

## 大津波の波形と最大波高について\*

渡 辺 偉 夫\*\*

550. 342

### On the Wave-form and Maximum Height of Large Tsunamis

Hideo Watanabe

(Seismological Division, J. M. A.)

The purpose of this study is to clarify the features of the wave-form and the maximum height of large tsunamis by classifying the tide-gage records in three types, A, B and C. The "A" type record is made up of the wave which arrives directly from the tsunami source. The "B" type record consists mainly of several grouped waves which propagate along the continental shelf and island-arc side, and often is divided into two or three groups. The "C" type is the combination of the "A" and "B" types. The data in this study are used four tsunamis; the Kamchatka Tsunami of Nov. 4, 1952, the Aleutian Tsunami of March 9, 1957, the Chilean Tsunami of May 22, 1960 and the Alaska Tsunami of March 28, 1964.

The A type occurs mostly at isolated islands in the Pacific Ocean and partially at continental coasts. The B type is mainly distributed on the continental coast and island-arc side. The distribution of the C type differs from tsunami to tsunami.

The relationships between delay time of maximum wave and travel time of initial wave are as follows:

- 1). The A and C types show a constant delay time ( $t_D$ ) for all travel times.
- 2). The first group of B and C types shows a constant delay time ( $T_1$ ) or a slow decrease of delay time for travel time. This wave may be mainly explained as edge wave occurred secondarily by direct wave from the source. The second and third groups of B and C types show the definite decrease of delay times ( $T_2$  and  $T_3$ ) for travel time. These waves may be mainly explained as edge wave produced secondarily by reflected wave.

The height of the maximum wave of A and C types ( $h$ ) shows generally decreasing height with travel time. This tendency shows normal damping of a tsunami, though the damping coefficient is very small. The maximum height along the propagated path between Kamchatka and Chile shows an increase, however, the reverse of normal case already shown. The heights of B and C types ( $H_1$ ,  $H_2$  and  $H_3$ ) increase with travel time for all groups. These waves may have received by the continuous supply of energy by direct wave from the source and edge waves occurred secondarily by direct and reflected waves, though the exact consideration will be remained in future.

Applying these results, the tsunami warning will be expected to issue better informations on the maximum height of a large tsunami and its arrival time latter.

#### 1. ま え が き

一般に沿岸の検潮所で観測される津波の記録は非常に

複雑な波形をなし、各検潮所の記録の間には何ら関係がないように見える。すなわち、検潮所付近の沿岸効果が初動部分を除いて極めて大きく現われ、とくに最大波についてはそうである。とりわけ、中および小津波では、波源からの spectrum は短周期のものが卓越している

\* Received Nov. 22, 1971

\*\* 気象庁地震課

考えられているので、local な小規模の沿岸効果が波源から伝播した短周期 spectrum と response し、記録の大部分を乱すことになる。一方、太平洋沿岸全域で観測されるような大津波の場合、波源からの spectrum は長周期のものが卓越するため、短周期の沿岸効果は確かに認められるが、巨視的に見ると、各検潮所の記録の間ではある関係が認められる可能性は存在するであろう。

吉田(1953, 1963)は太平洋沿岸全域で観測した大津波の検潮記録から、最大波の到着時刻の遅れの時間は、津波の走時と共に linear に増加していることを見出した。同時にこの遅れの時間は太平洋中の孤島の値と大陸沿岸に沿った値とで異っていることも見出した。この事実を量的に検討するため、海底の不規則性のためにおこる波のエネルギー分散にもとづく統計的モデルを提唱した。

しかしながら、観測結果は必ずしも彼のモデルとすべてが一致していないように見える。とくに1960年のチリ

津波の場合はそうである。Fig.1は1つの検潮記録のうち、最大波についてその発現時刻の遅れの時間(最大波の発現時刻と津波の始まりの時刻との差、delay time と定義する)を津波の走時との関係で示したものである。資料は後で述べる調査資料よりとった。これを見ると、かなりばらつきが大きく、単に2つの直線で処理することは難しい。一般的には delay time は観測点付近の大きな地形に左右されていることは Fig. 2 を見ると明らかである。すなわち、太平洋中の孤島およびアジア大陸北東部の島孤(アリューシャン列島、日本列島、フィリピンなど)では、delay time は津波の走時と共に大きくなっている傾向が見られるが、全般的には他の領域より小さい。

オーストラリアとニュージーランド沿岸および南北アメリカ大陸の大きな湾では、次に大きく、南北アメリカ大陸の沿岸では最も遅れている。(図中の点線は上述の区別にもとづいた単なる境界である)とくに、波源に近いチリ沿岸では、津波が到着後数時間後最大となっていることは興味深いものである。以上の場合も吉田の場合も、1つの検潮記録のうち最大波1つを取って解析したものであるが、以下に述べるように、筆者は記録をいくつかの波形および波群に分類し、各型および各群について最大波の特性を調査および解析したものが、本報告である。

Fig. 3 に示すように、大津波の記録波形をA、BおよびCの3つに分類した。A型は主な波が1つあるいは2つしかない場合で、おそらく波源から直接到着した波で、単独波か波数は僅かである。A型で波が1つの場合はA<sub>1</sub>型、波が2つの場合をA<sub>2</sub>型(波が3つないし4つの場合もあるが、これもA<sub>2</sub>型に含める)とする。A<sub>2</sub>型はA<sub>1</sub>型が海底地形によって変形したものと考えてよい。B型はいくつかの紡錘形の波群で、これは大陸棚および島孤に沿って伝播する edge 波的なものと考えられる。\*

津波の際発生する edge 波について、中村(1962)、中村と筆者(1962)、羽鳥・高橋(1964)、羽鳥(1965)、相田・羽鳥・小山・梶浦(1968)および相田(1969)の研究および調査がある。B型は波群が1つの場合B<sub>1</sub>型、2つの場合B<sub>2</sub>型、3つの場合B<sub>3</sub>型(波群が4つ以上の場合もあるが、波高が小さいので省略する)とする。C型はA型とB型との合成で、それぞれC<sub>1</sub>型、C<sub>2</sub>型および

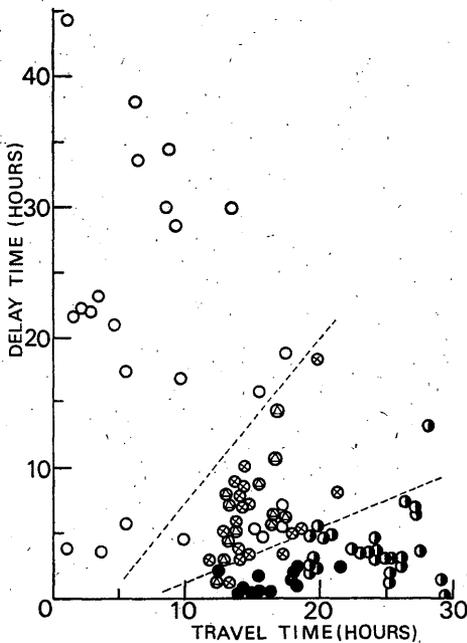


Fig. 1 Relationship between delay time of the largest wave and travel time of initial wave, classified by the following symbols,

- : the coasts of north and south America excluded big bay,
- ⊙: the big bays in north and south America,
- ⊗: the coasts of Australia and New Zealand,
- : the Aleutian Islands and the island-arc side of north-eastern Asia,
- : the isolated island in the Pacific Ocean.

