

## 6. 大船渡市街に遡上した津波の数値実験

地震研究所 { 相田 勇  
羽鳥 徳太郎

(昭和 58 年 1 月 31 日受理)

### 要 旨

岩手県大船渡市における津波の浸水痕跡の調査，測量の結果を模擬する数値実験を行った。津波は大船渡に最も大きな被害を与えた 1960 年チリ津波と，また湾口にくらべ湾奥で波高が低い特徴のある 1933 年三陸津波も対象とした。浅海波方程式を基礎方程式として陸上遡上を含み，leap-frog 法で数値計算を行った。市街地の水流抵抗を等価摩擦係数であらわしたが，今回は  $f=1.0$  という大きな値で，市街地の浸水高の減衰が近似出来た。1933 年津波は短周期であるので，浸水高の分布が局地的に著しく異なる特徴をもっている。

### 1. はじめに

陸上に遡上した津波の浸水高の分布を，出来るだけ詳細に実測し，さらにこれを数値実験によって再現して，大津波によって陸上に生じる災害の機構を解明する資料を得ることを目的として，われわれはすでに三重県尾鷲市における津波遡上について，その実態と数値実験結果を報告した(羽鳥・他，1981；相田・羽鳥，1982)。

岩手県大船渡市は 1960 年 5 月 24 日チリ津波によって，52 名にのぼる死者を出すなど，大きな被害を受けた。しかし，1933 年三陸津波の際には，湾内では津波の高さが比較的小さかったことが，チリ津波とは対照的であった。これにより周期の長い津波に対する大型湾の危険性が強く認識されたのである。

このような特徴的な場所として大船渡市を選び，市街地における津波浸水高のくわしい分布を実測したが，その結果はすでに報告してある(羽鳥・他，1982)。そこで今回これに関する数値実験を行い，実測結果と照合するとともに，1960 年チリ津波と 1933 年三陸津波の浸水特性の相違などを明らかにしたい。

### 2. 数値実験の方法

数値実験の方法は，基本的には既に尾鷲市について行ったものと同様である(相田・羽鳥，1982；相田，1977a)ので，詳細はここでは省略する。

計算領域は Fig. 1 に示すように，根室半島北方から仙台湾南方に至る海域をとり，5 km 間隔の格子 105×125 に分割した。このうち大船渡湾近傍についての，約 200 m 以浅の部分の計算格子間隔を，順次に 1/2 に 5 段階に細かくしたことは，Fig. 1 に示すとおりである。そしてさらに大船渡湾奥部について，格子間隔 31.25 m の遡上計算領域を連結した。なお図には示していないが，江の島での津波波形を計算するため，江の島付近も女川湾を含めて，上記同様の格子細分化を行ってある。但し遡上計算は行わない。

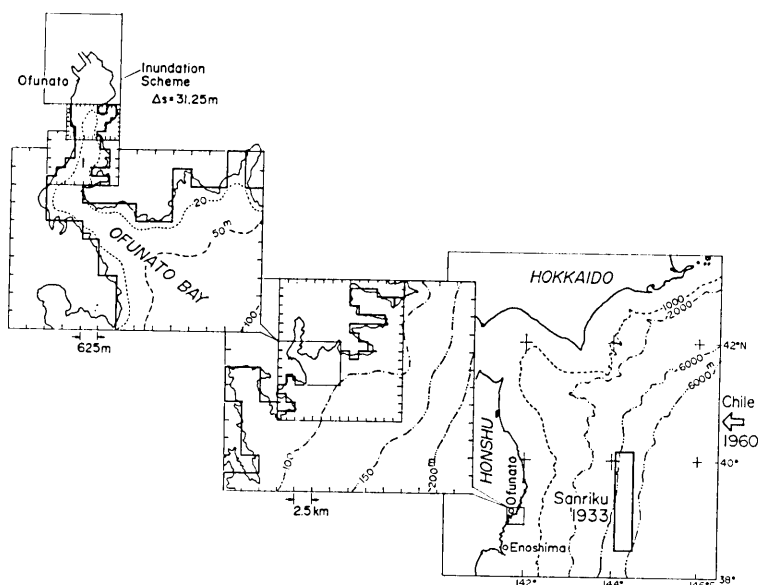


Fig. 1. Map showing a telescopic computing grid scheme for the tsunami simulation in Ofunato Bay, Pacific coast of northeastern Japan. Assumed incident waves for the 1960 Chile tsunami are given at the eastern open boundary of the ocean. The wave source for the 1933 Sanriku tsunami is computed from the seismic fault model whose location is shown by a rectangle. Details of the inundation scheme seen in the upper left are illustrated in Fig. 2.

