

津波マグニチュードによる日本付近の 地震津波の定量化

地震研究所 阿部 勝 征

(昭和 63 年 7 月 13 日受理)

要 旨

日本周辺で 1894 年から 1985 年までの 92 年間に発生した地震津波について基礎データを見直し、前報のカタログにある津波マグニチュード M_t や表面波マグニチュード M_s などの改訂と追加を行う。 M_t は、計器観測による津波の最大振幅とその伝播距離から津波の大きさを表すスケールとして定義されたもので、かつ津波を起こした地震のモーメント・マグニチュードに関連づけられている。 M_t からみて最大の津波は $M_t 8.5$ の 1918 年ウルフ島沖の津波であり、次いで $M_t 8.4$ の 1963 年エトロフ島沖の津波、 $M_t 8.3$ の 1933 年岩手県沖の津波が続く。 M_t が決定された 104 個の地震のうちの約 1 割は M_s の割に M_t が著しく大きな津波地震である。 M_t から津波エネルギー E_t を求める式は $\log E_t(\text{erg}) = 2M_t + 4.3$ で表される。これによれば、過去 92 年間の津波の総エネルギーは 1.0×10^{22} erg である。これは $M_t = 8.9$ の津波エネルギーに相当するが、1960 年チリ津波の津波エネルギーの 13 分の 1、同じ期間に環太平洋で発生した津波の総エネルギーの 1/30 に過ぎない。1 年当りの平均の津波エネルギーは 1.1×10^{20} erg/年であり、 $M_t = 7.9$ の津波エネルギーに相当する。

1. はじめに

地震は断層運動としてとらえられ、そのモデルは断層パラメーターによって定量的に表現される。今日では各種の断層パラメーターが地震波の観測記録などから決定されるようになったため、地震の大きさに関して精密な定量化が急速に進み、その結果、地震と津波の関係についての研究にも著しい発展がみられた。

津波の規模を表すスケールとして、日本では今村 (1942) の規模階をもとにしたものが使われている。このスケールはもともと津波の「がらの大小広狭」の程度を最大遡上高と被害の範囲によって階級分けしたものであるが、その後、遡上高や波高のみから階級を決めるとか検潮儀記録の波高から階級を 0.5 刻みに与えるといったような改良が行われてきた (IIDA, 1958; IIDA *et al.*, 1967; SOLOVIEV, 1970; 羽鳥, 1978, 1986)。しかし、この方法は地震の震度階に似て簡便であるという利点はあるものの、地震の規模などを表す各種物理量との関連がわかり難い上に、定義そのものに厳密さを欠ききらいがある。最近になって国際的に汎用性の高いスケールとして津波マグニチュード M_t が導入された (ABE, 1979, 1981b)。 M_t は津波の計器観測を通して波源での津波の大きさはもとより、津波を起こした地震の断層運動の大きさにも関連づけられており、明確な実体的意味を有するものである。

本論文の目的は、津波マグニチュード M_t を用いて、日本周辺に起きた津波の大きさを定量化することにある。前報 (ABE, 1981b) では北西太平洋で起きた津波を対象に比較的

容易に手にはいるデータを用いて M_t を求めた。その後古い津波について若干のデータを追加できたこと、前報以降にも津波が起きていること、さらに地震のマグニチュードを再決定したことなどから、新たに追加された日本海の津波のデータ (ABE, 1985) も考慮して前報のマグニチュード・カタログを大幅に見直し、その改訂および追加を行う。これらのデータをもとに、 M_t と M_w の関係や津波地震、津波エネルギーに関して量的な検討を行う。最初に基本となる M_t を概説する。

2. 津波マグニチュード M_t

全体としての地震の大きさを表すのにもっとも適当な量は地震モーメント M_0 である。これは断層面の面積を S 、断層面上の平均のすべり量を D 、媒質の剛性率を μ として、

$$M_0 = \mu DS \quad (1)$$

で表される (AKI, 1966)。さらに、 M_0 から

$$M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5 \quad (2)$$

によってモーメント・マグニチュード M_w が定義される (KANAMORI, 1977)。ここに M_0 の単位は $\text{dyn}\cdot\text{cm}$ である。通常地震マグニチュードは、断層面のディメンジョンが約 100 km を越えるような巨大地震の大きさを定量化する際に、飽和してしまって地震の割に大きくなるのに対して、地震波スペクトルの長周期成分の大きさから決められる M_w はその様な頭打ちにならない。

M_0 や M_w を決定するには適当地震計によって記録された地震波の波形を綿密に解析しなければならない。そのような地震記象が利用できるのは近代的な地震計が整備され始めた 1960 年頃以降であって、それ以前に起きた地震については地震記象から M_0 や M_w を決定することが一般に困難である。この理由から、ABE (1979) は巨大地震の研究を行うに当たって、長周期波としての性質を持つ津波に着目し、遠地津波の最大振幅の常用対数値と地震の M_w とが基本的に比例関係にあるという観測事実から、1830 年代以降に環太平洋で発生した巨大地震の大きさを定量化した。ここで導入された遠地津波に対する津波マグニチュード M_t の定義は

$$M_t = \log H + C + \Delta C \quad (3)$$

で与えられる。ここに、 H (単位 m) は検潮儀記録による津波の最大片振幅、 C と ΔC は補正定数で、 $C=9.1$ である。 ΔC の値は、津波の発生場所と観測地点との組合せで与えられ、たとえば、チリで発生した津波を日本で観測すれば $\Delta C=0.0$ 、ハワイのホノルルで観測すれば $\Delta C=0.2$ となる。 M_t の定義にあたって考慮された重要な点は、(1) 津波の振幅値を計器観測によって与えること、(2) 津波の伝播途上における減衰効果を含めること、(3) M_t を地震の M_w に合わせるように補正項を校正することである。この方法によって 1837 年から 1974 年の間に起きた 65 個の巨大地震の M_t が決定され、それらの中には地震の大きさの割に M_t が著しく大きい、いわゆる津波地震が存在することも指摘された。

