、前に述べたように、波源に近い沿岸の波高の大きさから区分した今村・飯田スケールが広く用いられている。これは、古い地震のマグニチュードを震度のデータからきめるのと同じ手法であるが、さらに広域の地域で得られた多数の検潮データで規模をきめた方が合理的である。筆者(HATORI, 1973)は、波源から離れた島弧ぞいに分布する多くの検潮儀で観測した最大波の片振幅の大きさから、今村・飯田スケールと調和的

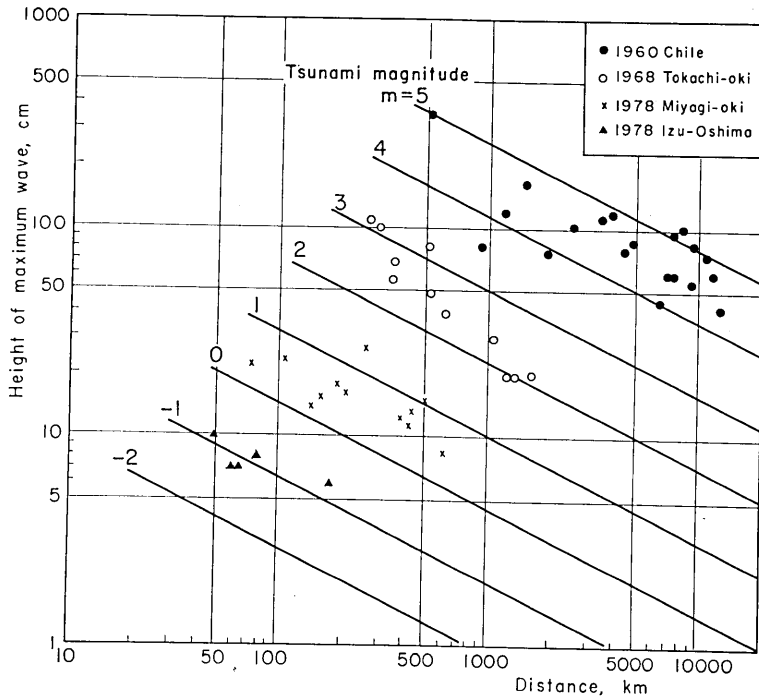


Fig. 1. Attenuation of the maximum wave height (semi-amplitude)  $H$ , with distance from the epicenter  $R$ . Examples of the data of 4 tsunamis are shown.  $m$ : Tsunami magnitude of Imamura-Iida scale are as follows: The tsunami magnitude is defined as  $m=3$ , when the maximum height at the distance  $R=1,000$  km is 50 cm on a  $R$ - $H$  curve expressed in accordance with  $H/\sqrt{R}$ . The  $R$ - $H$  curves for each magnitude scale are drawn at 2.24 intervals of wave height (tsunami energy is reduced by one-fifth with the decrease of magnitude in unity).

な津波マグニチュードをきめる方法を提唱した。その定義は次の通りである。

本震の震央から陸棚の縁または島弧にそって津波の伝播距離  $R$  を測り、 $R=1,000$  km における最大波の片振幅  $H$  が 50 cm であるとき、今村・飯田スケールを  $m=3$  と定める。そして両対数グラフに  $H/\sqrt{R}$  で表わした  $R$ - $H$  線は、この点を基準に波高が 2.24 倍ごと、エネルギーにして 5 倍ごとに規模が 1 階級変るように規模スケールを作っている。ただし、波源域の長さに相当する範囲の沿岸の波高データは除く。これは、波源近傍では津波の指向性や港湾のセイシュなどの影響を多く含み、波の減衰が単純に  $R^{-0.5}$  で表わせないからである。

Fig. 1 は、たて軸に最大波の片振幅、横軸に震央から陸棚にそった津波の伝播距離をとり、定義のように今村・飯田スケールの  $R$ - $H$  線を示してある。これに例として、4 個の津波の観測値を示す。これを見ると、1968 年十勝沖津波のように、島弧の折曲りなどの地形条件によって、波の減衰は  $H/\sqrt{R}$  で表わせない場合もあるが、観測値の平均的な分布パターンから、津波のマグニチュードは  $\pm 0.5$  の精度で決定できる。

