

# 津波の規模と津波発生に關係するパラメーターについて\*

渡 辺 偉 夫\*\*

550. 342

## Tsunami Magnitude and Parameters Related to Occurrence of Tsunami

Hideo Watanabe

(Seismological Division, J. M. A.)

Tsunami magnitudes are divided into three groups by the definition and parameters used. The first group is defined by the maximum wave height and the damage of tsunami, the second group by the initial motion of tsunami source and the third group by the initial amplitude or maximum amplitude of tsunami and epicentral distance or travel distance of tsunami. Presently, none of these magnitudes is yet authorized as a final formation. However, Imamura-Iida magnitude scale is practically applicable in the tsunami warning service.

Earthquake magnitude, the focal depth, earthquake mechanism and tsunami source are treated as parameters related to the occurrence of tsunami.

Relation between tsunami magnitude " $m$ " and earthquake magnitude " $M$ " is denoted as  $m=3.50M-25.25$ . From deviation from this equation, however, local difference is found, especially magnitude of tsunamis which occur in the northern part of the Japan Sea and the Okhot'sk Sea is larger than the value obtained from above equation. The same tendency is found also off the southern part of Kurile Islands, Fukushima-ken, Ibaragi-ken and Hiuga-nada.

Tsunamis are unlikely to occur associated with earthquakes of deeper origin than eighty kilometers, and tsunamis of great magnitude scale do not occur at deeper origin than fifty kilometers.

In general, earthquakes of the dip-slip type produce larger tsunamis than those of other types, strike-slip and ambiguous types. On the other hand, there is no distinct difference between tsunami magnitude by reverse fault and normal fault.

There are some contradictions in the Kanamori's theory (1972) that visco-elastic earthquakes produce greater tsunami than elastic earthquakes.

### 1. まえがき

一般に津波予報の原理は、津波発生に關係するパラメーターから津波の規模を推定することである。現在気象庁で行われている津波予報では震央の位置が判明後、震源の深さを考慮し、地震のマグニチュード  $M$  だけの関数として津波の規模を決定している。しかしながら、津

波の規模を決定するための関数は震源の深さや  $M$  のほかにさらにいくつかが存在する。この意味で津波の量的精度向上のために、これらのいわゆるパラメーターを量的に明確にしておく必要がある。

ここでは最初に津波の規模についての研究の現状を分析し、現在考えられている津波発生に關係するパラメーターについて、いくつか調査したことを報告する。この中で、実際の津波予報技術に適用する場合の問題点についても言及してみたい。

\* Received February 7, 1973

\*\* 気象庁地震課

2. 津波の規模

津波の規模の総合報告として飯田 (1972 a) のものがある。この報告に引用されていない論文もいくつか存在するので、これらも含め筆者の考えた分類でこれらの論文をまとめてみる。

すでに発表された論文から津波の規模の定義を大別すると、3つのグループに分けられる。第1グループは沿岸で記録される津波の最大の高さおよび災害程度を関数とするもの、第2のグループは津波の波源における初動を関数とするもので、さらに第3のグループは津波の初動振幅または最大振幅、および震央距離または津波の伝ば距離の2つの関数とするものである。

第1のグループには今村 (1942, 1949), 飯田 (1958), Sieberg (1932), Ambraseys (1962, 1965), 勝又 (1966), および Iida・Cox・Pararas-Carayannis (1967) のものがある。このほかに、これと同じグループに属するが、最大波高の平均値を用いる Soloviev (1970) のものがある。これらのうち、基準となるものは今村-飯田の規模スケールと称するもので、今村が定義した0から4までの5階級に、飯田が-1を加え6階級で、一般によく用いられている。次に、Sieberg のものは Ambraseys により改正され、Modified Sieberg Seismic Sea-wave Intensity Scale と称し、iからviの6階級の主として災害程度により分類したもので、地震の震度階級に似ている。また、勝又のものは3ないし4階級に分類し、彼の定義によれば単に津波の階級と称し、津波の影響の程度を表わす目安で、津波そのものの規模や強さを示すものではないといっているが、本文の説明に今村-飯田の規模スケールと対応が可能であるといっている。Modified Sieberg のものについて、Ambraseys の説明では今村-飯田の規模スケールに直接対応すると明記していないが、定義の内容と比較すれば、この対応は容易であ

Table 1 Relation of tsunami magnitude or its intensity scale by three authors.

Imamura-Iida	Modified Sieberg	Katsumata	
		Main tsunamis	Tsunamis of 1901-1965
4	vi	A	a
3	v		
2	iv		
1	iii	B	b
0	ii	C	b'
-1	i		c

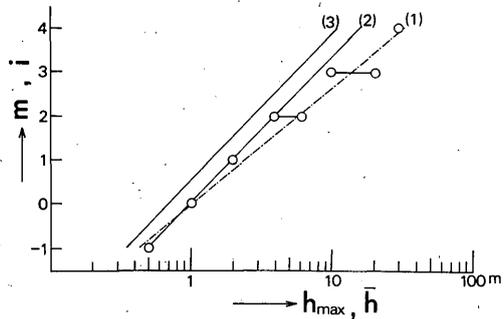


Fig. 1 Relation between tsunami magnitude "m" or its intensity scale "i" and the maximum height of tsunami at the coast "hmax" or the mean maximum height "h-bar". Open circles show the data defined by Imamura-Iida, and (1), (2) and (3) represent equations (1), (2) and (3) respectively.

る。Table 1は以上のことをまとめたものである。

以上のものは津波の災害程度を主としたものであるが、津波の高さを主としたものがいくつか研究されている。今村-飯田の規模スケールにおいて、津波の最大波高との関係は Fig. 1 の丸印に示した。Wilson (1962 a) はこれらの平均をとって

$$0.375m = \log_{10} h_{max} \quad (1)$$

とした。ここで  $m$  は今村-飯田の規模、 $h_{max}$  は津波の最大波高(メートル単位)である。これは Fig. 1 の鎖線(1)で示してあるものである。次に Iida・Cox・Pararas-Carayannis のものは同じ図の実線(2)で示し、次式で津波の規模を定義した。

$$m = \log_2 h_{max} \quad (2)$$

この場合、 $h_{max}$  は波源から 10~250 km の沿岸で観測された津波の最大波高 (maximum runup height, メートル単位) である。これは(1)式と傾斜がやや急で、また津波の規模が4のとき最大波高が 30 m であるのに比べ、(2)式では約半分の 16 m となっている。さらに、Soloviev は波源から数 100 km 以内の沿岸で観測された最大波高の平均  $\bar{h}$  を用いて、次のように定義した。

$$i = \log_2 \sqrt{2} \bar{h} \quad (3)$$

ここで  $m$  の代りに  $i$  としたのは、これが Intensity に相当するものであるという彼の主張からである。 $\bar{h}$  は  $h_{max}$  とある関係を持っていることが示され、Fig. 1 の実線(3)で示したが、この図から分るように(2)の単なる平行移動である。

今村-飯田の規模スケールは確かに地震のマグニチュードに対応する津波のマグニチュードとはいいがたいが、だからといって地震の震度に相当する強度 (Inten-

sity) といったものでもない。おそらくその中間のものであろう。筆者は論文(渡辺, 1970)の中で、この規模スケールを規模階級(Grade magnitude)と名づけたことがあるが、この名称も最適と思われないので、ここではこの規模スケールをそのままの名称で使用することにする。