計算時間間隔は全域を通じて  $0.01 \text{ min}$  をとり、合計  $160 \text{ min}$  間の計算を行った。

外海での境界条件は進行長波の水位流速関係式を採用し、格子間隔の異なる接合部では、水位を線型補間して接続した。

最終の遡上計算領域を Fig. 2 に示す。東京湾中等潮位 ( $\equiv$  平均潮位) を基準にした陸上の等高線を実線で、海の深さの等深線を点線で示した。二重鎖線で区切った A, B の領域は、浸水高分布が測量されている範囲 (羽鳥・他, 1982) を示し、この数値実験においてはこの範囲内で実測と計算の比較を行った。S1~S4 は後に計算波形を描いた地点を示す。

市街地での水流のエネルギー損失については、等価摩擦係数であらわす (相田, 1977a) ことにして、二重影線で示した密集地については  $f=1.0$ 、やや疎の地域 (一重影線) は  $f=0.2$  とした。その他  $5 \text{ m}$  以深の海底では  $0.005$ 、 $5 \text{ m}$  以浅は陸上を含めて  $0.01$  の摩擦係数を与えた。また大船渡港護岸については、水深が急に変化する際の水流抵抗を等価摩擦係数で与え、 $f=0.03$  とした。

### 3. 津波波源

1960年チリ津波は、その伝播距離が長大であり、波源から計算に組入れるのはかなり困難がある。ここでは本所江の島津波観測所で観測された津波記録を使用し、外海での津波波形を推定する便法をとった。

江の島津波観測所は、水深約  $60 \text{ m}$  の沖合の小島にある。Fig. 3 の上段の波形は、そ

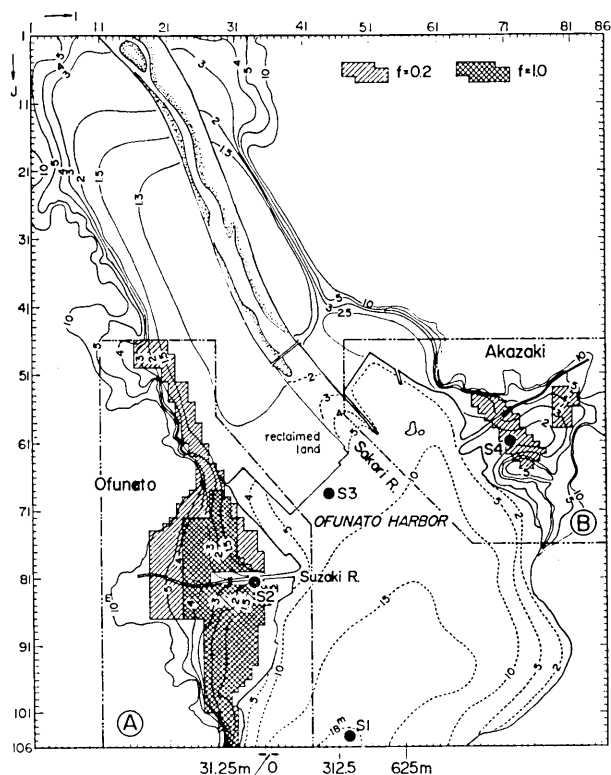


Fig. 2. Computing area in the innermost part of Ofunato Bay, where the location of the actual water front depends on the water elevation. Solid and dashed contours show the ground elevation and the water depth relative to the mean sea level, respectively. The urban area consisting of crowded houses is shown by single and double hatched lines, where the effective friction coefficients are assumed to be 0.2 and 1.0, respectively, for the 1960 Chile tsunami. In areas A and B, surrounded by the double chain lines, the simulated tsunami heights are compared with measured values. The locations S1 to S4 indicated by solid circles are the places where the wave time histories are computed as shown in Fig. 11.