M_t の導入後も検討が進められ、日本周辺を含む北西太平洋で発生した近地津波にも適用できるように決定法が改良された (ABE, 1981b)。重要な改良点は、近地津波の性質と

Table 1. Calculation of tsunami and earthquake magnitudes.

M_t =tsunami magnitude; M_s =surface-wave magnitude; s =standard error; n =number of observations.

YEAR	MO	DY	REGION	M_t	s	n	M_s	s	n
1952	3	4	十 勝 沖	8.24	0.22	13	8.33	0.19	10
1952	11	5	カムチャッカ*	9.03	0.17	10	8.19	0.18	9
1963	10	13	エトロフ島沖	8.37	0.17	23	8.08	0.25	15
1964	6	16	新 潟 県 沖	7.92	0.16	15	7.50	0.28	17
1968	5	16	青森県東方沖	8.18	0.14	19	8.11	0.35	12
1969	8	12	色 丹 島 沖	8.17	0.17	26	7.76	0.22	15
1973	6	17	根 室 沖	8.05	0.13	26	7.66	0.36	9
1975	6	10	色 丹 島 沖	7.88	0.13	14	6.84	0.15	7
1978	6	12	宮 城 県 沖	7.42	0.20	10	7.53	0.38	24
1983	5	26	秋 田 県 沖	8.09	0.21	19	7.66	0.29	9

* The value of M_t was obtained from data in Japan, though this event occurred in Kamchatka (ABE, 1981b).

とを原則とするために、 M_t は検潮儀観測の実施された 1890 年頃以降に起きた津波に対してしか決定できないが、それは仕方の無いことであって、地震マグニチュードの決定の場合と事情は全く同じである。ただし、外国の検潮記録を利用する場合には、太平洋の大津波に限り 1830 年代まで遡れることもある (ABE, 1979)。

太平洋側の津波の最大振幅と伝播距離、 M_t などとの関係について一般的な性質をみておく。Fig. 2 はいろいろな大きさの津波の最大振幅値と伝播距離との関係を示す。各直線はある値の M_t に対する式 (4) の関係を表している。津波の伝播距離が同じであっても津波の実測波高は地震の大きさによって系統的に違っていることや巨大地震津波に対しても頭打ちにならないことがわかる。 M_t が最大のもの (×印) は 1952 年 11 月 5 日カムチャッカ地震津波 ($M_w=9.0$, $M_t=9.0$) である。Fig. 3 は $M_w=8.1\sim 8.3$ の 4 例の地震津波に対する最大振幅値と伝播距離との関係を示す。津波の実測片振幅値が $M_t=8.2$ としたときの式 (4) でよく表わされていることがわかる。少し詳しくみると、地震の M_w の違いを反映して $M_w=8.1$ の津波の実測波高は平均として $M_t=8.2$ の関係式よりも小さ目になっている。このことは M_t と M_w の密接な関係をよく示している。Table 1 は 10 個の大地震津波について M_t と M_s の平均誤差 (標準偏差) を比べたものである。この 10 例の平均誤差の平均は M_t で 0.17, M_s で 0.27 であり、 M_t は M_s に比べてデータのばらつきがやや小さい。一般に津波の波高は複雑な地形の影響を受けて必ずしも関係式通りにならないと思われるようであるが、実際にはその影響は小さいことがわかる。

M_t は津波で測った地震のマグニチュードであるという見方があるが (都司, 1987), たいていの地震津波に対してそういう関係を示すだけのことで、あくまでも波源での津波の大きさを定量化するものである。その一例としてたとえば、地震のマグニチュードの割に異常に大きな津波を励起させる津波地震については、 M_t は地震のマグニチュードよりもはるかに大きな値となることが実証されている (ABE, 1979, 1981b)。また、ほとんどのケ

ースに対して M_t は海底の鉛直変動の大きさを表現するものといえるが、津波の発生機構の多様性からみてすべての津波についてそうであると言い切ることはできない。

3. 日本付近の津波の M_t

日本周辺の津波について、その最大振幅データと式 (4), (5) より M_t を再決定し、前報のカタログの改訂、追加を行った。結果は Table 2 にまとめてある。

ここで言う日本周辺とは北緯 $23\sim 48^\circ\text{N}$ 、東経 $122\sim 154^\circ\text{E}$ の範囲である。この領域は南千島列島やサハリンの南部を含むが台湾周辺を含まない。震央位置と発震時は宇津 (1982a)、気象庁 (1982) の改訂カタログと地震月報による。対象とした期間は 1894 年から 1985 年までの 92 年間である。