広域の検潮データを用いた今回の方法できめた津波マグニチュードと、従来の波源近傍の波高データによるものと比べると Fig. 2 のようになる。今回の方法できめた遠地津波

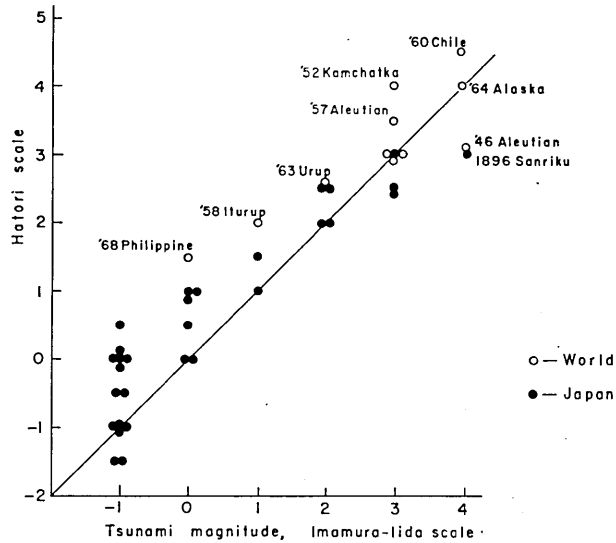


Fig. 2. Relation between the tsunami magnitude of Imamura-Iida scale (classified by tsunami heights at the coast facing the tsunami source) and the present scale.

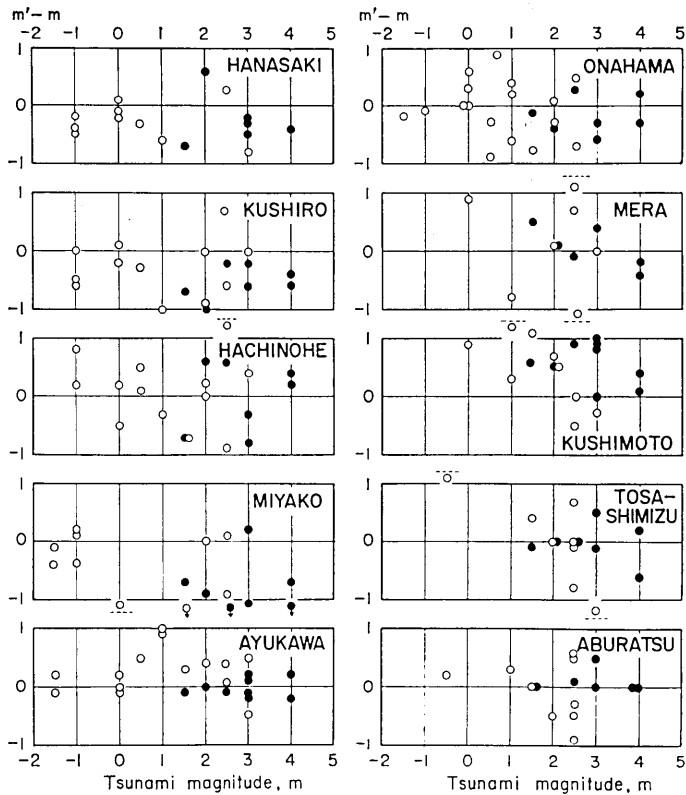


Fig. 3. Relation between  $m' - m$  and  $m$ , where  $m'$  is the value of magnitude estimated at the named station itself. Closed circle: distant tsunami, open circle: near tsunami.

Table 1. Data of tsunami and earthquake.