ここで得られた ERI-III 型津波計 (相田, 1962) の潮汐を含んだ記録から, 推定潮位を差引いたものである。この波形をみると 4 時から 5 時の間に到達した下げ波が大きいことが特徴的である。そこでこの下げ波を十分表現出来る波として中段に示すような波形を仮定した。この波が Fig. 1 の東側の外海境界から西向きに入射するものとして計算を行った。ここで振幅についてはグリーンの法則で求まる値を第 1 近似として与えて実際に計算を行い, 大船渡市街, 須崎川付近の浸水高が実測値と合致するように試行錯誤によって調整した。

後述の結果を得たシミュレーションの際の江の島における波形が, Fig. 3 の下段に示してある。これをみると上段の実測記録と比較して, 下げ波の振幅は 2.5% 程度の差でほとんど一致するが, 上げ波は約 58% 大きくなっている。しかし全体としてみて, 実際の記録とほぼ調和した計算波形が得られているといつてよいであろう。

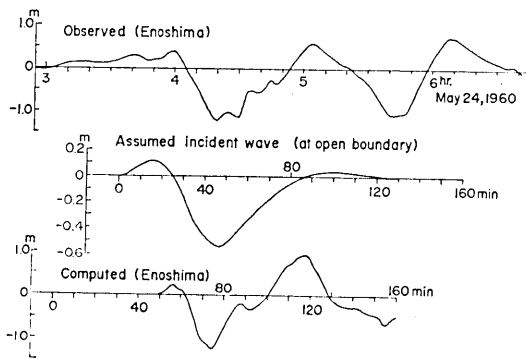


Fig. 3. Upper: Tsunami record of the 1960 Chile tsunami obtained at Enoshima, Miyagi Prefecture. Middle: Time history of the assumed incident waves at the open sea boundary. Lower: Time history of computed waves at Enoshima in the present simulation.

また 1933 年三陸津波については、筆者の 1 人 (相田, 1977b) によって行われた三陸沖の津波シミュレーションの結果, すでに求められているモデル SY-3 を使用した。Fig. 1 に示す長方形はその断層面の位置を示す。断層のパラメータは長さ 185 km, 幅 50 km, 傾斜角  $45^\circ$ , 横ずれ成分のない正断層である。この場合断層のずれの量は, 三陸沿岸に沿った津波の高さ分布に調和するように求めると, 6.6 m であった。今回後述するように大船渡市街の遡上高に調和させると 4.95 m となり, 25% 減となった。これは先に行ったシ

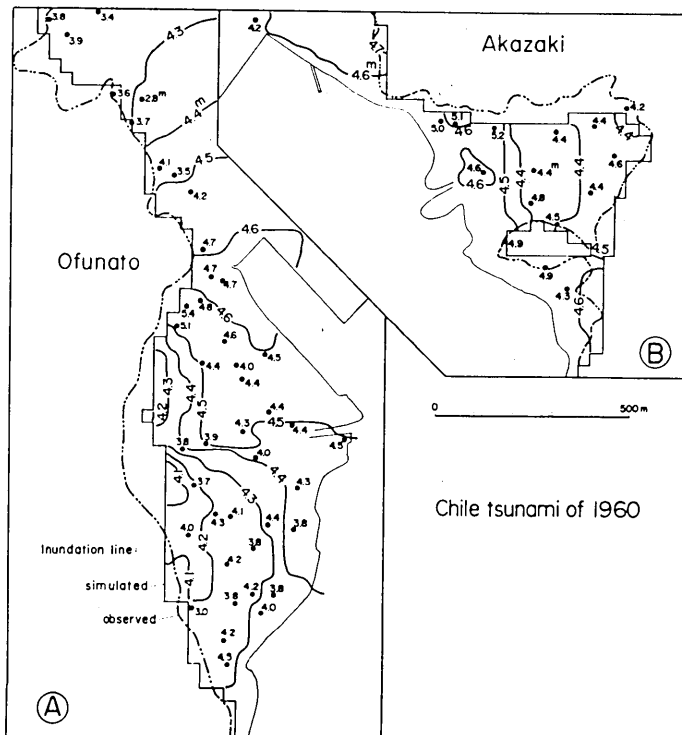


Fig. 4. Contours of the simulated inundation heights in meters for the 1960 Chile tsunami. Numerals attached to solid circles show actual inundation heights in meters above the mean sea level, obtained by measuring traces of inundated water.