Table 2 は、 M_t の決定・未決定のいかんに関わらず、1894 年から 1985 年までの 92 年間に日本周辺で起きた津波 114 例を網羅してある。津波の採択基準は原則として渡辺 (1985) のカタログによっているが、次の点で若干異なる。1938 年屈斜路湖の津波、1952 年から 1953 年にかけての明神礁爆発に伴う津波、1972 年と 1978 年の台湾付近の津波は収録していない。また、1961 年 1 月 16 日 20 時 19 分の茨城県沖の津波は実際にあったかどうか疑わしいので収録していない。逆に、1973 年 6 月 27 日根室沖の津波は検潮儀により実際に観測されているので追加してある。

収録した津波のうちで M_t を決定できたものは 104 例である。追加した津波の波高のデータは中央気象台または気象庁の験震時報や技術報告などの各種報告書、札幌管区気象台 (1986) のような管区気象台の報告書、地震学会誌や地震研究所彙報などによる。網走沖地震の津波などいくつかの津波については、津波の伝播距離が 100 km 未満のデータのみから M_t を求めざるを得なかった。1914 年桜島噴火時の地震や 1927 年丹後地震、1945 年三河地震などの 10 個の津波については、道路浸水程度とか $1\sim 1.5\text{ m}$ 未満の津波が報告されているものの、適当な津波データが利用できず M_t を決定できなかった。最近の未決定の例は 1982 年 12 月 28 日三宅島南方沖の小津波であり、その理由は当時の海況の悪さによる。

データの追加により前報の M_t の値が大きく改訂された例として 1901 年 8 月 9 日 (7.6 から 7.3)、同年 8 月 10 日 (7.7 から 7.2) の青森県東方沖の津波があげられる。また、1963 年 10 月 20 日ウルップ島沖の津波の M_t は 8.0 から 7.9 に改訂された。この他に、前報で M_t が与えられなかったもので、1963 年 10 月 12 日エトロフ島沖の津波などのように新たに M_t が決められたものもある。

表中の M_w , M_s , M_J は地震のマグニチュードである。1980 年以降のモーメント・マグニチュード M_w は主として USGS のモーメント・テンソル解による。 M_s は ABE (1981a, 1984) と ABE and NOGUCHI (1983) の値、または同じ原則に従って求められた表面波マグニチュードである。今回の改訂に当たって 1898 年以降のすべての地震について M_s を求めるように努めた。1911 年奄美大島付近の地震は深さ 160 km の深い地震なので M_s は与えられないが、実体波マグニチュード m_B の値は 8.0 である (ABE, 1981a)。KANAMORI (1972) は 1896 年 6 月 15 日岩手県沖地震の M_s を 7.9 と求めている。しかしながら、この決定に使用された地震計は無減衰の地震計で、それによる M_s の決定は

Table 2. Tsunamigenic earthquakes around Japan for 1894-1985.

The format of the table is specified as follows:

YEAR, MO, DY, HR and MN: Origin time. Year, month, day, hour and minute in JST (JST=UT+9 hours).

LAT, LONG: Epicenter coordinates. Latitude in °N and longitude in °E.

REGION: Geographic name of epicenter.

M_t : Tsunami magnitude.

M_w : Moment magnitude.

M_s : Surface-wave magnitude.

M_J : JMA magnitude.

YEAR	MO	DY	HR	MN	LAT	LONG	REGION	M_t	M_w	M_s	M_J
1894	3	22	19	23	42.5	146.0	根 室 沖	8.2	—	—	7.9
1896	1	9	22	17	36.5	141.0	茨 城 県 沖	7.3	—	—	6.6
1896	6	15	19	32	39.5	144.0	岩 手 県 沖	8.2	—	7.4	6.8
1897	2	20	5	50	38.1	141.9	宮 城 県 沖	—	—	—	7.4
1897	8	5	9	10	38.3	143.3	宮 城 県 沖	7.8	—	—	7.7
1898	4	23	8	37	38.6	142.0	宮 城 県 沖	6.7	—	7.4	7.2
1899	11	25	3	43	31.9	132.0	宮 崎 県 沖	7.0	—	7.2	7.1
1901	6	24	16	2	28.0	130.0	奄 美 大 島 沖	7.6	—	7.3	7.5
1901	8	9	18	23	40.5	142.5	青 森 県 東 方 沖	7.3	—	7.3	7.2
1901	8	10	3	33	40.6	142.3	青 森 県 東 方 沖	7.2	—	7.5	7.4
1911	6	15	23	26	28.0	130.0	奄 美 大 島 付 近	—	—	—	8.0
1914	1	12	18	28	31.6	130.6	鹿 児 島 県 中 部	—	—	6.7	7.1
1915	11	1	16	24	38.3	142.9	宮 城 県 沖	—	—	7.6	7.5
1918	9	8	2	16	45.5	152.0	ウ ル ッ プ 島 沖	8.5	—	8.2	8.0
1918	11	8	13	38	44.5	150.5	ウ ル ッ プ 島 沖	—	—	7.7	7.7
1923	6	2	2	24	35.9	142.0	茨 城 県 沖	7.4	—	7.2	7.3
1923	9	1	11	58	35.1	139.5	相 模 湾	8.0	7.9	8.2	7.9
1923	9	2	11	46	34.9	140.2	房 総 半 島 沖	7.5	—	7.7	7.3
1927	3	7	18	27	35.5	135.2	京 都 府 北 部	—	7.2	7.6	7.3
1927	8	6	6	12	37.9	142.1	宮 城 県 沖	6.8	—	7.1	6.7
1927	8	19	4	27	34.0	142.0	房 総 半 島 沖	7.4	—	6.8	6.9
1928	5	27	18	50	40.0	143.3	岩 手 県 沖	7.1	—	7.1	7.0
1931	3	9	12	48	41.2	142.5	青 森 県 東 方 沖	7.2	—	7.8	7.6
1931	11	2	19	3	32.3	132.6	宮 崎 県 沖	7.3	—	7.6	7.1
1933	3	3	2	30	39.2	144.5	岩 手 県 沖	8.3	8.4	8.5	8.1
1933	6	19	6	37	38.1	142.5	宮 城 県 沖	7.1	—	7.3	7.1
1935	7	19	9	50	36.6	141.4	茨 城 県 沖	6.6	—	6.5	6.9
1935	10	13	1	45	40.0	143.7	岩 手 県 沖	7.2	—	7.2	6.9
1935	10	18	9	11	40.8	144.4	青 森 県 東 方 沖	6.9	—	7.2	7.1
1936	11	3	5	45	38.2	142.1	宮 城 県 沖	7.0	—	7.2	7.5
1938	5	23	16	18	36.7	141.6	茨 城 県 沖	7.5	7.7	7.6	7.0
1938	6	10	18	53	25.3	125.2	宮 古 島 北 方 沖	—	—	7.7	6.7
1938	11	5	17	43	37.3	142.2	福 島 県 沖	7.6	7.8	7.7	7.5
1938	11	5	19	50	37.3	141.7	福 島 県 沖	7.6	7.7	7.7	7.3