なお、現在気象庁で津波予報業務で実際に使用されている津波予報文で「オオツナミ」は、今村—飯田の規模スケールでは2以上、「ヨワイツナミ」では1および0に相当する。(気象官署津波業務規程 第14条)

第2のものは渡辺(1963)と阿部(1971)\*の定義したものである。いずれも津波の波源における初動の全振幅(前者)または平均初動波高(後者)の常用対数をもって、津波の規模と定義するものである。両者の相違は初動の全振幅と平均波高(全振幅の2分の1)を用いることほかに、津波の初動を推定する方法である。渡辺は湾・陸棚その他の海底および海岸地形の効果、海深の効果、通過する伝ば距離の効果および反射・屈折の効果すべて計算したものであるが、阿部はグリーンの法則  $\eta_2/\eta_1 = 4 \sqrt{h_1/h_2} \sqrt{b_1/b_2}$  (1は波源, 2は観測点,  $h$ は減の深さで  $b$ は波源から出発する単位角をもつ波線に直角な断面の長さ)により計算したものである。

この定義は最も rigorous なものであるが、沿岸の観測点から波源域の津波の高さを推定するための方法に大きな仮定を設けなければならないこと、さらに渡辺の場合計算が複雑であるという難点がある。将来、海底津波計によって波源域で直接津波が観測されるようになれば、最も重要なものとなるであろう。

ここで、両者の津波の規模  $m$  を地震のマグニチュード  $M$  と比較してみる。渡辺は震源の深さ  $H$  を考慮し、つぎの式を導いた。

$$m = 1.06 M - 0.0033 H - 6.86 \quad (4)$$

また、阿部は

$$m = 0.714 M - 4.06 \quad (5)$$

の式を導いた。Fig. 2・aはこれらを示したもので、図の実線は(4)式の場合で  $H=0$  km と 40 km として計算し、また鎖線は(5)式である。これを見ると、 $H=0$  km のとき  $M=8.1$  で両方が一致しているが、 $M$  の小さいところではかなりの差がある。参考までに第1のグループで述べた今村—飯田の規模スケール  $m$  は飯田(1958)により

$$m = 2.61 M - 18.44 \quad (6)$$

\* 論文には津波の規模という定義は明記されていないが、説明の内容は全く同じものである。

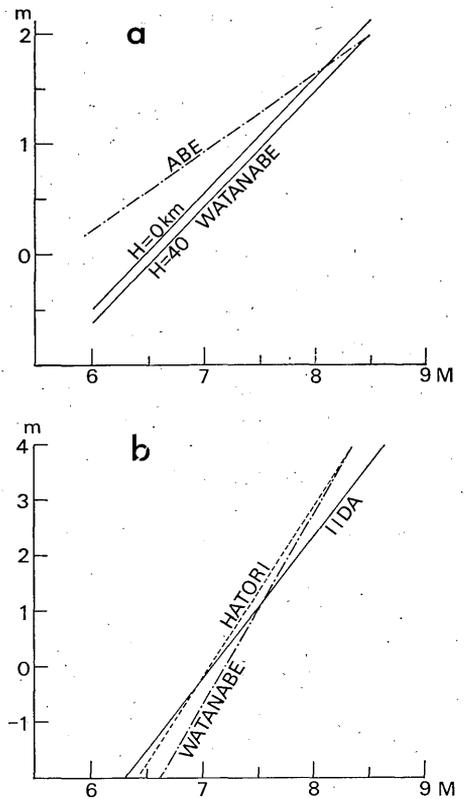


Fig. 2 Relation between tsunami magnitude "m", defined by several authors, and earthquake magnitude "M". Names in figures show authors which estimated equations. (H: focal depth of earthquakes).

と計算されているので、これを Fig. 2・b の実線で示した。また、羽鳥(1972)が次のグループで定義した津波の規模の場合を Fig. 2 b の点線で示した。羽鳥の論文には実際に式を導いていないので、図から最適直線を引いたものである。この2つの直線はほとんど一致しているが、データのばらつきは羽鳥の方がよい。鎖線は3項で述べる方法で筆者が求めたものである。

第3のものには羽鳥(1972 a)および飯田(1972 b)の定義がある。いずれも津波の最大波高または初動振幅および津波の伝ば距離または震央距離の2つを関数とするものである。羽鳥によれば、本震の震央から陸棚の縁に沿って測定した津波の伝ば距離  $R=1000$  km における津波の高さ  $H$  が 50 cm であるとき、今村—飯田の規模スケールの  $m=3$  と定め、 $H/\sqrt{R}$  で表わした  $R-H$  曲線はこの点を基準として波高が2.24倍ごと、エネルギーにして5倍ごとに規模が1階級変わるように規模スケール

ルを作り、種々の津波に対応して0.5の精度で求めるものである。ただし、波源近くの  $R=50\sim 300$  km の地域では波の減衰が  $R^{-0.5}$  に比例しないので適用されないこと、津波の方向性の大きい観測点は除外するなどの問題が存在する。一方、飯田によれば、津波の検潮記録から初動振幅  $A$  を求め、それを震央距離  $R$  の関数として表わすと、

$$\log A = a + b \log R \quad (7)$$

の関係が得られる。そこで、100 km の距離における初動振幅または最大振幅の常用対数を津波の規模  $m_1$  または  $m_2$  と定義すると、

$$m_1 \text{ or } m_2 = \log A + c \log R + d \quad (8)$$

の形が得られ、 $m_1$  と  $m_2$  との間に一定の関係が存在する。これはちょうど地震のマグニチュードに相当するものである。しかし、羽鳥の場合でも問題になった(7)式がすべての距離にわたって一定の値  $b$  を取るとは限らず、とくに最大振幅では理論的にもかなり複雑である(Wilson, 1962 b)。また、津波の場合震央距離をとることも問題であり、これよりも羽鳥の津波の伝ば距離の方が妥当であろう。これも津波の初動以外はかなり複雑で、推定は簡単ではないので、津波の走時、つまり津波の初動の到着時より地震の発震時との差を用いる方がより妥当のような気がする。

以上のいくつかの規模スケールは共通してエネルギーとの関係を求めているので、Fig. 3 にまとめて示した。Fig. 3. a の実線は今村一飯田の規模スケールで、津波のエネルギーを  $Et$  とすると、

$$\log_{10} Et = 0.6m + 2.14 \quad (9)$$

である。同じ図の鎖線は Soloviev の Intensity スケールであるが、彼の図に直線を明記しているが、式を出していない。また点線は羽鳥の規模スケールであるが、彼の図にはデータのみ関係なので、筆者が最適直線を引いたものである。Fig. 3. b は渡辺の規模スケールで次式で表わされるものである。

$$\log Et = 1.55m + 20.01 \quad (10)$$

これらを見ると、今村一飯田のものは最もエネルギーを大きく見積っており、羽鳥のものは最も小さく見積っていることになる。Soloviev のものはそれらの中間で、渡辺のものもこれとほぼ同じである。いずれにしても、大きい津波の規模ではすべてが大體一致していることは興味深い。

以上多くの著者によって決められた津波の定義は、それぞれ一長一短があってまだ最終的なものになっていない。津波の規模を定義するのに、地震の規模と同じよう

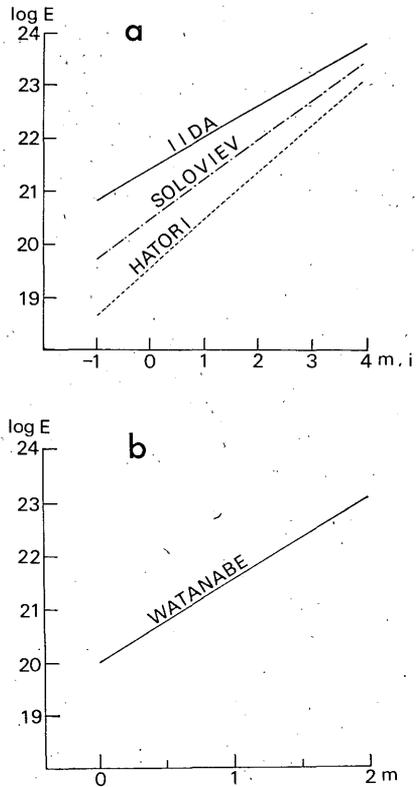


Fig. 3 Relation between tsunami energy "E" and tsunami magnitude "m" or its intensity scale "i", defined by several authors. Names in figures show authors which estimated equations.