Event	Date	Tsunami			Earthquake	
		$m$	$E_t$ ( $\times 10^{21}$ ergs)	$S$ ( $\times 10^3$ km $^2$ )	$M_w$	$M_0$ (dyne-cm)
Sanriku	1896 VI 15	3	3.77	25		$6.3 \times 10^{23}$
Miyagi	1897 VIII 5	2	0.14	9.4		
Kanto	1923 IX 1	2	0.21	12	7.9	$7.6 \times 10^{27}$
Hachinohe	1931 III 9	0	0.002	7.7		
Sanriku	1933 III 3	3	2.36	30	8.4	$4.3 \times 10^{23}$
Oga	1939 V 1	-1	0.004	0.6		
Tonankai	1944 XII 7	2.5	0.23	14	8.1	$1.5 \times 10^{23}$
Mikawa	1945 I 12	-1	0.003	0.4		$8.7 \times 10^{23}$
Nankaido	1946 XII 21	2.5		20	8.1	$1.5 \times 10^{23}$
Tokachi	1952 III 4	2.5	0.41	8.8	8.1	$1.6 \times 10^{23}$
Boso	1953 XI 26	1.5		10	7.9	
Niigata	1964 VI 16	2	0.6	3.6		$3.2 \times 10^{27}$
Hiuganada	1968 IV 1	1	0.018	1.6		
Tokachi	1968 V 16	2.5	0.82	17	8.2	$2.8 \times 10^{23}$
Iwate	1968 VI 12	0	0.017	3.9		$5.1 \times 10^{20}$
E. Hokkaido	1969 VIII 11	2	0.41	13	8.2	$2.2 \times 10^{23}$
Nemuro	1973 VI 17	1.5	0.088	7.2	7.8	$6.7 \times 10^{27}$
Izu-Oshima	1978 I 14	-1	0.0001	0.08		$1.1 \times 10^{26}$
Miyagi	1978 VI 12	0.5	0.008	5.5		$2.9 \times 10^{27}$
Kamchatka	1923 II 2	3			8.3	
Kamchatka	1952 XI 4	4		60	9.0	$3.5 \times 10^{20}$
Aleutian	1957 III 9	3.5			9.1	
Iturup	1958 XI 7	2		11	8.3	$4 \times 10^{23}$
Chile	1960 V 22	4.5		130	9.5	$2.7 \times 10^{30}$
Urup	1963 X 13	2.5		30	8.5	$7.5 \times 10^{23}$
Alaska	1964 III 28	4		110	9.2	$7.5 \times 10^{20}$
Aleutian	1965 II 4	3		68	8.7	$1.2 \times 10^{20}$
Peru	1966 X 17	2		11	8.1	$2.0 \times 10^{23}$

$m$ : Tsunami magnitude (Imamura-Iida scale).  $E_t$ : Tsunami energy calculated by data of fault model and crustal deformation.  $S$ : Area of tsunami source.  $M_w$ : Earthquake magnitude (Kanamori scale).  $M_0$ : Seismic moment.

(白丸) のマグニチュードは、従来のものより大きい傾向がみられる。例えば今世紀最大の1960年チリ津波は、津波マグニチュード  $m=4.5$ 、北海道・三陸沿岸に浸水被害をもたらした1952年カムチャッカ津波のマグニチュードは  $m=4$  ときめられ、1933年三陸津波 ( $m=3$ ) の影響範囲や波源域の広がりとは比べて、妥当な格付けとみなせよう。一方、1896年三陸津波・1946年アリューシャン津波では、局地的に20mをこえる大きな波高を記録し、 $m=4$  とみなされ、地震規模の割に異常に大きな津波であったが、今回の方法によれば  $m=3\sim 3.5$  と見積もれる。従来の今村・飯田スケールは最大波高で区分しているのに対し、今回の方法は広域の平均的な波高データから処理されたもので、このような