Table 2. (continued)

YEAR	MO	DY	HR	MN	LAT	LONG	REGION	M_c	M_w	M_s	M_J
1938	11	6	17	53	37.4	141.9	福島県沖	7.3	7.6	7.6	7.4
1938	11	7	6	38	37.0	141.6	福島県沖	7.4	7.6	7.0	6.9
1938	11	14	7	31	37.0	141.5	福島県沖	7.1	—	7.0	6.0
1938	11	22	10	14	36.7	142.1	茨城県沖	6.7	—	6.6	6.9
1938	11	30	11	29	37.0	142.2	福島県沖	7.0	—	6.9	6.9
1939	3	20	12	22	32.3	132.0	宮崎県沖	6.7	—	6.5	6.5
1939	5	1	14	58	40.1	139.5	秋田県沖	6.9	—	7.0	6.8
1940	8	2	0	8	44.3	139.5	積丹半島沖	7.7	7.5	7.5	7.5
1941	11	19	1	46	32.0	132.1	宮崎県沖	7.6	—	7.8	7.2
1943	6	13	14	11	41.3	143.4	青森県東方沖	7.3	—	7.2	7.1
1944	12	7	13	35	33.8	136.6	三重県沖	8.1	8.1	8.0	7.9
1945	1	13	3	38	34.7	137.1	愛知県南部	—	6.6	6.8	6.8
1945	2	10	13	57	41.0	142.1	青森県東方沖	7.1	—	7.1	7.1
1946	12	21	4	19	33.0	135.6	紀伊半島沖	8.1	8.1	8.2	8.0
1947	11	4	9	9	43.8	141.0	留萌沖	7.3	—	7.1	6.7
1948	4	18	1	11	33.3	135.6	紀伊半島沖	—	—	7.3	7.0
1952	3	4	10	22	41.8	144.1	十勝沖	8.2	8.1	8.3	8.2
1952	3	10	2	3	41.7	143.7	日高南東沖	7.3	—	7.1	6.8
1953	11	26	2	48	34.0	141.7	房総半島沖	7.8	7.9	7.9	7.4
1956	3	6	8	29	44.3	144.1	網走沖	6.2	—	6.0	6.3
1958	11	7	7	58	44.3	148.5	エトロフ島沖	8.2	8.3	8.1	8.1
1959	1	22	14	10	37.5	142.2	福島県沖	6.9	—	7.1	6.8
1959	10	26	16	35	37.5	143.3	福島県沖	6.5	—	6.5	6.8
1960	3	21	2	7	39.8	143.4	岩手県沖	7.5	—	7.7	7.2
1960	3	23	9	23	39.4	143.7	岩手県沖	7.1	—	6.8	6.7
1960	7	30	2	31	40.3	142.5	岩手県沖	7.0	—	6.7	6.7
1961	1	16	16	20	36.0	142.3	茨城県沖	7.2	—	6.9	6.8
1961	1	16	21	12	36.2	142.0	茨城県沖	7.1	—	6.5	6.5
1961	2	13	6	53	43.2	147.9	エトロフ島沖	6.9	—	6.9	6.6
1961	2	27	3	10	31.6	131.9	宮崎県沖	7.5	—	7.6	7.0
1961	7	18	23	3	29.6	131.8	屋久島南東沖	6.9	—	6.9	6.6
1961	8	12	0	51	42.9	145.6	根室沖	6.8	7.0	7.1	7.2
1961	11	15	16	17	42.7	145.6	根室沖	6.9	—	6.8	6.9
1962	4	12	9	52	38.0	142.8	宮城県沖	6.8	—	7.1	6.8
1962	4	23	14	58	42.2	143.9	十勝沖	6.7	—	6.9	7.0
1963	10	12	20	26	43.9	148.9	エトロフ島沖	6.9	—	7.0	6.3
1963	10	13	14	17	43.8	150.0	エトロフ島沖	8.4	8.5	8.1	8.1
1963	10	20	9	53	44.1	150.1	ウルップ島沖	7.9	—	7.2	6.7
1964	5	7	16	58	40.3	139.0	秋田県沖	7.1	7.0	6.6	6.9
1964	6	16	13	1	38.4	139.2	新潟県沖	7.9	7.6	7.5	7.5
1964	7	24	17	14	45.8	153.4	千島列島	7.2	—	6.8	6.4
1964	12	11	0	11	40.4	138.9	秋田県沖	6.5	—	6.5	6.3