ミュレーションの、実測値と計算値の比の対数の標準偏差による信頼度係数  $k$  が、1.59 であったことを考慮すると、止むを得ないと思われる。

#### 4. 1960 年チリ津波の遡上シミュレーション

まず 1960 年チリ津波について、前述の入射波によって大船渡市街地の浸水状況を計算した。この際の海水面は、検潮記録を参照して、平均水面上 0.26 m にあるとした。Fig. 4 に大船渡地区 (A)、赤崎地区 (B) に別けて、計算浸水高 (平均水面上) を等高線によって示してある。大船渡地区では河口など海岸近くから市街地へ入るに従って 4.5 m から 4.1 m まで減少しており、また北方に行くにしたがって、4.6 m を最高に浸水高が減少する。

図中に黒丸に付した数字は、浸入痕跡高の実測値 (羽鳥・他 1982) である。これらの値は場所によって変動がやや大きく、接近した点で 0.5~0.7 m 程度の差のあるところもある。これは局地的な水面擾乱などによって、痕跡高が変動したものであろう。北方の地点を除いて、計算値は平均的には実測値にほぼ一致した値となっている。また赤崎地区でも中央付近の大半の地点では計算値と実測値がかなりよい一致を示しているが、周辺の地点で 40 cm 程度の差が生じているところもある。

そこで大船渡、赤崎両地区を、125 m の正方格子 (計算格子 4 間隔) に区切って、各格

Table 1. Comparison between measured and simulated inundation heights for the 1960 Chile tsunami.

No.	Measured (m)		Simulated (m)	M-S (m)	No.	Measured (m)		Simulated (m)	M-S (m)
		Mean					Mean		
Ofunato					19	4.0	4.0	4.1	-0.1
1	3.8, 3.9, 3.4	3.71	4.2	-0.49	20	4.2, 3.8	4.0	4.22	-0.22
2	3.6, 3.7	3.65	4.3	-0.65	21	3.8, 4.2	4.0	4.25	-0.25
3	4.1, 3.5, 4.2	3.93	4.5	-0.57	22	4.0, 3.8	3.9	4.34	-0.44
4	4.7	4.7	4.6	0.1	23	4.5, 4.2	4.35	4.28	0.07
5	5.4, 4.8	5.1	4.6	0.5	$\bar{M}=4.21$		$\sigma=0.30$ m		
6	4.7, 4.7	4.7	4.65	0.05	Akazaki				
7	5.1, 4.4	4.75	4.5	0.25					
8	4.0, 4.6	4.3	4.55	-0.25	24	5.2, 5.1	5.15	4.55	0.6
9	4.5	4.5	4.6	-0.1	25	4.4, 4.4	4.4	4.4	0
10	4.4	4.4	4.53	-0.13	26	4.6, 4.2	4.4	4.4	0
11	4.4	4.4	4.52	-0.12	27	4.6	4.6	4.6	0
12	3.8	3.8	4.35	-0.55	28	4.4, 4.8	4.6	4.4	0.2
13	3.9, 4.3	4.1	4.4	-0.3	29	4.4	4.4	4.4	0
14	4.0	4.0	4.45	-0.45	30	4.5	4.5	4.45	0.05
15	4.5	4.5	4.48	0.02	31	4.9, 4.3	4.6	4.64	-0.05
16	3.7	3.7	4.1	-0.4	$\bar{M}=4.58$		$\sigma=0.20$ m		
17	4.3, 4.1	4.2	4.25	-0.05					
18	4.4, 4.3, 3.8	4.17	4.38	-0.21					

$\bar{M}$ ; averaged value.  $\sigma$ ; standard deviation.