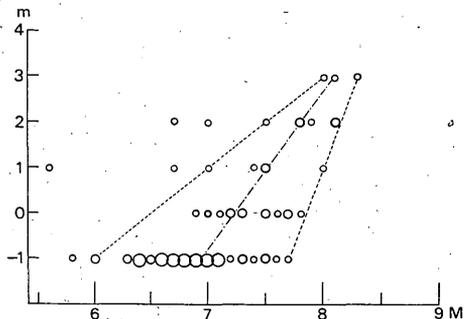


Fig. 4 Relation between tsunami magnitude "m" and earthquake magnitude "M". Large circles show data more than four, middle circles two and three, and small circles only one datum. Dotted lines are boundary in order to estimate a mean equation and chained line represents equation (11).

な定義をすることが最も妥当なものとは思われない。その理由のいつかは既に述べたが、この外に現在の津波の観測点が湾奥などの特殊沿岸に大部分が設置されているため、特異現象が発生し、伝ば距離との關係から *normal* な値が得られにくいからである。将来、海底津波計が適正に配置されれば、この問題はある程度解消されるかも知れない。津波の定義に最も *rigorous* なものは、波源形成の量的表現に関するものである。したがって、波源形成を含む量的表現に關係するパラメーターを研究することにより、津波の規模の最終的な決定と密接に關係するものと考えられる。以下述べることもこのことに関することにほかならない。

なお、ここで用いる津波の規模スケールは、とくにこ

とわらない限り従来から慣用的に用いられている今村—飯田の規模スケールであるので、当然この規模スケールを使用した場合のばらつきやずれが議論の対象となることはいうまでもない。

### 3. 地震のマグニチュード

地震のマグニチュードが津波の規模に關係することは、既に述べたとおりである。しかしながら、たとえば今村—飯田の津波の規模スケールとの關係式 (6) はあくまでも平均的なものにすぎない。これを詳細に見ると、いろいろ問題がある。Fig. 4 は 1901 年より 1971 年までに発生した津波についての今村—飯田の規模スケール  $m$  と地震のマグニチュード  $M$  との關係である。ここで  $M$

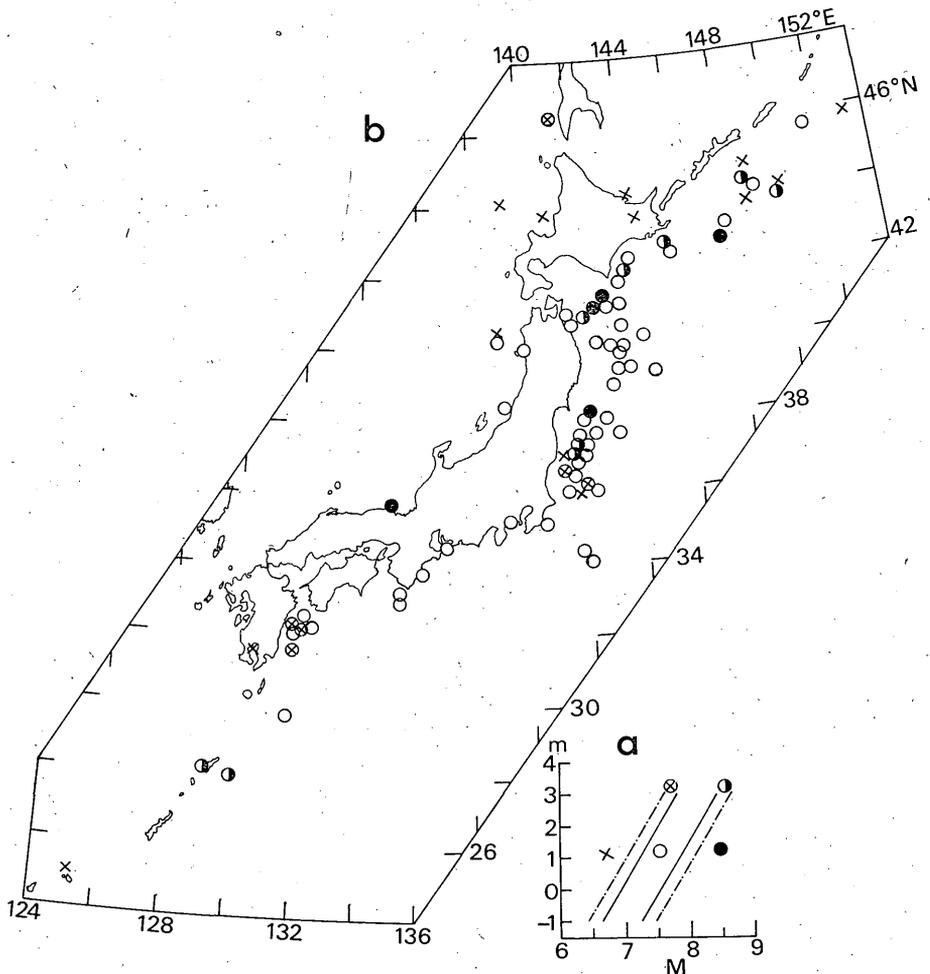


Fig. 5 Geographic distribution of tsunamigenic earthquakes from 1901 through 1971, as classified by the figure of down left side.

は気象庁で計算した地震月報別冊 (1; 1958, 2; 1966, 4; 1972) からとったものであるが, 1925年以前のは理科年表 (1973) の括弧の値, つまり河角のマグニチュードより 0.5引いた値である. 津波の表は渡辺(1968)のものに筆者自身が追加および訂正したものをを用いている. これを見ても明らかに大ききばらついている. そこで, つぎのような操作をおこなってその最適直線\* を求めてみる.  $M$  の小さなもの比べて  $m$  の大きな5つの値を除くと, 点線に示すある巾の中にすべての値がおさまってしまう. この点線で囲まれた範囲の最適直線は鎖線で示したものであるが, これは各  $m$  ことどの平均値を求め, これらの値を最小自乗法を用いて求めたもので, 次式で示される.

$$m = 3.50 M - 25.25 \quad (11)$$

これは Fig. 2・b にも示したが, 飯田や羽鳥のものほとんど変らない. この直線から  $M$  が  $\pm 0.3$  および  $\pm 0.5$  の境界を作り, Fig. 5・a に示す符号を用い, Fig. 5・b にその震央を示した. つまり,  $\odot$  と  $\bullet$  は  $M$  が大きい比較的大きいにもかかわらず,  $m$  が小さい比較的小さいもので,  $\times$  と  $\otimes$  はその逆である. この図から次のいくつかの特徴が得られる.