\* 厳密に云うと検討の余地はある。陸棚を伝わる波として、Coupling wave や trapped wave などがあるが、紡錘形の分散波の性質を持つ波として edge 波が主役をなすと考えることは、決して大きな誤をおかしていないであろう

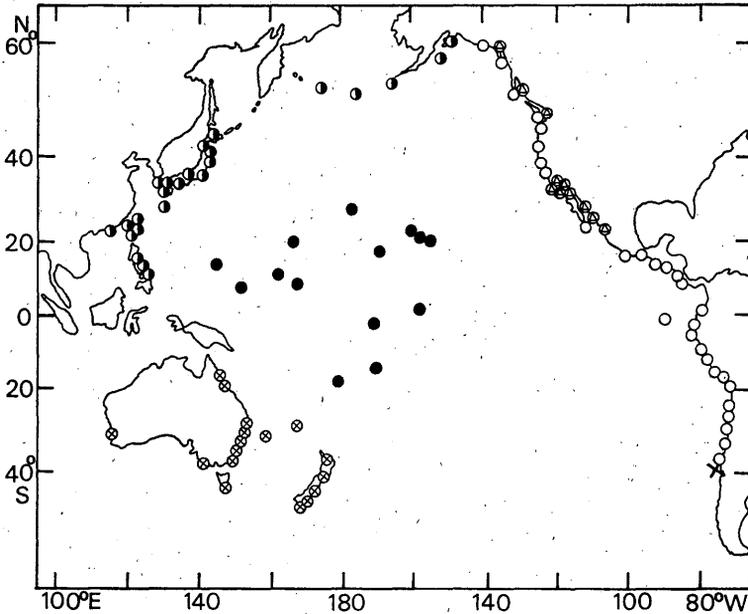


Fig. 2 Geographic distribution of recorded tide stations, classified by the symbols shown in Fig. 1.

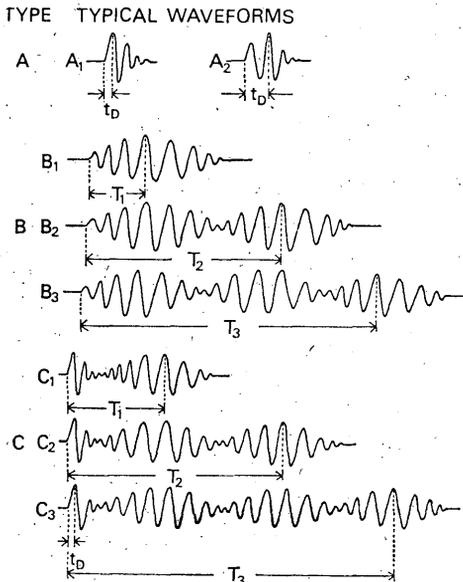


Fig. 3 Typical wave-forms and delay times of maximum wave.  $t_D$  denotes delay time of A and C types, and  $T_1$ ,  $T_2$  and  $T_3$  denote the one of B and C types respectively.

び  $C_3$  型に分けられる。

Fig. 3 に示した  $t_D$  は A および C 型の delay time を

表わし、 $T_1$ ,  $T_2$  および  $T_3$  は  $B_1$ ,  $B_2$  および  $B_3$  各型あるいは  $C_1$ ,  $C_2$  および  $C_3$  のそれぞれの delay time を示す。つまり、これらの delay time は各型の津波の始まりからの遅れの時間を示すものである。

## 2. 資料

解析に使用した資料は最近太平洋沿岸全域で記録が得られた次の4つの大津波である。すなわち、1952年11月4日のカムチャツカ津波、1957年3月8日のアリューシャン津波、1960年5月22日のチリ津波および1964年3月28日のアラスカ津波である。(時刻は U.T.)

これらの津波により得られた記録は上に述べた各型のいずれかに分類することができる。Fig. 4 から Fig. 6 までの記録はいくつかの実例について各型および各群を分類して示したものである。

Fig. 4 は A 型の例である。1) は  $A_1$  型で1960年のチリ津波における Johnston 島の記録で、主な大きな波は最初の1つだけである。2) は  $A_2$  型で1952年のカムチャツカ津波における Midway 島の記録で、 $A_1$  より複雑であるが第2ないし第3番目の波が最大である。Fig. 5 は B 型の例である。1) は  $B_1$  型で1952年のカムチャツカ津波における北米カルフォルニアの San Diego の記録で、典型的な分散波形が見られる。2) は  $B_2$  型で1957年のア

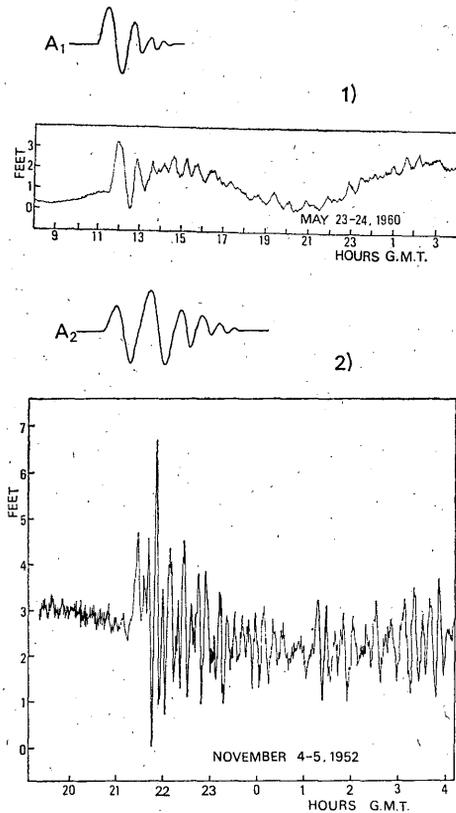


Fig. 4 Tide-gage records corresponded to  $A_1$  and  $A_2$  types respectively. 1) is the tide-gage record of the Chilean Tsunami of 1960 at Johnston Island and 2) the one of the Kamchatka Tsunami of 1952 at Midway Island.

リューシャン津波におけるアラスカ Attu 島の記録で、複雑なものであるが波群は2つあることが分る。

Fig. 6はC型の例である。1)は $C_1$ 型で1964年のアラスカ津波における記録で、メキシコの Ensenda, B. C の記録で、A型と $B_1$ 型の合成である。2)は $C_2$ 型で1960年のチリ津波におけるメキシコ Acapulco の記録で、A型と $B_2$ 型の合成である。全記録上の最大波高は第1波が到着後10時間以上遅れて現われている。3)は $C_3$ 型で1960年のチリ津波におけるチリの Caldera の記録で、A型と $C_3$ 型の合成である。この記録で注目すべきことは、全記録上の最大波高が第1波が到着後約1昼夜経過して発生していることである。

なお、資料は筆者が1969年ハワイの国際津波情報センター (International Tsunami Information Center: ITIC) に滞在中得られた上記津波の記録のコピー、東

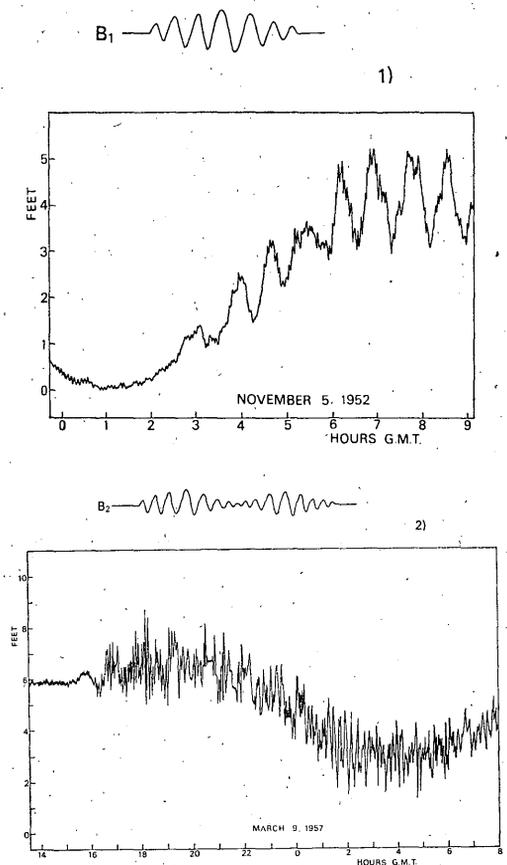


Fig. 5 Tide-gage records corresponded to  $B_1$  and  $B_2$  types respectively. 1) is the tide-gage record of the Kamchatka Tsunami of 1952 at San Diego, California and 2) the one of the Aleutian Tsunami of 1957 at Attu Island, Alaska.