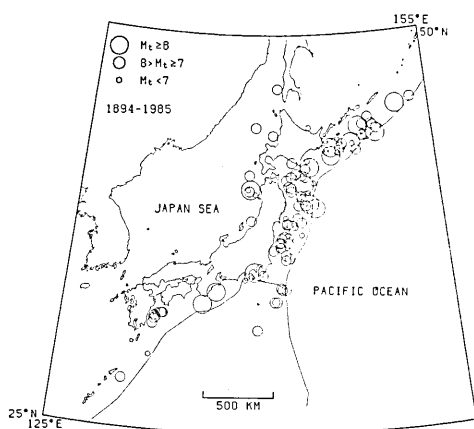


Fig. 4. Map showing distribution of tsunamigenic earthquakes around Japan for 1894 to 1985. Circles are ranked by M_t . Lines off the Pacific coast denote oceanic trenches and troughs.

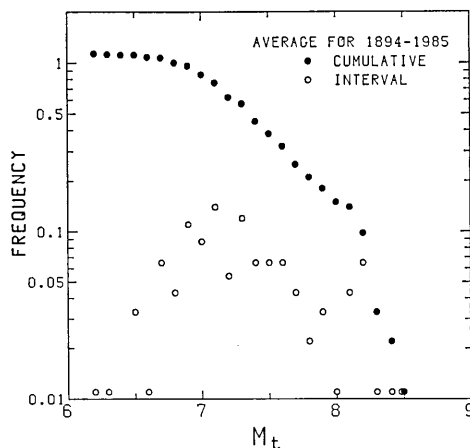


Fig. 5. Average annual frequency of tsunamigenic earthquakes around Japan as a function of M_t . Solid circles show the cumulative frequency per year, and open circles show the interval frequency per year.

過大評価になると思われるので、ここでは ABE and NOGUCHI (1983) のミルン地震計についての検討を参考にして 0.5 だけ差し引いた値を採用した。 M_t は坪井公式 (坪井, 1954) によるマグニチュードであり、出典は宇津 (1982a) と地震月報である。ただし、1896 年 1 月 9 日と 6 月 15 日の地震については地震計測に基づいた値を、1938 年 6 月 10 日と 11 月 14 日の地震については気象庁の値を採用した。 M_s と M_t を並記した理由の一つは、 M_t は M_s に準じているといわれるものの、系統的なずれの存在が宇津 (1982b) や林・阿部 (1984) などによって指摘されているためである。

Fig. 4 は M_t が決定されたすべての津波の分布図である。 Fig. 5 は津波の 1 年当りの発生頻度を示す。黒丸は累積頻度、白丸は $M_t 0.1$ ごとの頻度である。 $M_t 6.9$ から 8.2 の間で累積頻度はほぼ直線的であり、 $M_t \geq 6.9$ のデータに対して最尤法を適用すると -0.75 の勾配が求められる。地震の発生頻度に比べて、小さいものの数が少ないのは小さい地震ほど津波を発生しにくいせいかもしれない。 M_t からみて最大の津波は 1918 年 9 月 8 日ウルフ島沖の津波 ($M_t 8.5$) であり、次いで 1963 年 10 月 13 日エトロフ島沖の津波 ($M_t 8.4$)、1933 年 3 月 3 日岩手県沖の津波 ($M_t 8.3$) が続く、過去 92 年間の統計からみて、 $M_t \geq 7.0$ の津波は約 1.2 年に 1 回の割合で、また $M_t \geq 8.0$ の津波は約 6.6 年に 1 回の割合で起きたことになる。

4. M_t と M_w の関係

M_t と M_w の比較を Fig. 6 に示す。黒丸は太平洋に発生した津波、白丸は日本海に発生した津波を表す。太平洋の津波については、前報に比べ小さなものが増えている。 M_w の 6.4 から 8.5 までの広い範囲にわたって M_t と M_w はほぼ一致しており、両者の違いは平均で 0.01 ± 0.16 である。前報では北西太平洋の津波について M_t と M_w の違いは

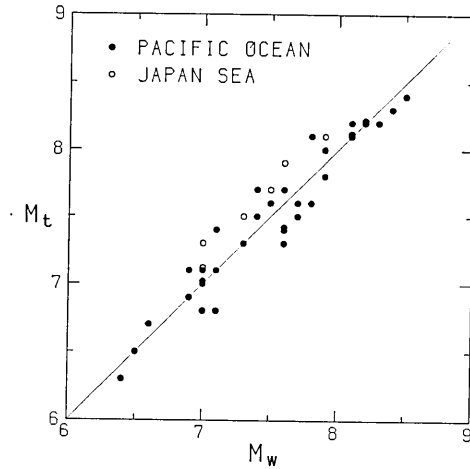


Fig. 6. Comparison between tsunami magnitude and moment magnitude for tsunamigenic earthquakes around Japan. The line represents $M_t = M_w$. Solid and open circles show the events that occurred in the Pacific and the Japan Sea, respectively.