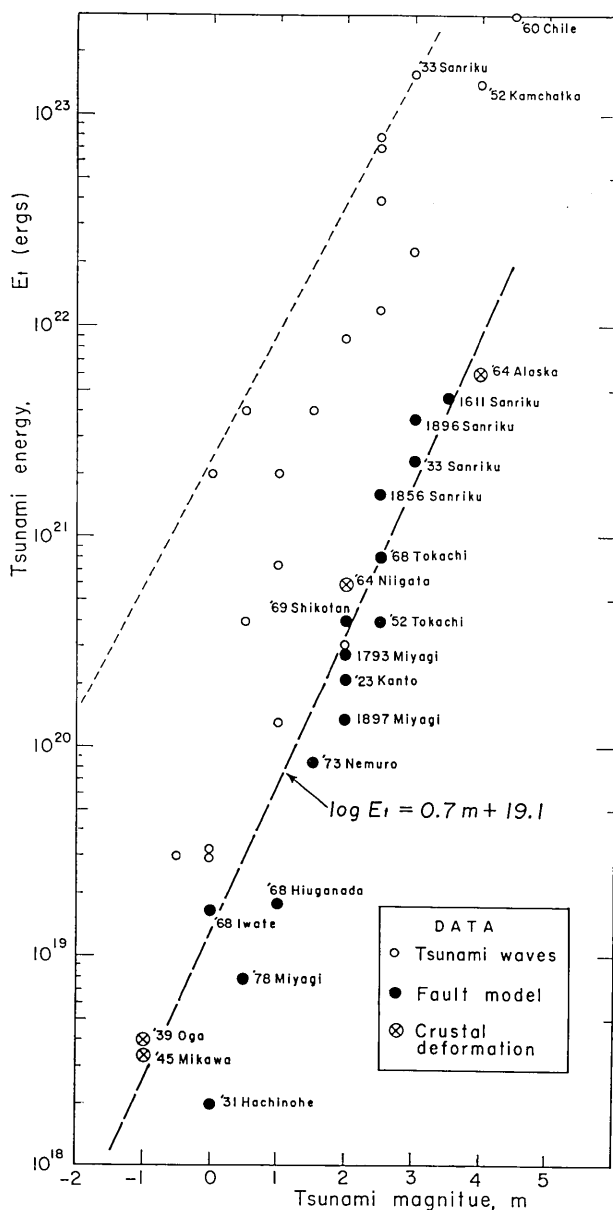


Fig. 4. Relation between tsunami energy obtained by various methods and tsunami magnitude. Some events are shown with both the year of occurrence and the event name.

特異な津波の場合、両者のマグニチュードに多少のくい違いがみられる。

いま、1つの検潮所で観測した津波波高から、今回の方法できめた津波マグニチュードを  $m'$  とし、多数の観測点から得られた平均のマグニチュード  $m$  との残差は Fig. 3 のようになる。ここで白丸は日本近海でおきた近地津波、黒丸は遠地津波のデータを示す。

これを見ると、宮古では津波マグニチュードを過小視し、串本では過大評価する傾向があり、地域補正が必要であるが、多くの観測点で $\pm 0.5$ の精度で津波マグニチュードをきめ得ることを示している。Table 1 に示す各津波のマグニチュードは、以上に述べた方法できめた値を示す。

### 3. 津波マグニチュードとエネルギー

数個所の検潮儀で観測された津波の初動部分の波形から求められた津波エネルギーは、地盤の垂直変動の実測値から解析された津波のポテンシャル・エネルギーと比べ、かなり過大評価されていることを述べた。いま、各種のデータから得られた津波エネルギーと津波マグニチュードとの関係を見ると、Fig. 4 のようになる。ここで白丸で示すものは津波波形から計算された津波エネルギー、黒丸は断層モデルの垂直変動パターンから解析されたもの(相田, 1977; 1978)、そのほか実測の変動量から求められた値を示す。