大地震研究所梶浦研究室から借用した1957年のアリューシャン津波の記録のコピーおよび日本国内では各検潮所より直接送付された上記津波の記録のコピーを使用した。更に次の各種津波の調査報告の中に掲載されている検潮記録も参考として使用した。すなわち、U.S.C.G.S. (1953), 気象庁地震課 (1953), Salsman (1959), 気象庁 (1961), チリ津波合同調査班 (1961), Hellmuth, Guillermo (V.C) and Guillermo (B.) (1963), Berkman and Symons (1964) および Spaeth and Berkman (1969) である。したがって、これらの資料はわれわれが入手出来る最大限の資料であろう。

資料の解析に当って、全記録上で最大波高が0.5フィート (15cm) 以下のものは各型の判定に大きな誤差を

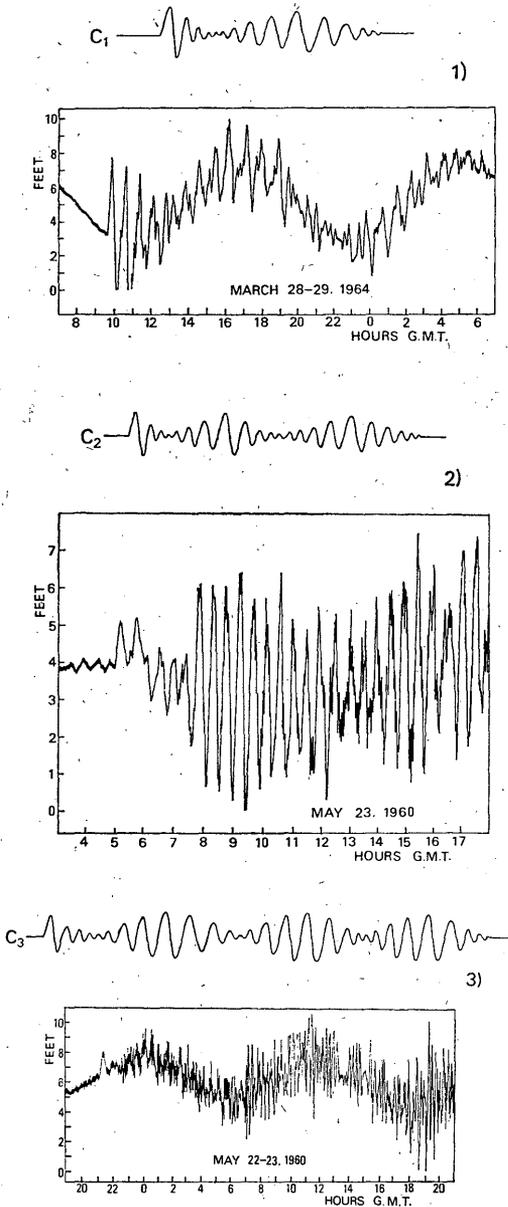


Fig. 6 Tide-gage records corresponded to  $C_1$ ,  $C_2$  and  $C_3$  types respectively. 1) is the tide-gage record of the Alaska Tsunami of 1964 at Ensenda, B. C., Mexico, 2) the one of the Chilean Tsunami of 1960 at Acapulco, Mexico and 3) the one of the Chilean Tsunami of 1960 at Caldera, Chile.

生ずるおそれがあるので除いた。この記録から Fig. 3 に示した各型および各群に分類し、それぞれについて、delay time  $t_D$ ,  $T_1$ ,  $T_2$  および  $T_3$  を測定した。さら

に、各 delay time に対応する波の波高  $h$ ,  $H_1$ ,  $H_2$  および  $H_3$  も測定した。この場合、これらの値は各型および各群のうち見かけ上の最大の波の delay time と波高を取ったものであるが、各型および各群の包絡線を描き、その最大のところの delay time と波高をそれぞれ測定する方が合理的かも知れない。しかし、このようにして描いた包絡線はどうしても測定者の主観が入るおそれがあるので、これを避けるためあえて上述の方法を取った。したがって、このためのばらつきは或程度存在することはやむを得ない。

### 3. 各型の地理的分布

Fig. 7は1952年のカムチャツカ津波の場合で、検潮記録を上述のA, BおよびC型に分類した各検潮所の地理的分布である。各型のサブタイプあるいは各群による区別 ( $A_1$ ,  $A_2$ ;  $B_1$ ,  $B_2$ ,  $B_3$ ;  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$ ) を省略した。何故ならば、これらによる明らかな特徴は得られなかったからである。

Fig. 8は1972年のアリューシャン津波の場合、Fig. 9は1960年のチリ津波の場合、Fig. 10は1964年のアラスカ津波の場合で、Fig. 7と同じ地理的分布である。これを見ると、各津波についていくつかの特徴が見られる。

A型は太平洋中の孤島に主として現われていることは、各津波に共通している。しかし、大陸沿岸および大陸周辺の島弧に現われるA型は、波源と検潮所との相対的位置に関係している。例えば、Fig. 7のカムチャツカ津波では北米カルフォルニア沿岸、Fig. 8のチリ津波では日本列島およびニュージーランド沿岸で、Fig. 10のアラスカ津波では北米大陸沿岸とチリ沿岸に現われている。これは直接波として記録されているため、後述のように反射波の発生源と密接に関係する場所である。

B型は主として大陸棚の存在する大陸沿岸と大陸周縁の島弧に分布している。この領域では陸棚が存在するため、edge波の1つの特徴である紡錘形から、edge波的なものであろう。

C型は見かけ上各津波ごとに異って現われている。例えば、Fig. 7のカムチャツカ津波では日本列島の北部沿岸、Fig. 9のチリ津波では北米カルフォルニア沿岸とチリ沿岸、Fig. 10のアラスカ津波ではペルー沿岸に現われている。これは波源と検潮所との相対位置の外に、波源のメカニズムと関係しているのかも知れない。ということは、波源に関し一方のみに現われているからである。すなわち、カムチャツカ津波では北東—南西方向に、チリ津波では南—北方向に、アラスカ津波では北

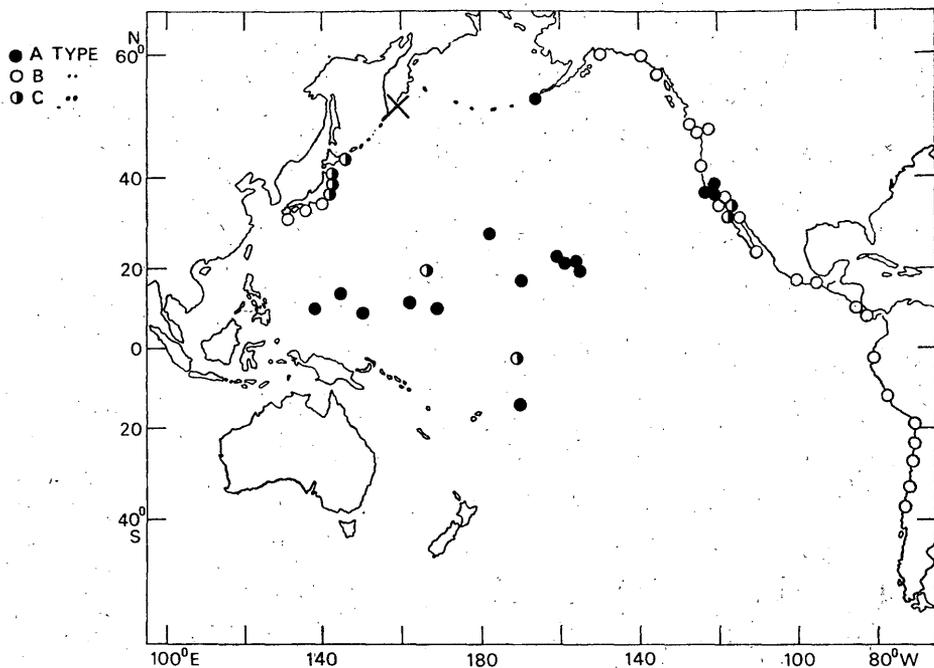


Fig. 7 Geographic distribution of recorded tide stations, classified by A, B and C types for the Kamchatka Tsunami of Nov. 4, 1952.