- 1) 東北日本の太平洋側は概して複雑で,  $M$  に比べて  $m$  が大きかったり小さかったりしている.
- 2) 日本海の北部とオホーツク海ではデータは少ないが,  $M$  に比べて  $m$  が大きい地域が見られる. 千島列島南部, 福島県沖・茨城県沖および日向灘の一部にこのよう傾向が見られる.
- 3) 三陸沖および関東から紀伊半島沖では平均的なものである.

なお, 千島列島南部と南西諸島の一部にある  $M$  に比べて  $m$  が小さいものは, 震源が比較的深いものである.

以上の場合,  $M$  はいわゆる JMA マグニチュードであるが, 20秒表面波のマグニチュード  $M_s$  を用いる方が  $m$  との対応がよくなるのではないかという考え方 (宇佐美, 1972) があるが, 長宗 (1972) によると,  $M_s$  はほとんど JMA マグニチュードと変わらないので, 対応がよくなるとは思われない. もし, 津波の規模が波源の海底変動と密接に関係があるならば, 金森 (1970) が指適する200~300秒のような長周期表面波を用いた方が, よい対応が得られるかも知れない. このことは大地震の起こり方の1つのモデルを提唱した長宗 (1971) の考え方も調和するものであろう.

\* このようならばつきでは最小自乗法を用いて求めることは適当ではない.

なお, あとのところで, 波源の海底変動に関連し再びとりあげる.

#### 4. 震源の深さ

震源の深さ  $H$  を考慮した地震のマグニチュード  $M$  と津波の規模  $m$  との関係について, 飯田 (1963 a) は最小の津波を発生する境界として

$$M = 6.3 + 0.01 H \quad (12)$$

$m$  が2以上の境界として

$$M = 7.75 + 0.008 H \quad (13)$$

で表わした.

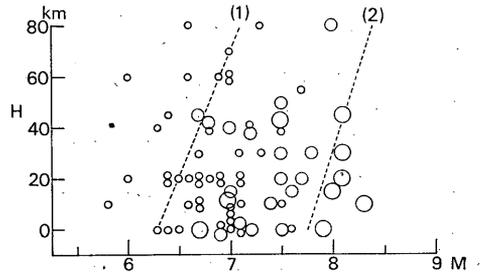


Fig. 6 Geographic distribution of tsunamigenic earthquakes from 1901 through 1971, classified by Imamura-Iida tsunami magnitude "m". Large circles;  $m \geq 2$ , middle circles;  $m = 0$ , 1, small circle;  $m = -1$ .

Fig. 6 は  $M$  と  $H$  との関係図に,  $m$  の値をデータの丸の大きさで表わしたものである. 最も小さい丸は  $m = -1$ , 次の大きさのものは  $m = 0, 1$ , 最も大きいものは  $m \geq 2$  である. 点線のうち (1) は (12) 式, (2) は (13) 式であり, データは1926年以降の震源の深さのはっきりしたものに限定されている.

この図を見ると, (12) 式と (13) 式は必ずしも適切なものとは思われない. とくに (12) 式はどうかと思われる. 震源の深さがどの程度津波の規模に影響を与えるかということ定量的に決めることは, 震源の深さの精度がよくないこともあって無理である. ただし, 定性的にいえることは,  $H = 80$  km 以上では津波は起こりにくいことと,  $H = 50$  km 以上では  $m$  の大きな津波の例が少ないということである. 今後震源の深さの精度向上にもなって再び取りあげるべき問題であろう.

#### 5. 地震のメカニズム

日本付近における津波の発生と地震のメカニズムとの関係について, 市川 (1966), 飯田 (1970) および渡辺 (1970), また太平洋の場合について Balakina (1970)

の統計的研究がある。ここでは前者の場合について、さらにデータを追加し、いろいろの角度から調査した。

日本付近で発生した地震のメカニズムのデータは、地震の実体波から求めた市川(1971)の論文から、その後については市川の計算した未発表のものを使用した。これらにないものは、Wickens と Hodgson (1967), 表面波から求めた Aki (1966) と Kanamori (1970, 1971 a, 1971 b, 1971 c, 1972 a) の論文から採用した。

1926年から1971年の46年間に発生した津波のうち、地震のメカニズムの判明しているものについて、dip-slip型(DS; 白丸), strike-slip型(SS; 黒丸)およびその中間の型(AM; 半黒丸)に分けて図示したものがFig. 7である。地震のメカニズムの不明なものはこの外に11あるが、地域的な傾向はない。丸の大きさは地震のマグニチュード  $M$  別に、さらに震源の深さ  $H$  が50 kmより深いものも区別して示してある。これを見ると、データは東北太平洋にかたよっているが、大部分はDS型のもので沿岸に近いところにSS型が多い。次に、同じ資料を正断層(N), 逆断層(R), 垂直断層(V)および水平断層(Q)に分けて示したのがFig. 8である。 $M$ および $H$ の区別はFig. 7と同じである。これを見ると、日本付近の津波を発生する地震の大部分は逆断層で、陸地に近いところでは水平断層がいくつかある。正断層は海深の大きいところ、つまり海溝付近および千島海溝と日本海溝の交叉する十勝沖付近に存在することは注目

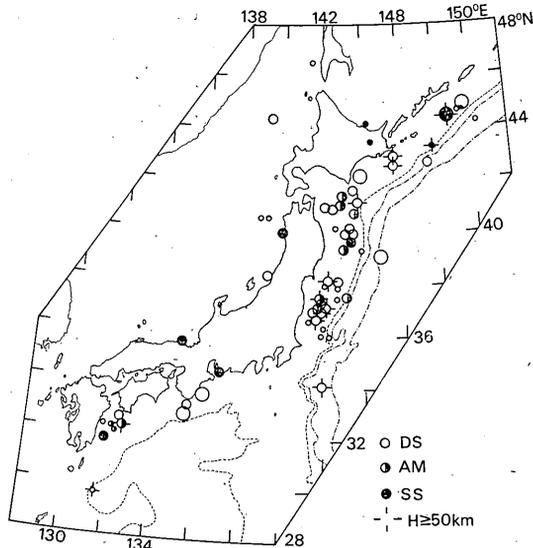


Fig. 7 Geographic distribution of tsunamigenic earthquakes from 1926 through 1971, classified by the nature of faulting and the focal depth of earthquakes.

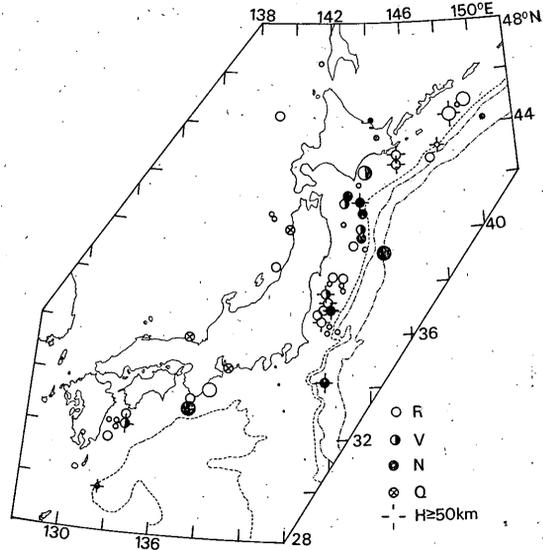


Fig. 8 Geographic distribution of tsunamigenic earthquakes from 1926 through 1971, classified by the fault type and the focal depth of earthquakes.