図示のように、津波波形から得られたエネルギーは、震源断層モデルによる解析値より1桁以上も大きい。これは、解析データも少なく、おそらく沿岸地形による波高の増幅や、そのほか波の指向性などの取り扱いに問題があったのであろう。津波の規模スケールをきめるにあたり、津波エネルギーが5倍変るごとに、津波マグニチュード  $m$  は1階級変ることを定義した。断層モデルから得られたエネルギーの解析値 (Table 1) をこの定義にあてはめると、津波マグニチュード  $m < 1$  ではややエネルギーが小さい傾向もみられるが (Fig. 4)、地盤変動データから得たものと調和し、津波エネルギー  $E_i$  は

$$\log E_i = 0.7m + 19.1 \quad (1)$$

で表わせる。各津波マグニチュードに対応する津波エネルギーを表示すると、Table 2 のようになる。なお、TAKAHASI (1951)・IIDA (1958) が示した  $\log E_i = 0.6m + 21.4$  なる関係式は、Fig. 4 に細い点線で示すように、沿岸の津波波形から求めた津波エネルギーの上限を与えている。まえに筆者(羽鳥, 1978)は、逆伝播図の解析から得た波源域の面積  $S$  (km<sup>2</sup>) が津波マグニチュードとよく対応し、

$$\log S = 0.4m + 3.3 \quad (2)$$

で表わせることを示した。いま各津波マグニチュードに対し、単位面積当りのエネルギーの放出量は Fig. 5 のようになる。(1) と (2) 式から

$$\log E_i/S = 0.3m + 15.8$$

となり、これは破線で示すように、解析値の平均を表わしている。

一方、津波のポテンシャルエネルギー  $E_i$  は

$$E_i = 1/2 \cdot \rho g Z^2 S$$

で与えられる。ここで  $\rho$  は海水の密度、 $g$  は重力の加速度である。

上式から、海底の平均の垂直変動

Table 2. Magnitude (Imamura-Iida scale) and energy of tsunami.

Tsunami magnitude $m$	Energy $E_i$ ergs
5	$4 \times 10^{22}$
4	$8 \times 10^{21}$
3	$1.6 \times 10^{21}$
2	$3.2 \times 10^{20}$
1	$6.4 \times 10^{19}$
0	$1.3 \times 10^{19}$
-1	$2.5 \times 10^{18}$
-2	$5 \times 10^{17}$

量  $Z$  は, Fig. 5 の右側のたて軸に示すスケールで示すことができる. 断層運動のタイプによって, 津波の発生機構も多様になり, 解析データはバラついているが, Fig. 5 は各津波マグニチュードに対応する平均的な海底の垂直変動量の目安を示している. 例えば, 津波マグニチュード  $m=3$  クラスの大津波では, 平均的な垂直変動量は  $1\sim 1.5$  m,  $m=-1$  クラスの小津波では  $10\sim 20$  cm と見積られる. さきに筆者 (HATORI, 1966) は, 波源面積と津波波形から解析された津波エネルギーのデータを用い, 各種津波における海底の変動量を推算したが, エネルギー値を過大視したことから, 最大の変動量を見積ったようである.

#### 4. 津波の規模と地震

1896年三陸大津波や1975年根室沖津波のような“津波地震”と呼ばれる地震があるように, 津波の規模と地震マグニチュード  $M$  の対応にはかなりバラつきがある. 大局的にみて, 両者の関係は

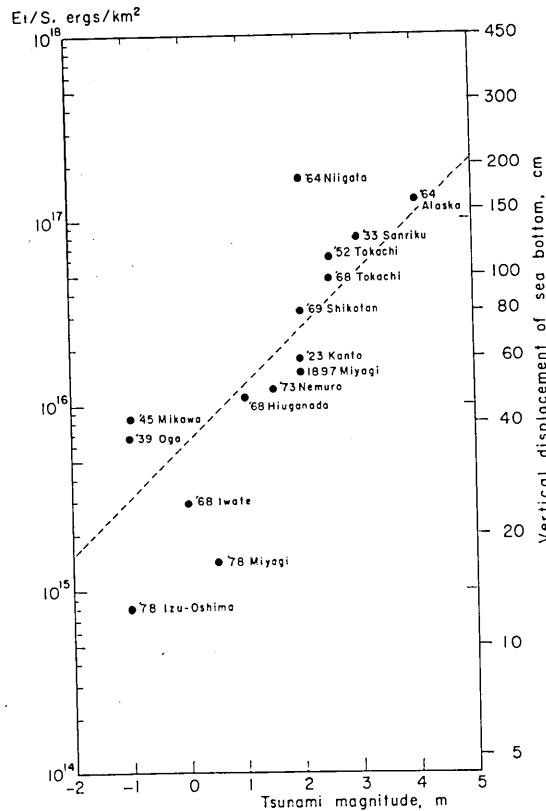


Fig. 5. Relation between tsunami energy emitted from a unit of the tsunami source area and tsunami magnitude. Ordinate (on the right-hand) indicates the vertical crustal deformation calculated by the data of tsunami energy and the source area.