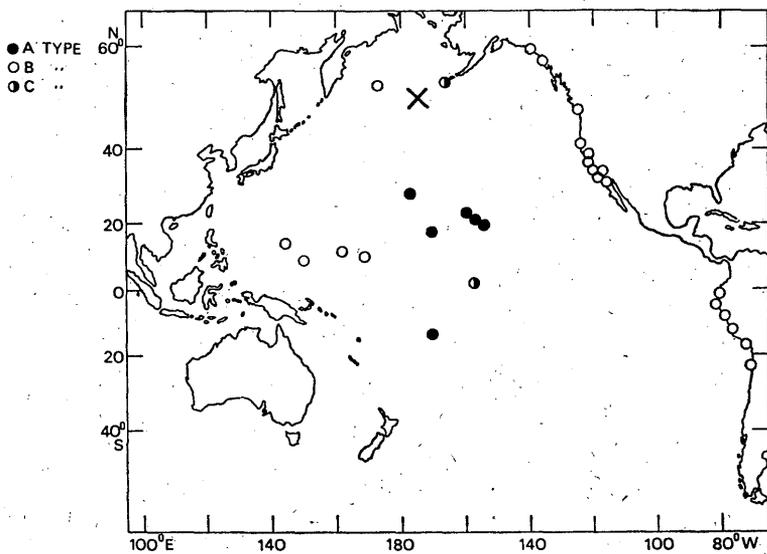


Fig. 8 The same distribution as Fig. 7 for the Aleutian Tsunami of March 9, 1957.

西—南東方向となっており、波源形成と何らかの関係がありそうである。

4. 最大波の delay time

各津波の各型および各群について、走時  $t$  に対する

delay time  $t_D$ ,  $T_1$ ,  $T_2$  および  $T_3$  の関係を調べてみる。Fig 11 は 1952 年のカムチャツカ津波の場合であるが、 $T_3$  に相当する波が発生しなかったため図示されていない。Fig. 12 は 1960 年のチリ津波の場合、Fig. 13 は 1964 年のアラスカ津波の場合である。1957 年のアリユ

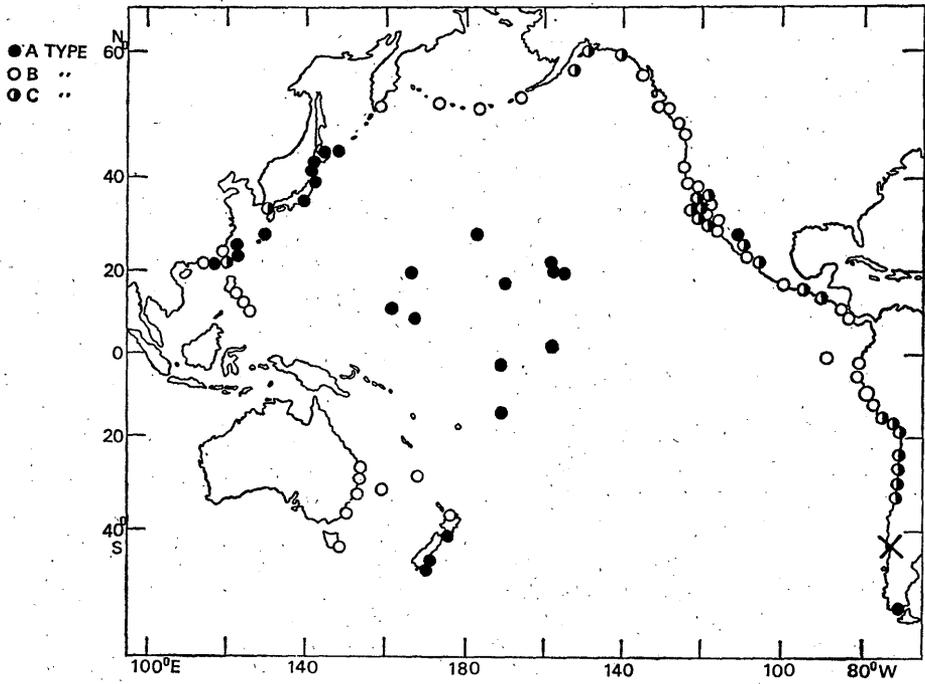


Fig. 9 The same distribution as Fig. 7 for the Chilean Tsunami of May 22, 1960.

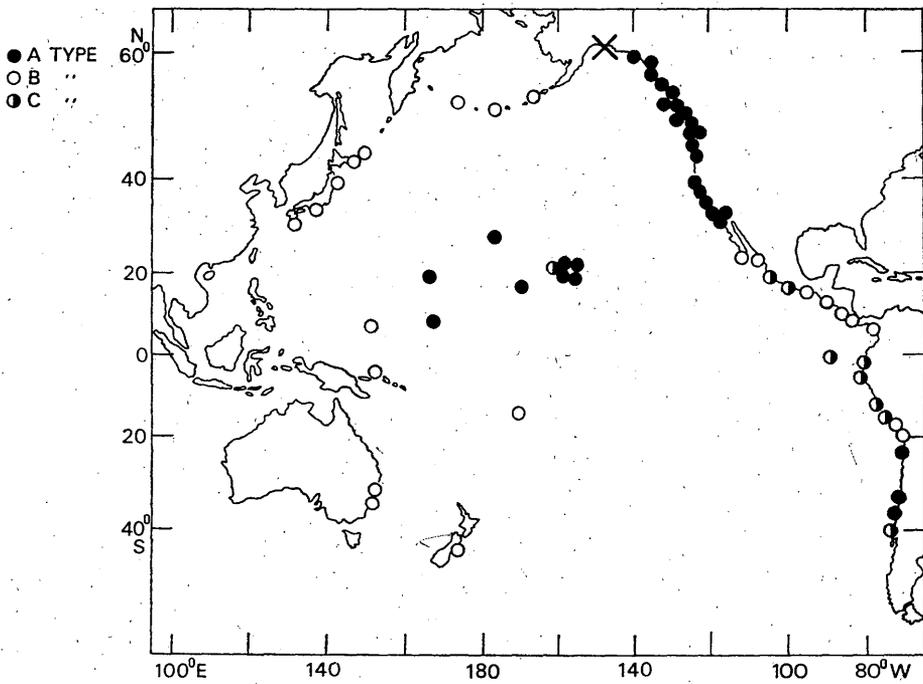


Fig. 10 The same distribution as Fig. 7 for the Alaska Tsunami of March 28, 1964.

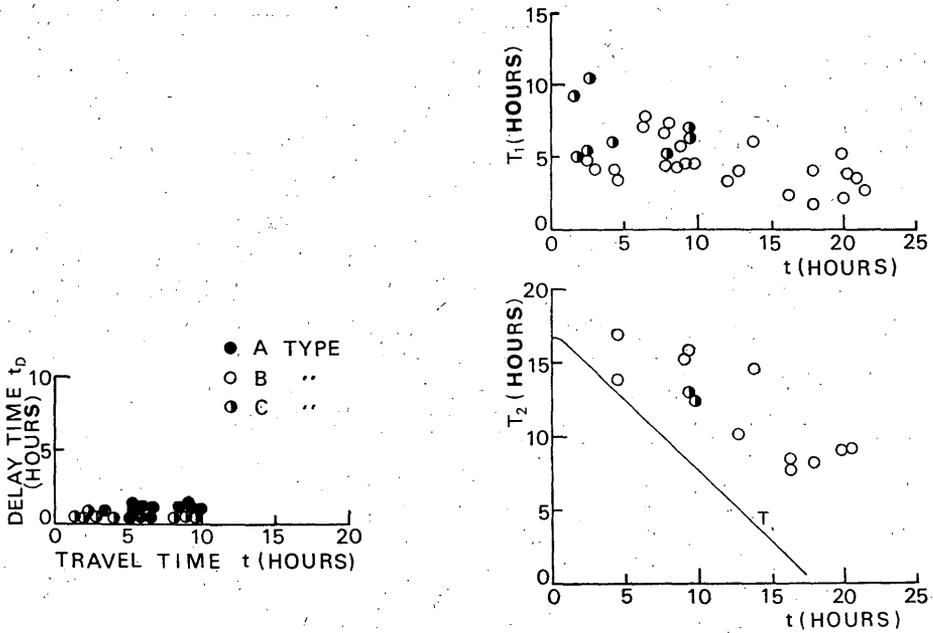


Fig. 11 Relationships between delay times of maximum wave,  $t_D$ ,  $T_1$  and  $T_2$ , and travel time of initial wave,  $t$ , classified by A, B and C types for the Kamchatka Tsunami of Nov. 4, 1952. The curve of  $T$  shows the one obtained from the calculation of reflected wave