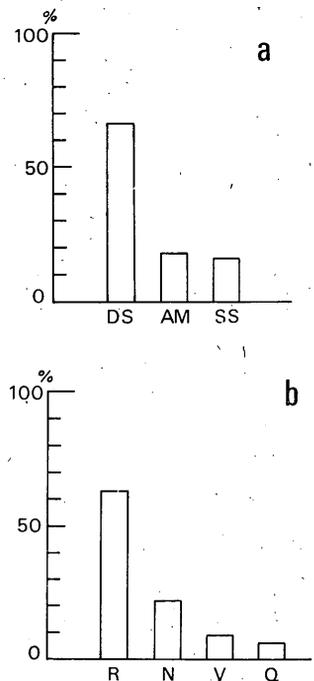


Fig. 9 Percentage of number of earthquakes, classified by a) the nature of faulting and b) the fault type of tsunamigenic earthquakes.

べきことで、最近話題についでいる plate tectonics と関連し、これらの中に巨大地震があることとともに興味ある事実である \* (たとえば, Kanamori, 1971 a). Fig. 9. a, b は Fig. 7 と Fig. 8 のデータの各型による数の分布を示したもので、すでに述べた DS 型で逆断層が圧倒的に多いことが明らかである。一方、陸上で断層を生じたか、何らかの被害を生じた地震について、同じ数の分布を示したのが Fig. 10. a, b で、この場合、前と対象的に SS 型で水平断層が圧倒的に多い。

地震のメカニズムが津波の規模にどの程度影響しているかということ、地震のマグニチュード  $M$  と津波の規模スケール  $m$  との関係の中に、データを地震のメカニズムにより区別して示したのが Fig. 11. a, b である。

これらの図には Fig. 7, Fig. 8 で示したものと同じ震源の深さ 50 km 以上のものを区別してある。これらを見ると、DS および AM のものは SS より  $M$  に比して  $m$  が大きく出ている傾向があるが、量的に評価出来るほど明らかではない。Fig. 11. b からは断層型による区別は

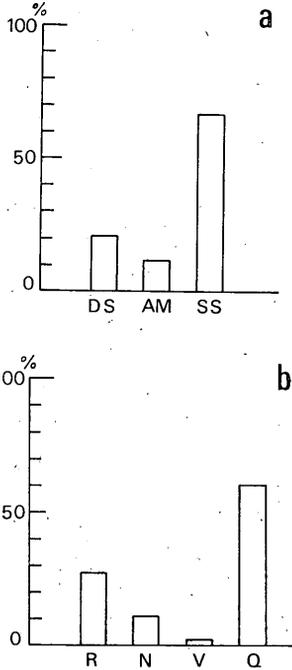


Fig. 10 Percentage of number of earthquakes, classified by a) the nature of faulting and b) the fault type of earthquakes with land damage.

\* 1946年の南海道地震のメカニズムは金森の計算では逆断層となっている。

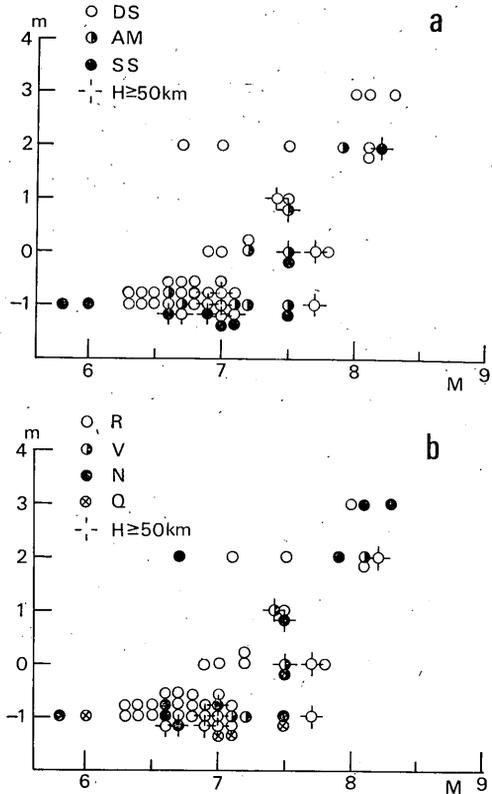


Fig. 11 Relation between tsunami magnitude "m" and tsunamigenic earthquake magnitude "M" classified by a) the nature of faulting, b) the fault type and the focal depth of earthquakes, "H".

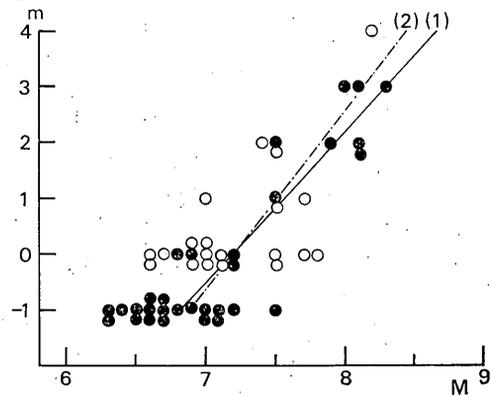


Fig. 12 Relation between tsunami magnitude "m" and earthquake magnitude "M". Open circles show corrected data and full circles non-corrected data. (1) represents equation (14) and (2) equation (15).

見出されない。また、 $H$ の大きいものは $M$ に比べて $m$ が小さく出ている傾向は、前項で述べたことと一致している。

そこで、Fig. 11. a に示されている $M$ に比して $m$ が極端に大きい4つのデータ(日本海およびオホーツク海)を除き、SSと $H \geq 50$  kmのデータを1階級上げて補正した値をプロットしてみると、Fig. 12 となる。この図で黒丸はDSおよびAMのもので、白丸は上記のように補正したものである。これを見ると、データのばらつきはかなり小さくなっていること分る。これを最小自乗法から式を求めてみると、

$$m = 2.56M - 18.56 \quad (14)$$

となり、(6)式すなわち飯田(1958)の求めた式とほとんど同じである。さらに同じデータを3項の(11)式を求めた同じ方法を用いると

$$m = 3.27M - 23.51 \quad (15)$$

となり、これは(11)式に近い。ここで極めて大たんな考え方を提唱すれば、地震のメカニズムがSS型および $H \geq 50$  kmと判明した地震による津波は、平均として考えられる津波の規模、たとえば(12)式で与えられるものより1階級下げた方がよいということである。もちろん、この考え方は理論的厳密さからいえば問題であるが、実際的应用、たとえば津波予報のような場合に適用するときは、大きな誤りはおかしていないであろう。

ところで、逆に海で発生したかなりの規模をもち、津

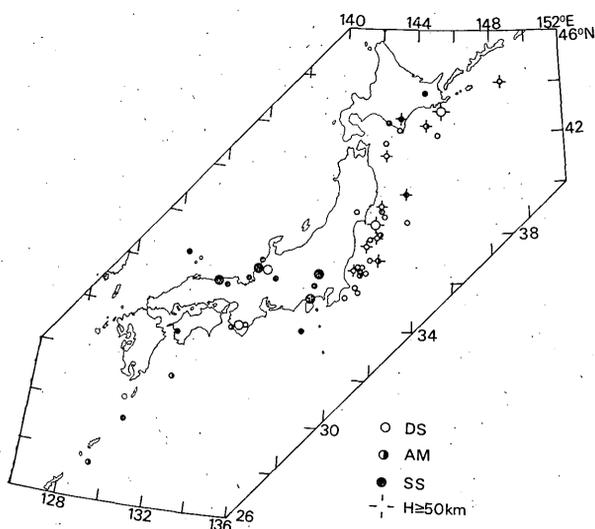


Fig. 13 Geographic distribution of non-tsunami-genic earthquakes from 1927 through 1971, classified by the nature of faulting and the focal depth of earthquakes " $H$ ".