平均で 0.00 ± 0.16 であった。これと今回の結果がほとんど同じであることは M_t の信頼性を再度保証するものと考えられる。

日本海の津波については系統的な違いがみられ、それは平均として $M_t = M_w + 0.2$ の関係で表される (ABE, 1985)。この違いの原因は、太平洋の地震と日本海の地震の断層の深さや断層運動の性質の違いによると考えられている (羽鳥, 1984; ABE, 1985; SATAKE, 1986)。この違いは、たとえ M_w が同じであっても日本海側の津波は太平洋側に比べて 1.6 倍ほど高いということを意味しており、日本海の津波を地震のマグニチュードから予測する場合に考慮される

べき重要な事実である。

一般に M_t が地震波観測データと独立に決められ、しかも高い信頼性をもって M_w と関連づけられることは、 M_w が決められないような地震の断層運動の大きさを考える上でも重要なことである (たとえば, DAVIES *et al.*, 1981; KANAMORI and McNALLY, 1982)。このことは M_t を導入した際のもともとの考えである。

5. 津波地震

地震津波のなかには地震のマグニチュードの割に大きな津波を起こすものがあり、津波

Table 3. List of major tsunami earthquakes with $M_t - M_s \geq 0.5$.

YEAR	MO	DY	HR	MN	LAT	LONG	REGION	M_t	M_s	$M_t - M_s$
1896	6	15	19	32	39.5	144.0	岩手県沖	8.2	7.4	0.8
1927	8	19	4	27	34.0	142.0	房総半島沖	7.4	6.8	0.6
1961	1	16	21	12	36.2	142.0	茨城県沖	7.1	6.5	0.6
1963	10	20	9	53	44.1	150.1	ウルフ島沖	7.9	7.2	0.7
1964	5	7	16	58	40.3	139.0	秋田県沖	7.1	6.6	0.5
1971	9	6	3	35	46.7	141.4	サハリン西方沖	7.5	6.9	0.6
1974	9	27	14	47	42.8	146.7	根室沖	7.0	6.5	0.5
1975	6	10	22	47	42.8	148.2	色丹島沖	7.9	6.8	1.1
1983	6	21	15	25	41.3	139.0	青森県西方沖	7.3	6.7	0.6
1984	6	13	11	29	31.4	139.8	鳥島近海	7.3	5.4	1.9
1984	9	19	2	2	34.1	141.6	房総半島沖	7.3	6.8	0.5

地震と呼ばれている (KANAMORI, 1972). 顕著な例を除いてこれまで津波地震の識別は一般に難しかったが, これも M_t を用いて M_s との大小関係を調べることにより容易に行える. Fig. 7 に示されているように, 日本周辺の地震津波では, 一般に M_t と M_s は良い関係にあるが, 例外的に M_s の割に M_t の大きなものがある. Fig. 7 では, M_t と M_s の差が 0.5 以上のものを津波地震として白丸で区別してある. Table 3 はそれら 11 例のリストである. 11 例は数の上で過去 92 年間の地震津波の約 10% にあたる.

津波地震と判定する際に目安として用いた 0.5 という値には大した意味はない. 強いて言えば, 前述した M_t と M_s の決定におけるそれぞれの平均誤差, 0.2 と 0.3, の和に相当している. 日本海に津波を発生させた地震はその性質からみて弱い津波地震であると言っても差し支えない. 最近の代表的な津波地震は 1984 年鳥島近海の地震である.

6. 津波エネルギー

KAJIURA (1981) は, 幾何学的相似を仮定した地震断層モデルに基づいて波源での津波のポテンシャル・エネルギー E_t と M_w の関係を調べ, E_t を推定するための関係式,

$$\log E_t(\text{erg}) = \beta M + \alpha \quad (6)$$

を導いた. ここに, $M = M_w$, $\beta = 2$, $\alpha = 4.54$ である. $\beta = 2$ はポテンシャル・エネルギーの定義から導かれるが, α は断層面の傾斜角, 断層面上のすべりの方向, 断層面の深さなど, 断層面の幾何学的特性や位置に強く依存したパラメーターであり, $\alpha = 4.54$ という値は浅い地震の場合について計算の上で E_t の上限値を与える.

ここでは式 (6) を拡張して $M = M_t$ とし, 津波の数値計算などから求められた実際の E_t を利用して α を改めて定めることにする. Table 4 は, 使用した E_t のリストである. 1960 年チリ地震津波と 1964 年アラスカ地震津波の E_t の値は KAJIURA (1981) によってポテンシャル・エネルギー法から見積られた値であり, M_t の値は ABE (1979) による. また, 他の津波の E_t の値は相田 (1977, 1978, 1984) の津波インバージョン法による. Fig. 8 は M_t と E_t の関係を表す. 両者は独立に決められているにも係わらず, E_t の 5 桁以上にわたってほぼ一致し, 平均として $\alpha = 4.3$ が求められる. すなわち, 半経験式として

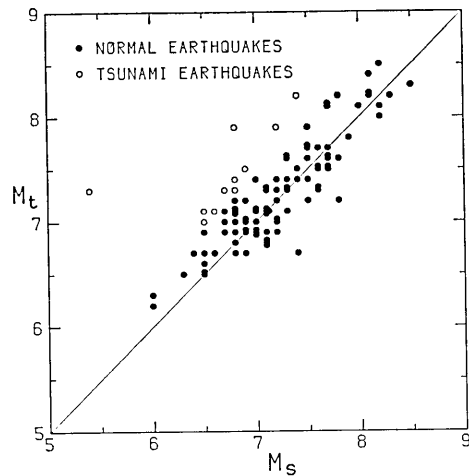


Fig. 7. Comparison between tsunami magnitude and surface-wave magnitude for tsunamigenic earthquakes around Japan. The line represents $M_t = M_s$. Open circles show tsunami earthquakes with M_t greater than M_s by 0.5 units or more.