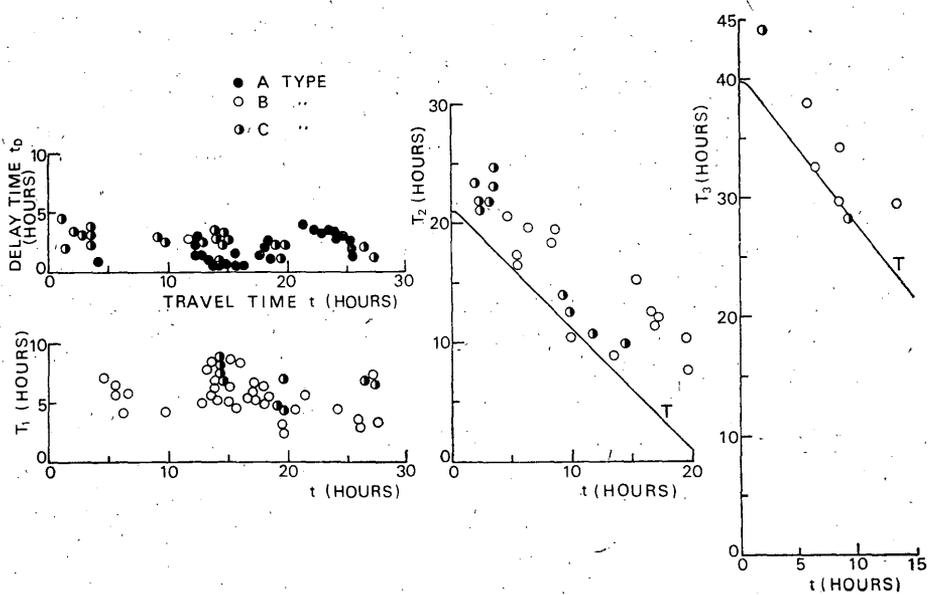


Fig. 12 Relationships between delay times of maximum wave,  $t_D$ ,  $T_1$ ,  $T_2$  and  $T_3$ , and travel time of initial wave,  $t$ , classified by A, B and C types for the Chilean Tsunami of May 22, 1960. The curves of  $T$  show the ones obtained from the calculation of reflected wave

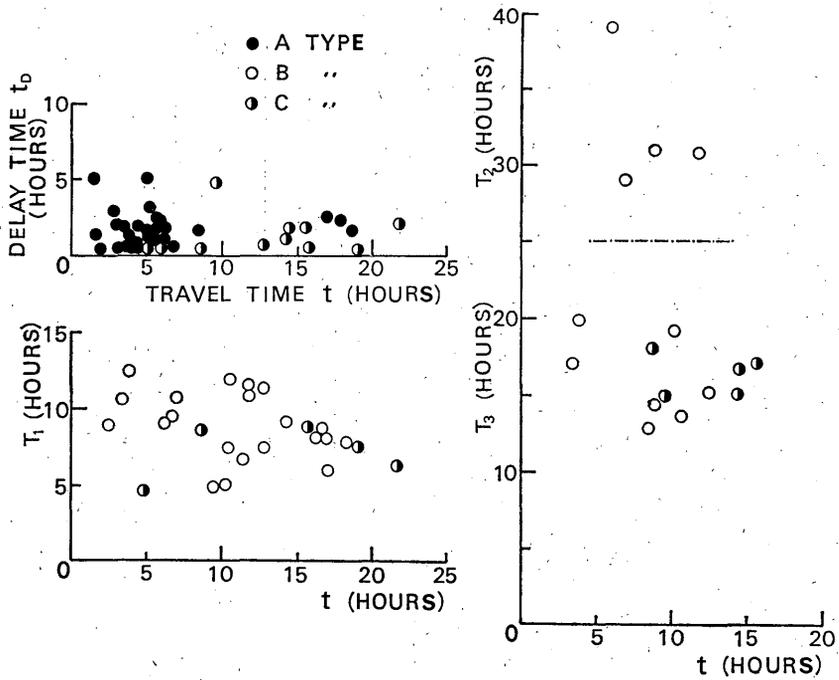


Fig. 13 The same relationships as Fig. 10 for the Alaska Tsunami of March 28, 1964.

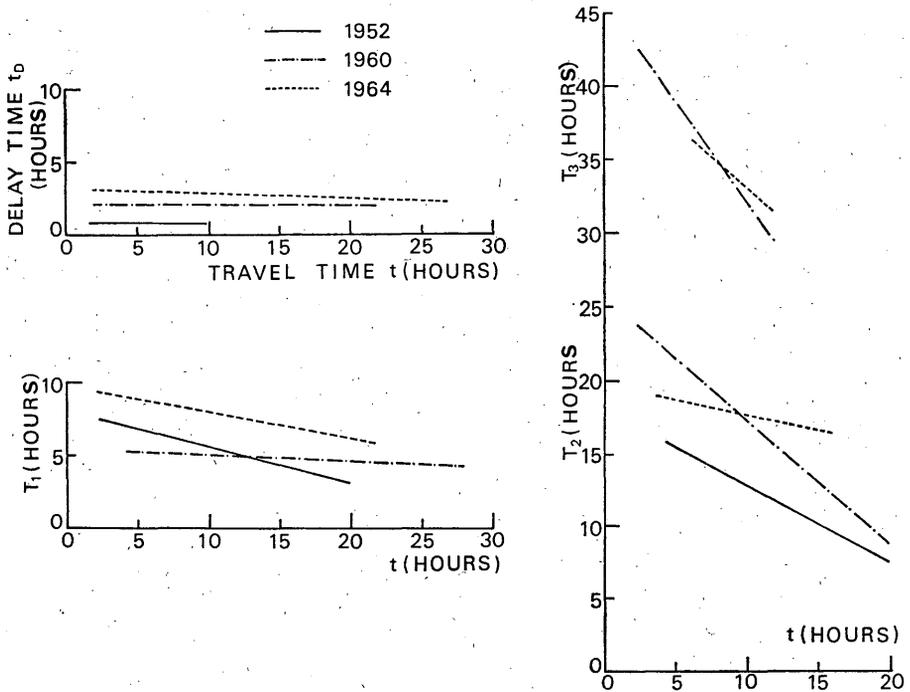


Fig. 14 Relationships between delay times of maximum wave,  $t_D$ ,  $T_1$ ,  $T_2$  and  $T_3$ , and travel time of initial wave,  $t$ , for three large tsunamis.

ーション津波は Fig. 8 から分るように、資料数が30以下で、走時（あるいは到達距離）に対し片寄った位置にしか資料が存在せず、上記の関係を求めることは難しいので、省略した。

これらの関係を見ると、かなりばらついているが、巨視的に見ると  $t$  に関し、 $t_b$ ,  $T_1$ ,  $T_2$  および  $T_3$  は linear な関係にあるように見える。Fig. 14 はこれらの関係をすべて直線と見なして最小自乗法で求めたもので、各津波について  $t_b$ ,  $T_1$ ,  $T_2$  および  $T_3$  を同一スケールに記入したものである。この図から各津波によって若干異なっているが、一般的には次のような関係が得られる。

1)  $t_b$  はすべての  $t$  に対し一定であり、カムチャツカ津波の最小約1時間からアラスカ津波の最大3時間となっている。 $t_b$  に相当する波は波源から直接伝播したもので、大体同じ周期で波源から出発すれば、途中の伝播により大巾な変形がない限りほぼ一定の時間になるものと考えられる。ただし、 $t_b$  の各津波によって異なるのは、波源より放出する波の周期すなわち波源域の大きさに関係するものかも知れない。

2)  $T_1$  はすべての  $t$  に対し一定（約5時間）か、 $t$  の増加に対しやや減少の傾向を示している。この傾向の違いは次のように考えられる。前者は南太平洋沿岸に波源のあるチリ津波であるが、後者は北太平洋沿岸に波源のあるカムチャツカ津波とアラスカ津波とである。一方、この波は波源から直接到達する edge 波であると考えられると、edge 波の発生条件である大陸棚の形状が南北アメリカで異なるためであろう。このことは大陸棚は南アメリカの太平洋岸では顕著に存在するが、北アメリカの太平洋岸ではそれほどでないことからうなづけることである。

3)  $T_2$  と  $T_3$  は  $t$  と共に明らかに減少していることが分る。これは反射波が再び大陸棚に到達して発生した edge 波が主なものと考えられる。このことについて、次項で詳細に説明する。