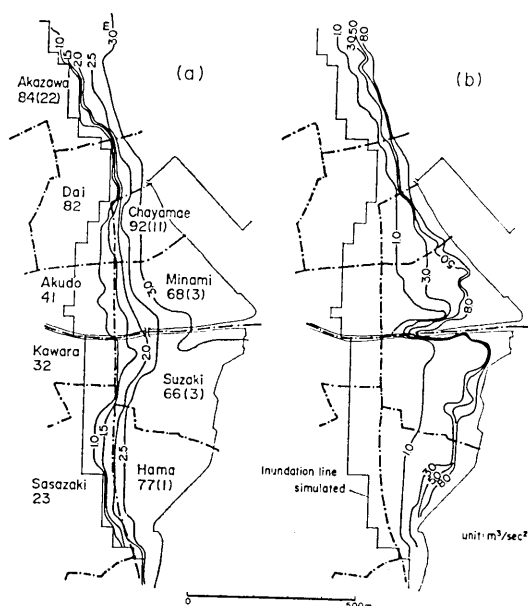


Fig. 5. Ofunato area, A, for the 1960 Chile tsunami: (a) Distribution of simulated inundation heights in meters above the ground level. Numbers are percentages,  $D$ , of houses damaged within each area divided by chain lines and numerals in parentheses are the number of persons drowned. Here,  $D = [(a+b)/2]/(a+b+c) \times 100$  (%), where  $a$  is the total number of the flooded and destroyed houses,  $b$ , half-destroyed houses and  $c$ , inundated houses. (b) Distribution of the representative hydraulic pressure obtained by the simulation. Hydraulic pressure is expressed by the product of the square of water velocity and the inundation height above ground level.

(羽鳥・他, 1982). ここに家屋の破壊率を  $D$  とすると,  $D = (a+b)/2 / (a+b+c) \times 100$  (%) であらわす.  $a$  は流失および全壊家屋数,  $b$  は半壊家屋数,  $c$  は床下・床上浸水全家屋数を示す. これらの数字と地表からの津波の高さ, あるいは水流圧力との相関は, 従来の例(相田, 1977a; 相田・羽鳥, 1982)ほど明瞭ではない. ただ死者が出ている地区は, 海岸沿いであり, また  $D$  の値も高くなっているのに対応して, 水流圧力値も海岸沿いに大きい値がのびている.

つぎに計算開始より 95, 100, 105, 110 min の時刻における浸水波高分布を Fig. 7 の (a)~(d) に, また流速ベクトルの分布を Fig. 8 の (a)~(d) に示した. 各時刻の波形上の位相については, 後出の Fig. 11 に示してある.

まず時刻 (a) では, 2.6 m の等高線が海岸にはほぼ沿っており, 盛川周辺, 埋立地および大船渡市街地に一斉に浸水をはじめていることがわかる. すなわち波は湾軸の水深の深い

子域内の浸水高測量値を抜き出し, その平均値と, 格子域中央におけるシミュレーションの浸水高との差を求めてみると, Table 1 のようになる. 大船渡地区はややばらつきが大きい, 赤崎地区では 1 点を除き極めて小さい値となっている. 両地区それぞれにおける標準偏差は, 大船渡, 0.30 m, 赤崎, 0.20 m であり, これは実測値全体の平均値に対して, それぞれ 7.1%, および 4.4% になる. これは今回のシミュレーションの結果が, ほぼ満足できるものであることを示している.

なお大船渡地区で市街地の等価摩擦係数を密集地区で  $f=0.5$ , その他で  $f=0.1$  にした場合は, 西側の津波浸水先端付近で, 4.1 m の高さが 4.3 m になり, 実測値との一致が悪くなる.