Table 4. Tsunami energy estimated by the numerical inversion and potential energy methods.

YEAR	MO	DY	REGION	M_t	E_t ($\times 10^{16}$ erg)	REF
1896	6	15	岩手県沖	8.2	377	(1)
1897	8	5	宮城県沖	7.8	14	(1)
1931	3	9	青森県東方沖	7.2	0.2	(1)
1933	3	3	岩手県沖	8.3	236	(1)
1944	12	7	三重県沖	8.1	23	(4)
1952	3	4	十勝沖	8.2	41	(1)
1968	5	16	青森県東方沖	8.2	82	(1)
1968	6	12	岩手県沖	7.4	1.7	(1)
1969	8	12	色丹島沖	8.2	41	(1)
1973	6	17	根室沖	8.1	8.8	(1)
1978	6	12	宮城県沖	7.4	0.8	(2)
1983	5	26	秋田県沖	8.1	39.5	(3)
1960	5	23	チリ	9.4	13000	(4)
1964	3	28	アラスカ	9.1	2000	(4)

REF: (1) 相田 (1977), (2) 相田 (1978), (3) 相田 (1984), (4) KAJIURA (1981).

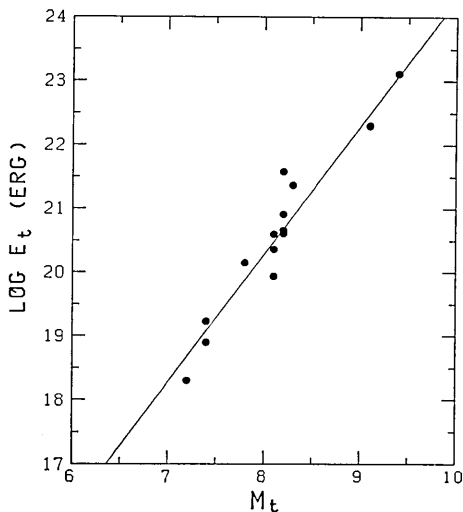


Fig. 8. Common logarithm of tsunami energy in ergs plotted against M_t for tsunamis shown in Table 4. The line represents the relation, $\log E_t = 2M_t + 4.3$.

と外国のデータから求められた M_t の方が式 (7) の関係によくあてはまる。1960 年チリ地震津波 ($M_w = 9.5$, $M_t = 9.4$) に対して、式 (6) は過大評価になることが KAJIURA (1981) によって指摘されているが、ここで得た式 (7) は妥当な値を与える。

$$\log E_t (\text{erg}) = 2M_t + 4.3 \quad (7)$$

が得られる。KAJIURA (1981) の数値計算結果を参考にすると、式 (6) の $\alpha = 4.54$ という値はたとえば約 60° の傾斜角をもった純粋な縦ずれ断層に相当したものであるが、それに比べて小さな $\alpha = 4.3$ は約 20° の傾斜角の純粋な縦ずれ断層に相当したものである。後者は実際の太平洋側の大地震の断層運動を近似している。

Fig. 8 で直線から上方へ最もかけ離れている津波は 1896 年三陸津波である。この津波の M_t は国内のデータから 8.2 と求められているが、外国のデータを用いるとより大きな 8.6 となる。(ABE, 1979)。津波エネルギーからみる

Table 2 と式 (7) から過去 92 年間 (1894~1985 年) における津波の総エネルギーを求めてみると 1.0×10^{22} erg となる。このエネルギーは $M_t=8.9$ の津波の E_t に相当するが、1960 年チリ津波の E_t のわずか 13 分の 1 に過ぎない。 $M_t \geq 8.0$ の 14 個の津波の E_t は 8.6×10^{21} erg であり、それだけで全体の 86% を占める。1 年当りにならした津波のエネルギーは 1.1×10^{20} erg/年であり、それは $M_t=7.9$ の E_t に相当する。1837 年から 1974 年までの 138 年間に環太平洋で起きた巨大地震津波の総エネルギーは ABE (1979) の M_t のカタログから少なくとも 4.5×10^{23} erg ($M_t=9.7$ の E_t に相当) と見積られる。これを当該期間に換算すると、日本周辺に発生した津波の総エネルギーは環太平洋全体で発生した津波の総エネルギーの 30 分の 1 と見積られる。ちなみに、世界中の地震によって放出された地震波のエネルギーは年平均で 4.5×10^{24} erg/年であり (KANAMORI, 1977), 津波のエネルギーはこれの約 1400 分の 1 の値である。

7. ま と め

本論文では、検潮儀による津波の振幅値に基づいて定義された津波マグニチュード M_t を用いることによって、日本周辺に起きた津波の大きさの定量化を行った。最初に、1894 年から 1985 年までの 92 年間に日本周辺で発生した地震津波について前報の津波のマグニチュード・カタログの改訂および追加を行った。104 例の地震のうちの約 10% は M_t に比べて顕著に M_t の大きな津波地震であることが明らかになった。さらに、 M_t と津波エネルギーとの関係性を求めた。この式によれば、過去 92 年間に日本周辺で発生した津波の総エネルギーは環太平洋全域で発生した津波の総エネルギーの 1/30 にあたると見積られた。