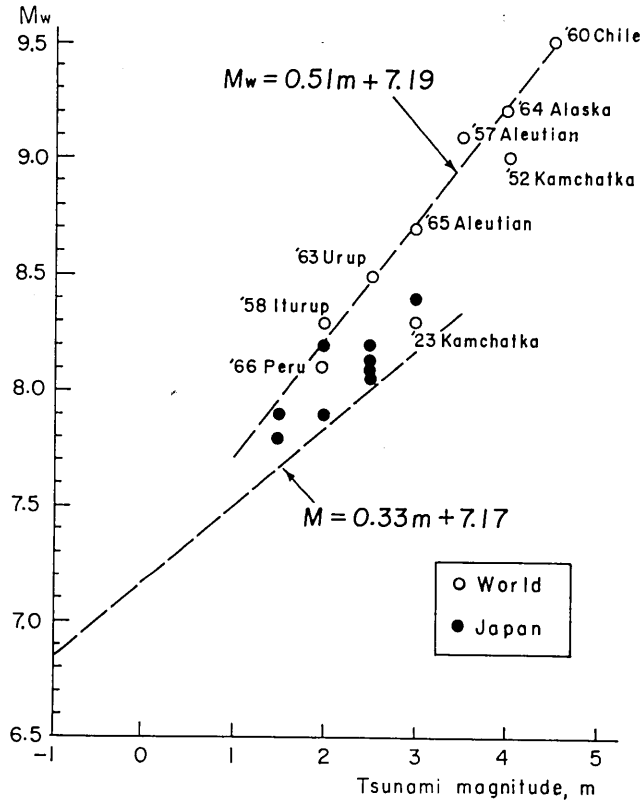


Fig. 6. Relation between earthquake magnitude  $M_w$  (Kanamori scale) and tsunami magnitude.  $M$ : JMA magnitude.

$$M = 0.33m + 7.17$$

で表わしていた (羽鳥, 1978). しかし, 地震長周期波の研究から,  $M > 7.5$  の巨大地震では 20 秒周期のマグニチュードが頭打ちになり, 地震の大きさを適切に評価できないことが明らかにされた. そしてこの欠点をカバーできるものとして, 断層面の大きさとすべり量から求められる地震モーメント  $M_0$  が使われるようになった.

最近, KANAMORI (1977) は地震モーメントと地震エネルギーを結びつけた  $M_w$  を提唱し, 主な巨大地震の規模をこのスケールで格付けした (Table 1). 例えば 1960 年チリ地震で  $M_w = 9.5$ , 1964 年アラスカ地震では  $M_w = 9.2$  とし, 20 秒周期の  $M$  と比べ, 地震の規模は大幅に大きく見積っている. 一方, ABE (1979) は巨大地震に伴った津波に着目し, 遠隔地の波高データから新たに地震マグニチュード  $M_t$  を提出し, このスケールが  $M_w$  とよく対応することを示した. このように, 最近いろいろな地震の規模スケールが発表されているが, いま KANAMORI (1977) が示した巨大地震の  $M_w$  と津波マグニチュードの関係をみると Fig. 6 のようになる. 図示のように, 巨大地震による津波では, 両者の規模関係はよく対応し

$$M_w = 0.51m + 7.19$$

で表わせる.