### 5. 反射波により発生した edge 波

Fig. 15 のように楕円と直線の形をした沿岸で囲まれた海洋を仮定する。この形はたとえば楕円沿岸を南北アメリカ沿岸であり、直線沿岸を日本列島と見なしてもよい。水深はすべて一定で、波源と検潮所とは楕円沿岸に位置し、直線沿岸で反射するものと仮定する。

波源に原点  $O$  を取り、図のように直交軸  $x$ ,  $y$  を定める。 $a$ ,  $b$  をそれぞれ楕円の短軸、長軸とし、 $l$  を楕円の中心から反射源までの最短距離 ( $l$  と直線沿岸とは直

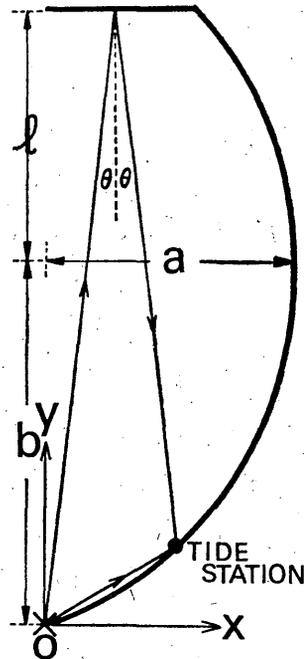


Fig. 15 Schematic diagram for calculating delay time of reflected wave. Notation 0 denotes a tsunami source.

角), さらに  $\theta$  を反射角とすれば、反射に関し次のいくつかの方程式が得られる。

$$T = \sec \theta / v \cdot (2l + 2b - y) - t \quad (1)$$

$$t = \sqrt{x^2 + y^2} / v \quad (2)$$

$$x^2/a^2 + (y-b)^2/b^2 = 1 \quad (3)$$

$$(l+b)^2 \tan^2 \theta / a^2 + l^2/b^2 = 1 \quad (4)$$

ここで  $v$  はよく知られた津波の速度で  $\sqrt{gh}$  ( $g$  は重力の加速度,  $h$  は水深) である。

(1)式は反射波の delay time の定義から、(2)式は走時の定義から得られるものである。(3)式および(4)式は任意の検潮所 ( $x$ ,  $y$ ) と1つの反射波源が楕円沿岸上に存在する条件である。

上の4つの方程式から  $x$ ,  $y$  および  $\theta$  を消去すると、次の式が得られる。

$$T = \alpha - t + \gamma t^2 \quad (5)$$

ここで  $\alpha = 2A/v \cdot (l+b)$ ,  $\gamma = Abv/a^2$  で  $A = \sqrt{a^2/b^2 \cdot (b+l)(b-l) + 1}$  である。この式は走時  $t$  に対する反射波の delay time  $T$  の関係である。

この式をいくつかの例に適用してみよう。1952年のカムチャツカ津波では反射源として北米カルフォルニア沿岸を考える。この沿岸を反射源として選んだ理由は、

Fig. 7において南北アメリカ大陸の沿岸のうちこの沿岸だけがA型およびC型の記録が現われ、直接波が卓越し反射波が発生する可能性が大きいためである。この場合  $a=2,000$  km,  $b=4,000$  km,  $l=2,000$  km で  $v=773$  km/hr である。Fig. 11の曲線  $T$  は(5)式に上の値を代入して求めたもので、 $T_2$ の値より平均して約5時間早く現われている。1960年のチリ津波の場合、反射源として北米カルフォルニア沿岸と日本列島とを考える。この理由はカムチャツカ津波の場合と同様に、カルフォルニア沿岸ではC型、日本列島ではA型が現われ、いずれも直接波が卓越しているからである。カルフォルニア沿岸では  $a=3,000$  km,  $b=6,000$  km,  $l=7,000$  km で  $v=773$  km/hr となっている。Fig. 12の  $T_2$  および  $T_3$ の部分の曲線  $T$  はそれぞれカルフォルニア沿岸および日本列島からの反射波の delay time である。これらはいずれも  $T_2$  および  $T_3$ の値より平均して約5時間早く現われていることは前の場合と同じである。これらのことは反射波が到着してから約5時間後に最大となっていることは、 $T_2$ を発生する波が直接波の到着後約5時間後に最大となっていることと符合する。このことを更に明確にするために次のことをおこなってみた。

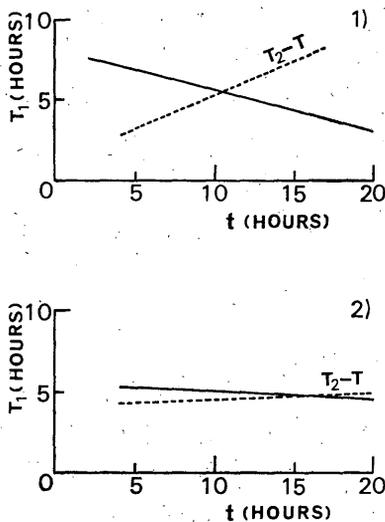


Fig. 16 Relationships between delay time of maximum wave,  $T_1$  and travel time of initial wave,  $t$ , and  $T_2-T$  and  $t$ , where  $T$  denotes the curves obtained by the calculation of reflected wave and shown in Figs. 9 and 10. 1) is a case of the Kamchatka Tsunami of 1952 and 2) a case of the Chilean Tsunami of 1960.

Fig. 16は  $t_1$ に対する  $T_1$ の関係(実線)の図に  $T_2-T$ (点線)を示したもので、1)は1952年のカムチャツカ津波の場合で、2)は1960年のチリ津波の場合である。 $T_2-T$ は  $T_1$ に対応する最大波の delay time であるが、伝播方向が逆である。この図の1)では  $t$ が大きくなると  $T_1$ は減少するが、 $T_2-T$ は逆に増加する。このことは波の伝播方向が逆であることにより理解される。2)の場合は両方が一致している。1)と2)の場合の傾向の相異は前項で述べたように北太平洋沿岸と南太平洋沿岸の大陸棚の形状が異なるためと考えられる。

したがって、 $T_2$ および  $T_3$ は反射波が到達してから主として edge 波となったことを示している。これを“反射波により発生した edge 波”とすれば、 $T_1$ に対応する波は“直接波により発生した edge 波”と名付けることが出来る。たとえばチリ津波では最初の津波が到着後数十時間も経過してから最大となった波は、反射波により発生した edge 波であると推定されるので、この波の存在は防災上極めて重要なものである。

### 6. 最大波の最大波高

$t_0$ ,  $T_1$ ,  $T_2$  および  $T_3$ に相当する波の最大波高  $h$ ,  $H_1$ ,  $H_2$  および  $H_3$ と走時  $t$ との関係を各型別に調べてみる。Fig. 17は1952年のカムチャツカ津波の場合、Fig. 18は1960年のチリ津波の場合で、Fig. 19はアラスカ津波の場合である。

これらの関係を見ると、かなりばらついているが、巨視的に見ると  $t$ に関し  $h$ ,  $H_1$ ,  $H_2$  および  $H_3$ な linear 関係にあるように見える。Fig. 20はこれらの関係をすべて直線と見なして最小自乗法で求めたもので、各津波について  $h$ ,  $H_1$ ,  $H_2$  および  $H_3$ を同一スケールに記入したものである。この図から各津波により若干異なっているが、次のような興味ある事実が得られる。

1)  $h$ は一般的には走時  $t$ と共に減少する。これは直接波の伝播にもなっておく海底地形の不規則による減衰と考えられる。もっとも、摩擦係数は非常に小さいであろう。しかし、北東太平洋に沿って伝搬する場合は逆に増加の傾向を示している。すなわち、カムチャツカ津波ではカムチャツカ半島からハワイ諸島方向、チリ津波ではハワイ諸島から日本列島方向に対してである。これは波源の形状すなわち、楕円波源の短軸方向であり、おそらく他の方向より多量のエネルギーが放出されたと考えれば(チリ津波の場合 Hwang, Divoky および Yuen (1970)が計算している)、ある程度説明がつくであろう。