つぎに地表からの津波の高さ, およびそれに流れの速さの 2 乗を掛けた水流圧力を代表する値とをそれぞれ等値線で示すと, 大船渡地区が Fig. 5, 赤崎地区が Fig. 6 のようになる. これには各行政区分単位で家屋の破壊率と, 死者数をカッコ内に数字で示してある

所をはやく進み、陸上へ浸入する時刻は各地区であまり変わらない。(b) は浸水高が最大に達する直前で、浸水面積は北方に向って急速にのびているが、市街地での拡がりはゆるやかである。盛川および埋立地北方の流速は  $4\sim 5$  m/sec にも達している。(c) では浸水高は減少していく時刻で、浸水高の分布はほとんど平坦になり、市街地での流速はほとんど 0、埋立地、盛川での流速は依然北方に向っているが、かなり小さくなっている。(d) では南方から水位がさがりはじめていて、陸上部

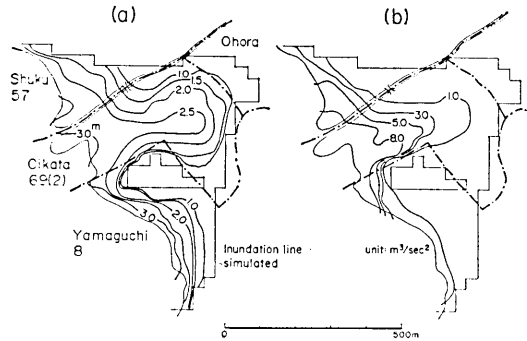


Fig. 6. Akazaki area, B, for the 1960 Chile tsunami: (a), (b) Captions are the same as those for Fig. 5.

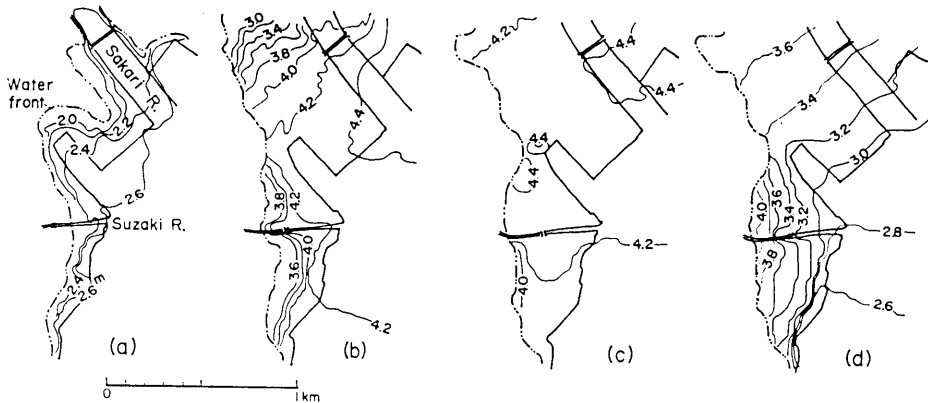


Fig. 7. Distribution of water level in meters in the vicinity of the area A at selected times, (a) 95, (b) 100, (c) 105 and (d) 110 minutes after the beginning of computation.

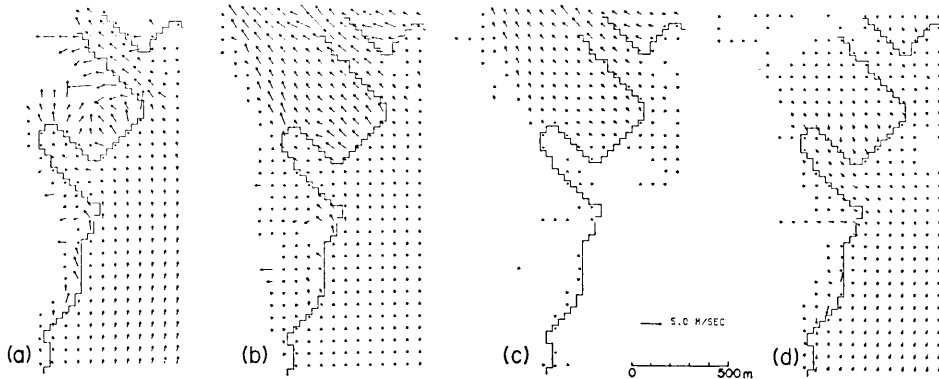


Fig. 8. Distribution of water velocity in the same area and at the same times as Fig. 7.