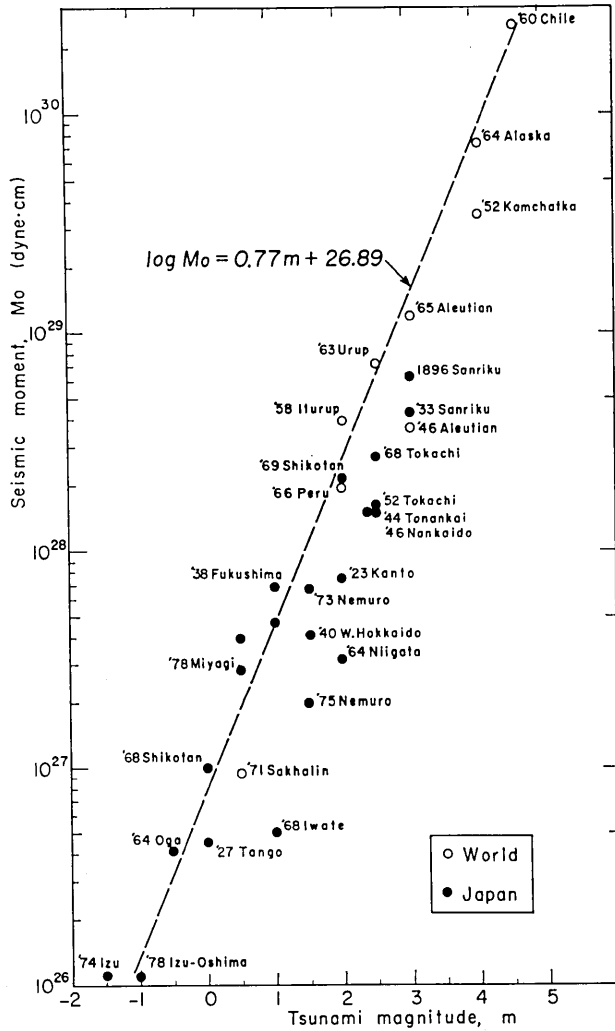


Fig. 7. Relation between seismic moment  $M_0$  and tsunami magnitude.

さきに筆者 (羽鳥, 1978) は, 津波マグニチュードと地震モーメント  $M_0$  との関係を調べ, Fig. 7 に示す結果を得た.  $M_w$  と  $M_0$  との関係は,  $M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5$  で表わされ (KANAMORI, 1977), この式から  $M_0$  と津波マグニチュード  $m$  との関係は

$$\log M_0 = 0.77m + 26.89$$

となる. これは Fig. 7 の破線で表わされ, データの上限を示している.

### 5. むすび

波源から遠く離れて分布する多数の津波の検潮データを用い, 今村・飯田スケールと調和的な津波マグニチュードをきめる方法を示した. この津波の規模スケールに対し, 津波エネルギー, 海底の平均的な垂直変動量をはじめ, 巨大地震による津波の規模との関係を

検討した。解析の結果は次の通りである。

海底変動の実測値のほか、津波の観測データと調和的な多数の震源断層モデルから、期待される津波のポテンシャル・エネルギー  $E_t$  は、津波マグニチュード  $m$  とよく対応し、 $\log E_t = 0.7m + 19.1$  で表わせる。例えば  $m=3$  の大津波のエネルギーは  $10^{21}$  エルグ、 $m=-1$  の小津波では  $10^{18}$  エルグのオーダーと見積られる。これは、沿岸の津波波形から推定されたエネルギー値より1桁以上小さい。

断層モデルから得られた津波エネルギーと、津波の逆伝播図から解析された波源域の面積のデータから、海底の平均的な垂直変動量は、 $m=3$  の大津波で  $1\sim 1.5$  m、 $m=-1$  の小津波では  $10\sim 20$  cm と推定される。これは、地震による地盤変動の測定結果と比べて、ほぼ妥当な値であろう。

一方、津波と地震の規模との関係は、かなりバラついているが、巨大地震による津波の場合、金森スケールの  $M_w$  とよく対応し、 $M_w = 0.51m + 7.19$  で表わせる。また、地震モーメント  $M_0$  とでは  $\log M_0 = 0.77m + 26.89$  となり、解析データの上限值を示している。以上述べたように、津波の観測データは地震の長周期波データの役割りを担い、きわめて有用な情報を提供していると言えよう。