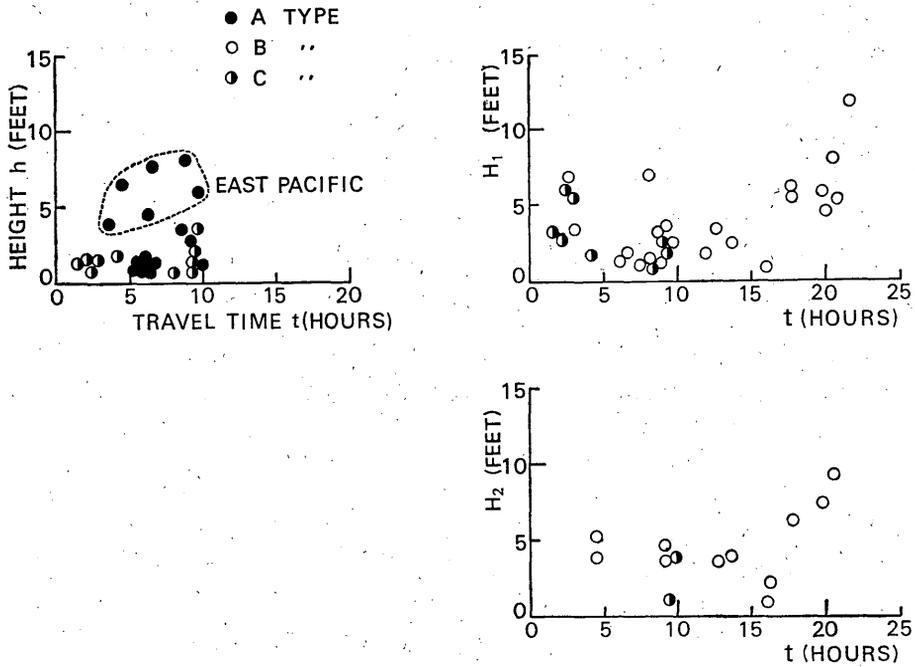


Fig. 17 Relationships between heights of maximum wave,  $h$ ,  $H_1$  and  $H_2$ , and travel time of initial wave,  $t$ , classified by A, B and C types for the Kamchatka Tsunami of Nov. 4, 1952.

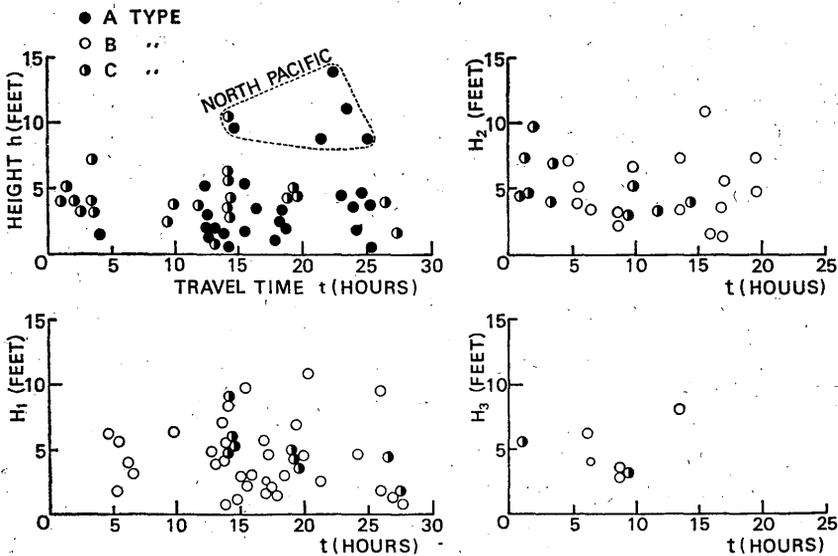


Fig. 18 Relationships between heights of maximum wave,  $h$ ,  $H_1$ ,  $H_2$  and  $H_3$ , and travel time of initial wave,  $t$ , classified by the Chilean Tsunami of May 22, 1960.

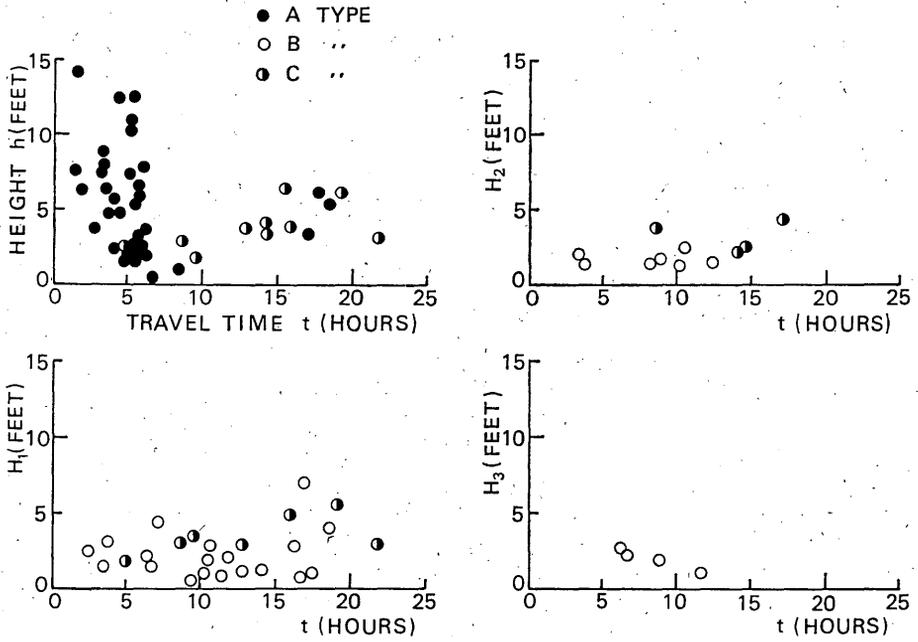


Fig. 19 The same relationships as Fig. 13 for the Alaska Tsunami of March 28, 1964.

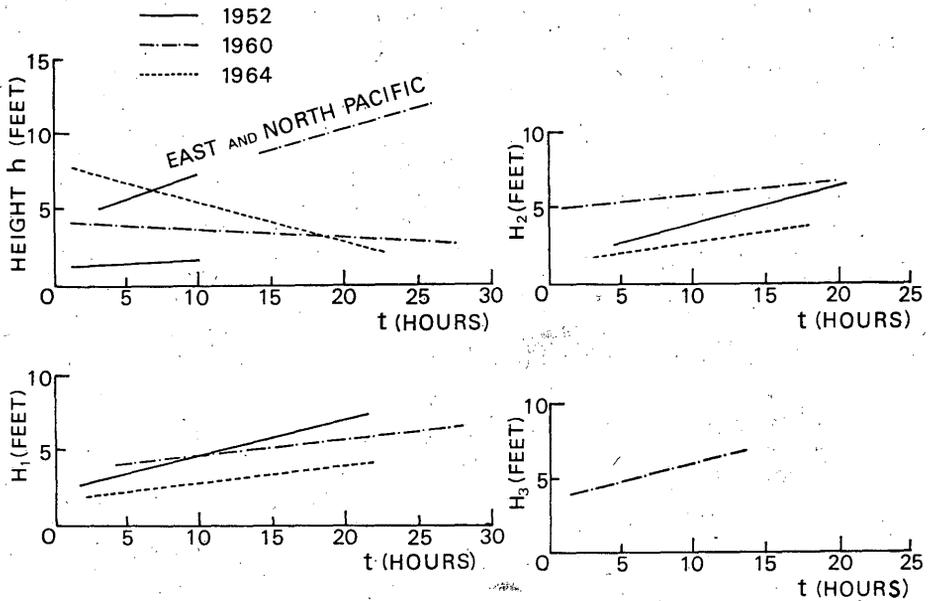


Fig. 20 Relationships between heights of maximum wave,  $h$ ,  $H_1$ ,  $H_2$  and  $H_3$ , and travel time of tsunami,  $t$ , for three large tsunamis.