謝 辞

草稿の改訂にあたって、梶浦欣二郎東大名誉教授、都司嘉宣助教および提出原稿の査読者より有益な助言を頂いた。図の作成等に当たって加藤育子技官の助力を得た。本研究の計算の一部に東京大学大型計算機センター (課題番号 A84690) および地震研究所地震予知観測情報センターの計算機を利用した。

文 献

- ABE, K., 1979, Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, *J. Geophys. Res.*, **84**, 1561-1568.
- ABE, K., 1981a, Magnitudes of large shallow earthquakes of 1904 to 1980, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **27**, 72-92.
- ABE, K., 1981b, Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **27**, 194-205.
- ABE, K., 1984, Compliments to "Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980", *Phys. Earth Planet. Inter.*, **34**, 17-23.
- ABE, K., 1985, Quantification of major earthquake tsunamis of the Japan Sea, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **38**, 214-223.
- ABE, K. and S. NOGUCHI, 1983, Revision of magnitudes of large shallow earthquakes, 1897-1912, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **33**, 1-11.
- 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.

- 相田 勇, 1978, 1978 年宮城県沖地震に伴った津波の数値実験, 地震研究所彙報, 53, 1167-1175.
- 相田 勇, 1984, 1983 年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.
- AKI, K., 1966, Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, Part 2, *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, 44, 73-88.
- DAVIES, J., L. SYKES, L. HOUSE and K. JACOB, 1981, Shumagin seismic gap, Alaska Peninsula: History of great earthquakes, tectonic setting, and evidence for high seismic potential, *J. Geophys. Res.*, 86, 3821-3855.
- 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.
- 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, 地震 II, 37, 23-29.
- 羽鳥徳太郎, 1986, 津波の規模階級の区分, 地震研究所彙報, 61, 503-515.
- 林 保彦・阿部勝征, 1984, 気象庁データにもとづく M_s 決定法, 地震 II, 37, 429-439.
- IDA, K., 1958, Magnitude and energy of earthquakes accompanied by tsunami, and tsunami energy, *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 4, 1-43.
- IDA, K., D. C. COX and G. PARARAS-CARAYANNIS, 1967, *Preliminary Catalog of Tsunamis Occurring in the Pacific Ocean*, Data Rep. 5, HIG-67-10, Hawaii Inst. of Geophys., Univ. Hawaii, Honolulu.
- 今村明恒, 1942, 日本津浪史, 海洋の科学, 2, 74-80.
- KAJIURA, K., 1981, Tsunami energy in relation to parameters of the earthquake fault model, *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, 56, 415-440.
- KANAMORI, H., 1972, Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 6, 346-359.
- KANAMORI, H., 1977, The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987.
- KANAMORI, H. and K. C. McNALLY, 1982, Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1241-1253.
- 気象庁, 1982, 改訂日本付近の主要地震の表, 109 pp.
- SATAKE, K., 1986, Re-examination of the 1940 Shakotan-oki earthquake and the fault parameters of the earthquake along the eastern margin of the Japan Sea, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 43, 137-147.
- 札幌管区気象台, 1986, 北海道の地震津波, 地震津波防災資料 2, 189 pp.
- SOLOVIEV, S. L., 1970, Recurrence of tsunamis in the Pacific, In: *Tsunamis in the Pacific Ocean*, edited by W. M. Adams, East-West Center Press, Honolulu, 149-163.
- 坪井忠二, 1954, 地震動の最大振幅から地震の規模 M を定めることについて, 地震 II, 7, 185-193.
- 都司嘉宣, 1987, 津波, 地震の事典 (宇津徳治総編集), 朝倉, 274-296.
- 宇津徳治, 1982a, 日本付近の $M6$ 以上の地震および被害地震の表, 地震研究所彙報, 57, 401-463.
- 宇津徳治, 1982b, 各種マグニチュード間の関係, 地震研究所彙報, 57, 465-497.
- 渡辺俣夫, 1985, 日本被害津波総覧, 東京大学出版会, 206 pp.

*Tsunami Magnitude and the Quantification of Earthquake
Tsunamis around Japan*

Katsuyuki ABE

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

The tsunami magnitude M_t is unique among many magnitude scales in seismology, because it is based on instrumental amplitude of tsunami waves, its level being adjusted to agree with the moment magnitude of an earthquake. The previous catalog of M_t is revised and enlarged to maintain its uniformity. In the present catalog, M_t is assigned to 104 earthquake tsunamis that occurred around Japan for the past 92 years during the period from 1894 to 1985. The 1918 event off Urup Island has the largest M_t , 8.5. The 1963 event off Iturup Island ($M_t=8.4$) and the 1933 Sanriku-Oki event ($M_t=8.3$) follow. From the relationship between M_t and M_s , at least eleven events are identified to be major tsunami earthquakes which generated anomalously large tsunamis for their surface-wave magnitude M_s . The semi-empirical relation between M_t and tsunami energy E_t is obtained in the form $\log E_t(\text{erg})=2M_t+4.3$. From this relation, the total tsunami energy for the past 92 years is estimated to be 1.0×10^{22} erg. This corresponds to E_t of $M_t=8.9$, one-thirteenth of E_t of the 1960 Chilean tsunami, and one-thirtieth of the total tsunami energy in the circum Pacific during the same period. The annual average of E_t around Japan is estimated to be 1.1×10^{20} erg/yr, corresponding to E_t of $M_t=7.9$.