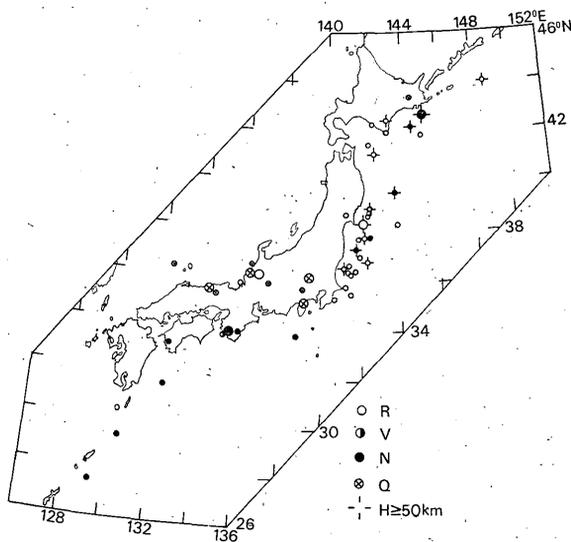


Fig. 14 Geographic distribution of non-tsunami-genic earthquakes from 1927 through 1971, classified by the fault type and the focal depth of earthquakes " $H$ ".

波が発生しなかった地震のメカニズムについて調べてみる。 $M \geq 6.5$ かつ $H \leq 60$  kmの地震で津波が発生しなかった地震のうち、メカニズムの判明しているものを示したのがFig. 13とFig. 14である。この図には参考のため陸上のものも含めてあるが、図中の区別はFig. 7とFig. 8に対応させて同じにしてある。陸上のはすでに述べたようにSS型で水平断層のものが多いが、海で発生したものは津波が発生したものと同じDSで逆断層が多い。海で発生したものは東北太平洋に多いが、これらの中には震源の深さが50 km以上のものが多い。とくに $M$ が7.1と7.2の2つの地震は明らかに震源が深い。したがって、この地域における津波の発生の有無は $M$ が7.0前後でも、震源の深さが地震のメカニズム以上に大きく左右しているといえそうである。さらに、海域の地殻構造も関係していることも考えられる。というのは、本震による大規模海底変動後、最大余震が $M$  7.クラスであっても、津波は $M$ に比して小さいか、発生しないことがあるからである。このことは本震以前と以後でこの海域の地殻構造がかなり変質したものと考えられる。このことは松田(1969)のいう地殻の破壊度と関係があるかも知れない。規模の大きい地震の群発する福島県沖の場合もこのことがいえそうである。

しかしながら、津波予報への適用の際大きな問題は、地震発生後直ちに地震のメカニズムが決定出来ないことで

ある。したがって、現在のところ津波予報へ適用することは難かしいが、今後何らかの方法（たとえ、それが単なる定性的な1つの傾向を示すものであっても）で地震のメカニズムが判別出来るようになれば、きわめて有益なものとなるであろう。

## 6. 津波の波源域とその形成

津波の波源域について日本付近で発生した津波について統計的に調べた飯田（1963 a）および羽鳥（1969）の研究がある。飯田は津波の波源域の長さ  $L$  (linear dimension, 波源域を楕円形としたときの長軸の長さ) と地震のマグニチュード  $M$  との間に

$$\log L = 0.5M - 1.6 \quad (16)$$

の関係がなりたつことを示し、羽鳥も多くのデータからこの関係を支持した。また、羽鳥は波源域の面積  $S$  と  $M$  との間にも関係があり、とくに三陸沖では次の比較的良好な関係を見出した。

$$\log S = 1.07M - 4.12 \quad (17)$$

Fig. 15 の直線はこれを示したものである。この図には次のところで説明する1896年の津波のデータもプロットしてある。さらに、羽鳥（1972 b）は  $S$  と  $M$  で説明した定義による津波のマグニチュード  $m$  との間に

$$\log S = 0.4m + 33 \quad (18)$$

の式がなりたつことを示した。つまり、津波の規模は波源域と密接な関係があることは明らかである。したがって、これらの式から、地震のマグニチュードが分かれば、平均的な波源域が推定出来、さらに津波の規模も求

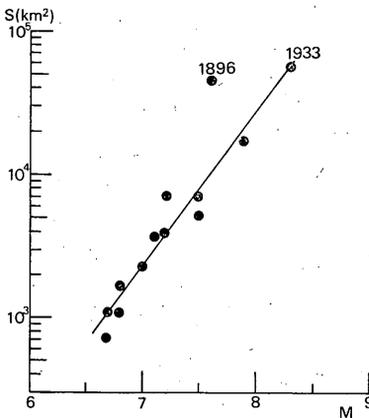


Fig. 15 Relation between the area of tsunami source "S" and earthquake magnitude "M", for which were generated off the Sanriku coast. Numbers of data show calendar year of earthquake occurrence. (after Hatori, 1969)

められる。(余震域も波源域と調和しているという結果が羽鳥（1969）により出されている)

しかしながら、(16)~(18)式はあくまでも平均の関係であって、実際のデータをプロットするとかなりばらついており、なかには極端に平均よりはずれているものがある。その最も顕著なものは、1896年6月15日の三陸津波である。この地震のマグニチュードは7.6であったが、津波の波源面積は羽鳥（1967）によれば1933年の三陸津波 ( $M$ ; 8.3) に匹敵する大きさである。Fig. 15 はこのことを示しているが、1896年の津波の波源面積は彼の論文では数値を出していないので、図より長軸の長さ400 km, 短軸の長さ140 kmの楕円として計算した。さらに波源域周縁の高さは1933年の津波のその2倍に達するものである。これについて、羽鳥は1896年の波源が1933年のものより沿岸に近いこと、波源域の向きが異なるためその指向性によることなどで、沿岸の異常な高さを説明出来るといっているが、波源そのものの異常は説明していない。

このことについて、最近興味ある解釈が提唱された。それはすでに3項で説明した長宗（1971）の大地震の生成についての考え方に関連し、金森（1970 b）の長周期表面波を用いた地震のマグニチュードの値は7.6よりはるかに大きくなるという考え方である。最近この地震について金森（1972 b）はイタリアの観測所の記録から、数秒周期の波では  $M$ ; 7クラス、20秒周期の波では8クラスと計算した。さらに、本震と同じorderの余震が発生している (Omori and Hirata, 1899) ことも考え合わせ、周期と共に地震のマグニチュードが大きくなる変動として、弾性破壊は考えにくく、かなりゆっくり地殻変動の進行する粘弾性地震のようなものを考えるのが自然であるといっている。これについて詳しい説明は将来の研究にまっところが多いといっているが、津波発生と結びつけるとき、次のような矛盾がある。

それは海底変動にともなう津波の波源形成の問題である。Aida（1969）の数値実験によれば、水平変動の継続時間は長波の速度と変動速度との比に関係するが、実際上数分程度ならば、津波発生に関する限り、変動は瞬間的におこったものと変わらない。問題は上下変動の継続時間が津波の高さに与える影響である。これについて中村（1953）、中村・鈴木（1966）、相田（1970）および梶浦（1970）の研究がある。これらの結果は必ずしも一致しているわけではないが、この時間が長くなれば影響を与えることは明らかである。ただし、波源域、その海深などが関係し、やや複雑である。中村（1953）によ