2)  $H_1$ ,  $H_2$  および  $H_3$  は各津波とも  $t$  と共に大体同じように増大している。これらに対応する波は前述のように直接波および反射波により発生した edge 波が主なものであるが、ただ1つの edge 波の発生を考える限り、少くとも増大することは考えにくい。したがって、ただ1つの edge 波ではなく、次々と直接波および反射波が大陸棚に到達して edge 波を発生し、反射波それ自身と複雑に重ね合わされたと考えるべきであろう。長楕円形をしている波源域の短軸は大陸棚に直角で、太平洋の広い領域方向にむいているため、その波源から放出された多量のエネルギーが屈折および反射によって次々と大陸棚へ到達するもの考えること決して無理な推論ではない。このことについて、理論的考察が今後の問題となるであろう。

## 6. ま と め

全太平洋地域で観測されるような大津波の検潮記録を3つの型A, BおよびCに分類することにより、最大波の delay time と最大波高とを津波の走時に関し統計的に調査した。また、反射波により発生した edge 波の存在をある程度解析的に議論した。

その結果、一般的に次の結論が得られた。

1) A型は波源から直接到達した波で、大洋中の孤島に現われる。大陸沿岸で現われるA型は、波源と観測点の位置によって異なる。すなわち、カムチャツカ津波では北米カルフォルニア沿岸、チリ津波では日本列島およびニュージーランド沿岸、さらにアラスカ津波では北米大陸沿岸とチリ沿岸に明瞭に現われている。

B型は主として大陸棚の存在する大陸沿岸と大陸周辺の島弧に分布している。この型は主として edge 波からなるものである。

C型は見かけ上各津波ごとに異なって現われている。たとえば、カムチャツカ津波では日本列島の北部沿岸、チリ津波では北米カルフォルニア沿岸とチリ沿岸、さらにアラスカ津波ではペルー沿岸に現われている。これは波源と検潮所の相対位置の他に、波源の形状に関係しているのかも知れない。

2) 最大波の delay time  $t_D$ ,  $T_1$ ,  $T_2$  および  $T_3$  と走時  $t$  の関係は次のようである。

$t_D$  はすべての  $t$  に対し一定であり、津波が到達後1~3時間である。

$T_1$  は  $t$  と共に一定か僅かながら減少の傾向を示している。この傾向の違いは、波源が南太平洋沿岸か北太平洋沿岸にあるかによって異なっていることから、両沿岸

における大陸棚の形状の相違によるものであろう。

$T_2$  と  $T_3$  は  $t$  と共に明らかに減少している。これに対応する波は主として反射波が再び大陸棚に到達して発生した edge 波であろう。この波の存在についてのいくつかの解析を試みた。

3) 最大波の最大波高  $h$ ,  $H_1$ ,  $H_2$  および  $H_3$  と走時  $t$  との関係は次のようである。

$h$  は一般に  $t$  と共に減少する。しかしながら、北東太平洋沿岸に沿って伝播する場合、すなわちカムチャツカ半島—ハワイ諸島およびハワイ諸島—日本列島方向については、逆に増大している。これは波源のメカニズムによるものと考えられる。

$H_1$ ,  $H_2$  および  $H_3$  は各津波とも  $t$  と共に同じように増大している。これは直接波および反射波により発生した edge 波が連続的に発生し、反射波と共に複雑に重ね合わされたものであろう。

## 7. あとがき

一見複雑に見える大津波の記録波形をA, BおよびCの3つの型に分類することにより、大津波の記録波形と最大波高の特性を統計的に明らかにすることが出来た。また、副産物として反射波により発生した edge 波の存在について、若干の解析を試みた。一方、津波に存在する edge 波について、すでに述べたいくつかの研究があっても、まだ定量的に明らかでなく、理解が難しい点がある。とくに波高については理論的な解析は今後の研究に残されている。さらに  $T_1$ ,  $T_2$  および  $T_3$  と  $H_1$ ,  $H_2$  および  $H_3$  の傾向は連続的な直接波および反射波により発生した edge 波によって主として説明したが、この外に直接波と反射波の Coupling 現象のようなものが存在しないであろうか。また、trapped wave のようなものが存在しないであろうか。もし存在するとすれば、どのような波形になるかあまり知られていない。これらの研究も今後の問題である。

ともあれ、津波の最大波はかなり複雑なものであり、これを理論的および現象論的に究明することは、遅々として進まないものであるが、防災的な観点からすれば極めて重要な波である。大津波になればなるほど最大波の発生が重大な災害と密接に結びついていることを考えると、このことを今までおろそかにしてきたことが不思議に思えるのである。今後筆者は直接および反射 edge 波の定量的研究と一般的な最大波の発生の問題をとりくんでゆきたい。

なお、津波予報の立場から、津波の走時  $t$  は津波が到

速すれば直ちに計算可能であるから、次に何時頃、どの位の波高の最大波が現われるかは、上記の結果から推定出来るので、津波予報業務に利用することは可能である。勿論理論的な説明が不充分であるが、現在のように、少くとも暗中模索の状態より1歩前進するであろう。

#### 謝 辞

本研究の大部分はユネスコの資金援助を受け、ハワイの ITIC およびハワイ大学地球物理学研究所に滞在中行なったものである。ハワイ滞在中お世話になった当時の ITIC 所長 CAP.R.C. Munson (現在アメリカフロリダの海洋研究所所属の海洋観測船 "Discoverer" の船長)、この研究に対し協力と助言を頂いたハワイ大学地球物理学研究所の Tsunami Research Program の Director, Wm. M. Adams 教授、同研究所の古本博士に対し厚く御礼申上げる。

また、1971年8月モスクーで第15回 IUGG会と共総催の国際津波シンポジウムにおいて、この論文の代読の労を取って頂いた名古屋大学飯田教授にも心から感謝の意を表したい。

#### 参 考 文 献

相田勇・羽鳥徳太郎・小山盛雄・梶浦欣二郎 (1968) : 陸棚を伝わる長周期波の模型実験, 地震研究所報, **46**, 707—739.  
 Aida, I. (1969) : On the Edge Wave of the Iturup Tsunami, Bull. Earthq. Res. Inst., **47**, 43—54.  
 Berkman, S. C. and J. M. Symons (1964) : The Tsunami of May 22, 1960 as Recorded at Tide Stations, USCGS Report, pp. 79.

チリ津波合同調査班 (1961) : 1960年5月24日チリ地震津波に関する論文および報告の8. 検潮記録, 丸籍, 348—396.  
 Hatori T. and R. Takahasi (1964) : On the Iturup Tsunami of Oct. 13, 1963 as Observed along the Coast of Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., **42**, 543—554.  
 Hatori, T. (1965) : On the Alaska Tsunami of March 28, 1964, as Observed along the Coast of Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., **43**, 399—408.  
 Hellmuth A. S. C., V. C. Guillermo and B. Guillermo (1963) : The Seismic Sea Wave of 22 May 1960 along the Chilean Coast, Bull. Seism. Soc. Am., **53**, sheet 1—4.  
 Hwang L.S., D. Divoky and A. Yuen (1970) : Amchitka Tsunami Study, Tetra Tech Report TC-177, PP. 80.  
 気象庁地震課 (1953) : 昭和27年11月カムチャツカ地震調査報告, 口絵, 検潮時報, **18**, 2—4.  
 気象庁 (1961) : 昭和35年5月24日チリ地震津波調査報告, 第8章 8.2 検潮記録集, 気象庁技術報告, 第8号, 258—324.  
 Nakamura, K. (1962) : The Generation of Edge Waves by Cylindrical Waves Impinging from the Outer Sea, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys., **14**, 27—40.  
 中村公平・渡辺偉夫 (1962) : edge波と津波, 日本海洋学春季大会講演.  
 Salsman G. G. (1959) : The Tsunami of March 9, 1967, as Recorded at Tide Stations, Technical Bulletin, USCGS, Report, No. 6, pp 18.  
 Spaeth M. G. and S. C. Berkman (1967) : The Tsunami of March 28, 1964, as Recorded at Tide Stations, ESSA Technical Report, CGS 33, pp. 86.  
 Yoshida, K. (1959) : A Hypothesis on Transmission of Energy of Tsunami Waves, Records of Oceanographic Works in Japan, **5**, 14—37.  
 Yoshida, K. (1963) : Interpretation and Prediction of Tsunami Waves Approaching a Variable Coastline, Proceeding of the Tsunami Meetings Associated with Tenth Pacific Science Congress, IUGG Monographs No. 24, 49—51.  
 U. S. C. G. S. (1953) : The Tsunami of November 4, 1952 as Recorded at Tide Stations, Special Publication No. 300, pp. 62.