終りに、震源断層モデルの解析から得られた津波のエネルギー値について、未発表のデータを多数提供された本所の相田勇講師に対し、厚く御礼を申し上げる。

#### 文 献

- ABE, Ka., 1979, Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, *J. Geophys. Res.*, **84**, 1561-1568.
- ABE, Ku., 1978, A dislocation model of the 1933 Sanriku earthquake consistent with the tsunami waves, *J. Phys. Earth*, **26**, 381-396.
- 相田 勇, 1977, 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 地震研究所彙報, **52**, 71-101.
- AIDA, I., 1979, Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, *J. Phys. Earth*, **26**, 57-73.
- HATORI, T., 1966, Vertical displacement in a tsunami source area and the topography of the sea bottom, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 1449-1464.
- HATORI, T., 1970, Vertical crustal deformation and tsunami energy, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 171-188.
- HATORI, T., 1973, A method for determining tsunami magnitude, IUGG Tsunami Symposium, Moscow, 1971, Acad. Sci. USSR, Yuzhno-Sakhalinsk, "Tsunami", **32**, 86-96 (in Russian).
- 羽鳥徳太郎, 1978, 津波の規模と地震モーメント, 地震 ii, **31**, 25-34.
- IDA, K., 1958, Magnitude and energy of earthquakes accompanied by tsunami, and tsunami energy, *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **6**, 101-112.
- IDA, K., 1963, A relation of earthquake energy to tsunami energy and the estimation of the vertical displacement in a tsunami source, *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **11**, 49-67.
- 今村明恒, 1949, 本邦津波年代表, 地震 ii, **2**, 23-28.
- KANAMORI, H., 1977, The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- SOLOVIEV, S. L., 1970, Recurrence of tsunamis in the Pacific, Tsunamis in the Pacific Ocean (Proceeding of International Symposium on Tsunamis and Tsunami Research), East-West Center Press, Hawaii Univ., 149-163.
- TAKAHASHI, R., 1951, An estimate of future tsunami damage along the Pacific coast of Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **29**, 71-95.
- 渡辺偉夫, 1973, 津波の規模と津波発生に関係するパラメーターについて, 験震時報, **38**, 1-13.

*25. Relation between Tsunami Magnitude and Wave Energy.*

By Tokutaro HATORI,  
Earthquake Research Institute.

Based on the attenuation of the maximum wave height with the distance along the continental shelf from the earthquake epicenter, the tsunami magnitude of Imamura-Iida scale,  $m$ , are determined. According to the present method of making use of far-field tsunami waves observed by many tide gauges, the tsunami magnitude can be estimated within the accuracy of about  $\pm 0.5$ . For example, the tsunami magnitude of the 1960 Chile tsunami is the largest where  $m=4.5$ . The 1952 Kamchatka and the 1964 Alaska tsunamis are  $m=4$ .

Using the data of the seismic fault model analyzed from the observed tsunami waves and the crustal deformation of the ocean floor, the relation between tsunami energy  $E_t$  and tsunami magnitude  $m$  is expressed as  $\log E_t = 0.7m + 19.1$ . The tsunami energy is reduced by one-fifth with the decrease of magnitude in unity. The potential energy is the order of  $10^{21}$  ergs for large tsunami ( $m=3$ ) and of  $10^{15}$  ergs for small tsunami ( $m=-1$ ). The average vertical displacement in a tsunami source, estimated by using the tsunami energy and the source area, is 1 to 1.5 meters for large tsunami and 10 to 20 cm for small tsunami.

The tsunami magnitude  $m$  is good closely related to the earthquake magnitude of Kanamori scale  $M_w$  which is estimated from the strain energy released in earthquakes or the seismic wave energy. Combining  $M_w$  and the seismic moment  $M_0$ , which is empirically expressed as  $\log M_0 = 0.77m + 26.89$ .