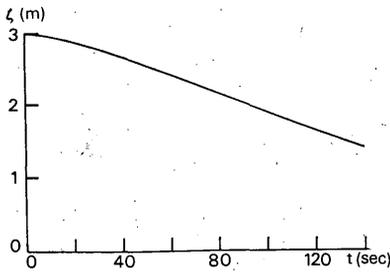


Fig. 16 The maximum height of elevation "z" of the sea surface at the tsunami source versus the duration time of deformation of submarine bed "t". (after Nakamura, 1953)

れば、Fig. 16 に示すように継続時間が約2分で、津波の高さは約2分の1になってしまう。この場合海底は一定の深さ4 km、海底変動域の半径50 km、最大の高さ3 mとして計算したものであるが、海底を傾斜させた場合(中村・鈴木, 1966)でも若干複雑になるだけで同じ傾向を示し、1964年の新潟津波に適用させて妥当な結果を得ている。波源域が非常に大きくなると数分程度まであまり変わらないといっている(Kajima, 1970)。いま、海底の平均の上下変位 $a_m$ 、海底変動の面積を $S$ とすれば、津波のポテンシャルエネルギー $Et$ (飯田, 1963 b)は

$$Et = \frac{1}{2} \rho g a_m^2 S \quad (19)$$

である。ここで $\rho$ は海水の密度、 $g$ は重力の加速度である。ここで、1899年の場合をとりあげ、 $M 7.6$ の地震が弾性破壊によって起こるとしたときの $Et$ 、 $a_m$ および $S$ をそれぞれ $Et_0$ 、 $a_{m0}$ および $S_0$ とすると、

$$Et_0 = \frac{1}{2} \rho g a_{m0}^2 S_0 \quad (20)$$

となる。したがって、(19)と(20)より

$$Et/Et_0 = (a_m/a_{m0})^2 \cdot (S/S_0) \quad (21)$$

いま、この地震が粘弾性破壊によるものとする、上記に述べた波源面積は拡大するが、一方、変動継続時間は数100秒ともいわれているので、上下変動つまり $a_m$ はかなり小さくなるであろう。そこで、 $S=10 S_0$ および $a_m=0.5 a_{m0}$ とすると、 $Et/Et_0=2.5$ となる。一方、羽鳥(1970)の計算から左辺は $10^2$  orderであるから、この値と全く矛盾する。もし、 $a_m$ が小さくならないとすると $S=10^2 S_0$ でなければ $Et/Et_0=10^2$ とはならない。このことは実際上考えられる数値ではない。したがって、粘弾性地震による津波発生という説明に無理があるようである。今後津波源形成の正確なデータの蓄積と理論の発展によって、この問題の解決が期待出来るかも知れない。前者の1つに波源付近で海底近くに設置されるハイドロフォンがある。これは津波予報にも役立つであ

らう。

以上のほか津波の波源の方向性や津波の波源形成の効率など津波など津波の発生論と関係ある重要な問題があるが、次の機会に譲ることとしたい。

## 7. ま と め

以上の結果をまとめてみると次のようになる。

1) 津波の規模を定義から3つのグループに分けられる。第1のグループは沿岸で記録される津波の最大の高さおよび災害程度を関数とするもの、第2のグループは津波の波源における初動を関数とするもので、第3のグループは津波の初動振幅または最大振幅および震央距離または津波の伝ば距離の2つを関数とするものである。

2) 第1のグループの津波の規模は今村一飯田の規模スケールが基準となっており、その他の多くのものはすべてこれは対応させることが可能がある。津波予報のためには「オオツナミ」はこのスケール2以上で「ヨワイツナミ」は0~1に相当する。

3) 第2のグループは最も rigorous なものであるが、波源域の津波の高さを推定する方法に大きな仮定はいることに難点がある。将来、波源域で海底津波計で直接津波の観測されるようになれば、最も重要なものとなるであろう。

4) 第3のグループは地震のマグニチュードの定義に対応させたものであるが、津波の振幅の減衰係数のとり方に問題がある。

以上の多くの著者によって決められた津波の定義はそれぞれ一長一短があつて、まだ最終的なものになっていない。ここで、とくにことわらない限り津波の規模スケール $m$ は今村一飯田のものである。

5) 地震のマグニチュード $M$ と $m$ の関係は $m=3.50M-25.25$ である。しかし、この式から求められる平均値からの偏差には地域差がみとめられる。すなわち、東北日本の太平洋側は複雑である。日本海の北部とオホーツク海では、 $M$ に比べて $m$ が大きい地域が見られる。千島列島南部、福島県沖、茨城県沖および日向灘の一部にもこのような傾向が見られる。三陸沖および関東地方一紀伊半島沖は平均的なものである。ここで $M$ はJMAマグニチュードであるが、長周期表面波から得られた地震のマグニチュードを用いた方がよい関係が得られるかも知れない。

6) 震源の深さ $H$ についていうと、 $H \geq 80$  kmでは地震のマグニチュードに関係なく、津波は起こりにくく、 $H \geq 50$  kmでは $m$ の大きな津波の例は少ない。

7) 津波を起こす地震のメカニズムは dip-slip 型の逆断層が大部分である。津波の規模との関係では, dip-slip 型は strike-slip 型より  $M$  に比して  $m$  が大きい傾向を示す。正断層, 逆断層による津波の規模の影響はなさそうである。実用上 strike-slip による津波は  $m$  にして 1 階級下げた方がよさそうである。また  $H \geq 50$  km の場合も同じ操作をするとよさそうである。このようにして補正したあとの  $M$  と  $m$  の関係は  $m = 3.27 M - 23.51$  となり, いくつかの式より分散が小さい。しかしながら, 地震のメカニズムを地震発生直後直ちに求めることが出来ないで, 津波予報への適用は難しい。

8) 津波の波源は津波の規模が増すと共に大きくなる傾向にある。この関係から極端にずれた大きい津波のうち, 1896年の三陸津波は金森(1972)によれば粘弾性破壊による地震より発生したものであるといている。しかしながら, 海底変動にともなう津波の波源形成に関係し, 粘弾性地震では海底変動の継続時間が長くなる。したがって, 波源域が増大しても, 波源の津波の高さは上下の海底変動量より小さくなるので, 海源域と高さの 2 乗に比例する津波のポテンシャルエネルギーは必ずしも極端に大きくはならない。粘弾性地震が津波を大きくするという説明にいまのところ矛盾がある。

## 謝 辞

地震のメカニズムについての未発表の結果および未印刷の原稿などを利用して頂いた気象研究所市川政治博士, 東大地震研究所羽鳥徳太郎博士, さらに大地震および津波発生について意見を聞かせて頂いた気象研究所長宗留男博士, 東大地震研究所相田勇助教授の方々に厚く御礼申上げる。