でも浸水域の奥が水位高く、海岸の方が低くなっている。流れの向きは逆転して、次第に流速をはやめようとする段階である。

### 5. 1933 年三陸津波の遡上シミュレーション

1933 年三陸津波に関しては、前に述べた断層モデルを波源としてシミュレーションを行った。なお、Fig. 2 に示した地形は 1960 年当時のものであるが、1933 年頃には埋立地は造成されておらず、そのあたりの海岸線はもっと北方に後退していた。そこで古い海図などを参考にして、埋立地付近の地形、水深を変更した。また市街地の等価摩擦係数も家屋の稠密度が高くなかったものとして、二重影線部に  $f=0.2$ 、一重影線部に  $f=0.1$  を与えた。また海面は当時の潮汐表から、平均水位上 0.33 m にあつたとした。

この結果、計算された浸水高の分布を等高線で示したものが Fig. 9 である。また黒丸に付した数字は、住民の証言による津波の浸水の高さを実測した値で、これには 1933 年当時の調査の値も含めて記入してある (羽鳥・他, 1982)。

大船渡地区 (A) の南半分に関しては、計算値は実測値とほぼ一致した分布を示している。北半分では計算値の方は 4.4 m まで高まり、その後減少するが、実測値にくらべて 2 倍近く大きい値となっている。赤崎地区 (B) でも、中央部から南半部は、計算値と実測

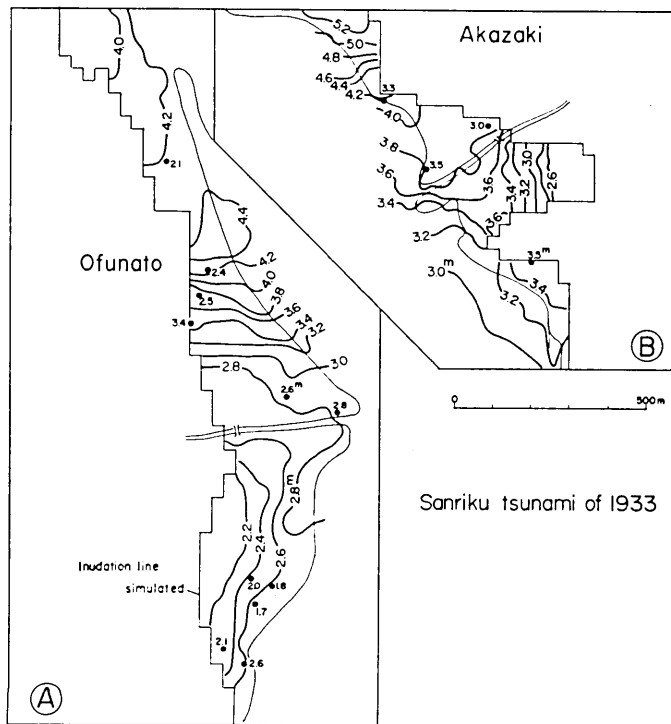


Fig. 9. Contours of the simulated inundation heights in meters for the 1933 Sanriku tsunami. Numerals attached to solid circles show actual inundation heights in meters above the mean sea level, obtained by measuring traces of inundated water.



値とはかなりよく一致している。しかし北側の 1 点 3.3 m の地点は 90 cm 程度高く計算されている。

全体をみて計算値は湾奥（北方）へ向けて高さが増大して、その間の差は大きく、Fig. 4 に示した 1960 年チリ津波の場合とはかなりきわだった様相の違いを見せている。

## 6. 両津波の比較

Fig. 10 には、湾奥部遡上計算領域全体の最高水位分布について、両津波を比較して示した。チリ津波の場合は場所による津波の高さの違いは僅か 60 cm (約 15%) 程度に過ぎない。これに対して三陸津波の場合は 2.5 m から 5 m まで、場所によって津波の高さの相違が著しい。これは三陸津波とチリ津波のスペクトルの相違による湾内振動様式の違いがあらわれているものであろう。