## 参 考 文 献

- 阿部邦昭 (1971): 津波の数値計算と波高の予測, 海洋科学, 4 海洋の情報処理, 18-24.
- Aida, I. (1969): Numerical Experiments for Tsunami Caused by Moving Deformations for the Sea Bottom, Bull. Earthq. Res. Inst., 47, 849-862.
- 相田勇 (1970): 1923年関東地震津波の数値実験, Bull. Earthq. Res. Inst., 48, 73-86.
- Aki, K. (1966): Generation and Propagation of  $G$  Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964, Part 1. A Statistical Analysis, Bull. Earthq. Res. Inst., 44, 23-73.
- Ambraseys, N. N. (1962): Data for the Investigation of the Seismic Sea-waves in the Eastern Mediterranean, Bull. Seis. Soc. Amer., 52, 895-913.
- Ambraseys, N. N. (1965): Data for the Investigation of Seismic Sea-waves in Europe, IUGG Nomographs, No. 29, 78-81.
- Balakina, L. M. (1970): Relationship of Tsunami Generation and Earthquake Mechanism in the Northwestern Pacific, Tsunami in the Pacific Ocean (Proceeding of International Symposium on Tsunamis and Tsunami Research), East-West Center Press (U. S. A.), 47-55.
- 羽鳥徳太郎 (1967): 1896年の三陸津波の波減域および1933年の津波との比較, 地震, Ⅱ, 20, 164-170.
- Hatori, T. (1969): Dimension and Geographic Distribution of Tsunami Source near Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., 47, 185-214.
- Hatori, T. (1970): Vertical Crustal Deformation and Tsunami Energy, Bull. Earthq. Res. Inst., 48, 171-188.
- Hatori, T. (1972 a): A Method for Determining Tsunami Magnitude, IUGG Comptes Rendus No. 17, 157 (abstract). Full paper の原稿リコピーは直接著者より寄贈, ソ連の雑誌に印刷の予定.
- 羽鳥徳太郎 (1972 b): 1971年9月6日のサハリン南西沖の津波, 地震, Ⅱ, 25, 218-224.
- 市川政治 (1966): 日本付近の地震のメカニズムに関する統計的研究と二, 三の問題, 研究時報, 18, 83-154.
- Ichikawa, M. (1971): Reanalyses of Mechanism of Earthquakes which Occurred in and near Japan, and Statistical Studies on the Nodal Plane Solutions Obtained, 1926-1968., Geophys. Mag., 35, 207-274.
- Iida, K. (1958): Magnitude and Energy of Earthquakes Accompanied by Tsunamis, and Tsunami Energy, J. Earth Sci., Nagoya Univ., 6, 101-112.
- Iida, K. (1963 a): Magnitude, Energy, and Generation Mechanisms of Tsunamis, and a Catalogue of Earthquakes Associated with Tsunamis, IUGG Monograph No. 24, 7-18.
- Iida, K. (1963 b): On the Estimation of Tsunami Energy, IUGG Monograph, No. 24, 167-173.
- Iida, K., D. C. Cox and G. Pararas-Carayannis (1967): Preliminary Catalog of Tsunamis Occurring in the Pacific Ocean, Rept. Hawaii Inst. Geophys., Univ. Hawaii, No. 5, pp. 261.
- Iida, K. (1970): The Generation of Tsunamis and the Focal Mechanism of Earthquakes, Tsunamis in the Pacific Ocean (Proceedings of International Symposium of Tsunamis and Tsunami Research), East-West Center Press (USA), 3-18.
- Iida, K. (1972 a): Review of Tsunami Magnitude, IUGG Comptes Rendus No. 17, 158-159. (abstract)
- Iida, K. (1972 b): Redefining Tsunami Magnitude, IUGG Comptes Rendus No. 17, 158. (abstract)
- 今村明恒 (1942): 日本津波史, 海洋の科学, 2, 74-80.
- 今村明恒 (1949): 本邦津波年代表, 地震, Ⅱ, 2, 23-28.
- Kajiura, K. (1970): Tsunami Source, Energy and Directivity of Wave Radiation, Bull. Earthq. Res. Inst., 43, 835-869.
- Kanamori, H. (1970 a): Synthesis of Long-period Surface Waves and Its Application to Earthquake Source Studies-Kurile Islands Earthquake of October 13, 1963, Journ. Geophys. Res., 75, 5011-5027.
- 金森博雄 (1970 b): 巨大地震はいかにして起こるか, 自然, 25, 10月号, 92-99.
- Kanamori, H. (1971 a): Seismological Evidence for a Lithosphere Normal Faulting-the Sanriku Earthquake

- of 1933, *Phys. Earth. Planet. Interiors*, **4**, 289-300.
- Kanamori, H. (1971 b): Faulting of the Great Kanto Earthquake of 1923 as Revealed by Seismological Data, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **49**, 13-18.
- Kanamori, H. (1971 c): Great Earthquakes at Island Arcs and the Lithosphere, *Tectonophysics*, **12**, 187-198.
- Kanamori, H. (1972 a): Tectonic Implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido Earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **5**, 129-139.
- 金森博雄 (1972 b): 地震の多様性と防災, *自然*, 11月号, 74-80.
- 勝又護 (1966): 日本付近の地震津波の表, *験震時報*, **30**, 47-50.
- 気象庁 (1958): 日本付近の主要地震の表 (1926-1956), 地震月報別冊 1.
- 気象庁 (1966): 日本付近の主要地震の表 (1957-1962), 地震月報別冊 2.
- 気象庁 (1972): 日本付近の主要地震の表 (昭和36年-昭和45年), 地震月報別冊 4.
- 松田時彦 (1969): 活断層と大地震—地震現象解明のために—, *科学*, 8月号, 398-407.
- Nagamune, T. (1971): Source Regions of Great Earthquakes, *Geophys. Mag.*, **35**, 333-399.
- 長宗留男 (1973): 実体波から求められる大地震のマグニチュード, *験震時報*, **37**, 1-8.
- Nakamura, K. (1953): On the Waves Caused by the Deformation of the Bottom of the Sea I, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 5, *Geophys.*, **5**, 167-176.
- 中村公平・鈴木将之 (1966): 新潟地震津波について, *東北地域災害科学研究*, 121-131.
- Omori, F. and K. Hirata (1899): Earthquake Measurement at Miyako, *Jour. Sci. Coll., Imp. Univ., Tokyo*, **11**, 161-203.
- 理科年表 (1973): 日本付近の被害地震年表, 東京天文台編, 丸籍, 地153-180.
- Sieberg, A. (1932): Die Erdbeben in B. Gutenberg's Handbuch der Geophysik, **4**, Berlin, Ed. G. Borntraeger.
- 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 (USA), 149-163.
- 宇佐美龍夫 (1972): 東北地方の古い地震, 東北技術だより, 第59号, 29-38.
- 渡辺偉夫 (1963): 津波のマグニチュードを定める一方法と津波判定への応用, *験震時報*, **37**, 149-162.
- 渡辺偉夫 (1968): 日本およびその周辺 (沖縄および南千島を含む) の津波の表, *地震*, **II**, **21**, 293-313.
- Watanabe, H. (1970): Statistical Studies of Tsunami Sources and Tsunamigenic Earthquakes Occurring in and near Japan, Tsunamis in the Pacific Ocean (Proceeding of International Symposium on Tsunamis and Tsunami Research), East-West Center Press (USA), 99-117.
- Wickens, A. J. and J. H. Hodgson (1967): Computer Re-evaluation of Earthquake Mechanism Solutions, *Publ. Dominion Obs. Ottawa*, **33**, No. 1, pp 560.
- Wilson, B. W. (1962 a): III, Characteristics of Tsunami Waves, 8, Statistical Evidence, Magnitude and Energy of Tsunamis, Nature of Tsunamis NESCO Technical Report No. SN 57-2; 43-56.
- Wilson, B. W. (1962 b): IV, Tsunami Waves in Water of "Infinite" and "Finite" Depth, 16 Experimental Evidence on Dispersive Wave Height Decay, Nature of Tsunamis, NESCO Technical Report No. SN 57-2, 112-114.