三陸津波の当時の調査報告（地震研究所，1934）によれば、大船渡湾内での津波の高さは、場所によって 2.1~9.2 m とかなり変動している。しかし湾奥の大船渡や赤崎では、2.6~3.5 m 程度の値が報告されていて、われわれの測量（鳥羽・他，1982）においても、それより高い値はなかった。

今回のシミュレーションでは赤崎西北方、盛川河口付近で 4.5~5 m の高さに達しているが、このあたりの浸水高さは実測されておらず、当時未開発の地域であったので、この値の妥当性は検証できない。

Fig. 11 は両津波のシミュレーションによって求められた S1~S4 の地点（Fig. 2 参照）の津波波形である。この中 S2, S4 は陸上のもので、波形の立上り以前の直線は、その地点の地表の高さをあらわしている。これで明らかなように、チリ津波の場合は周期約 40 分の単純な振動をしている。これは大船渡湾の固有周期（高橋・他，1966）に共鳴しているもので、入射波がほとんど 1 波の引き波であるにもかかわらず何波もの振動を行っている。また陸上への浸水波形もゆるやかで、浸水の滞留時間が長い。

しかし三陸津波の場合は、湾の基本振動周期の振動に重なって、周期 8 min あるいは

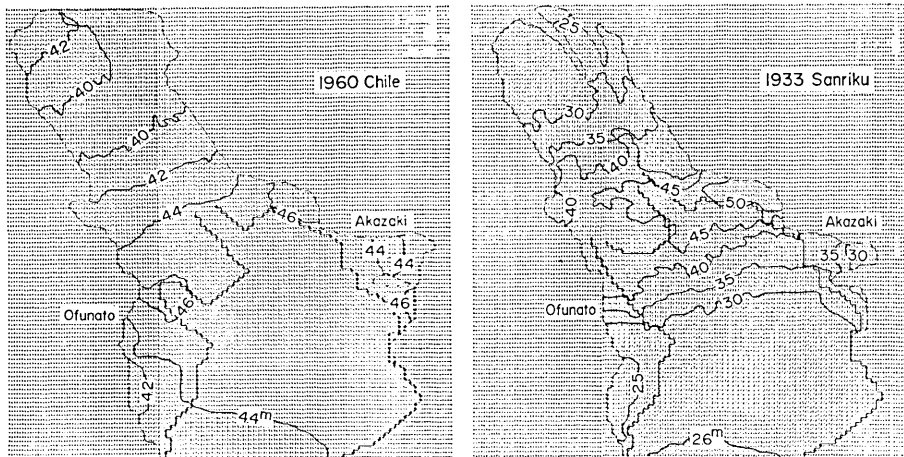


Fig. 10. Distribution of the maximum water level in the innermost part of Ofunato Bay for the 1960 Chile and the 1933 Sanriku tsunamis.

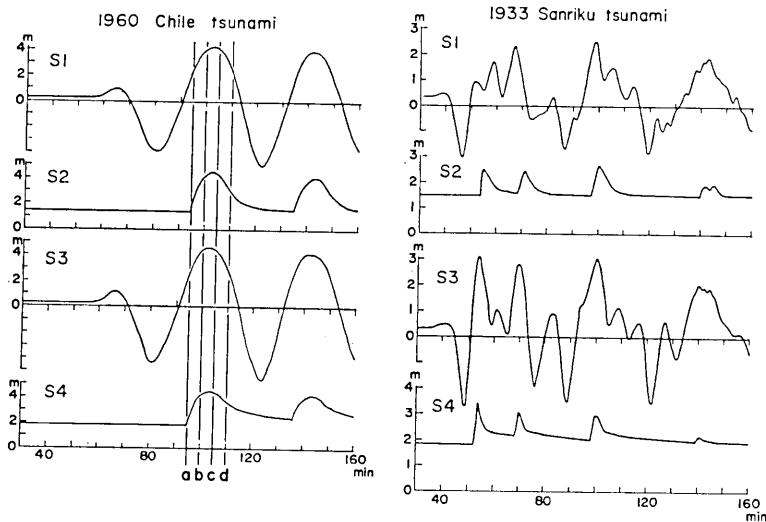


Fig. 11. Time histories of simulated water level at selected locations from S1 to S4 (see Fig. 2.). Spatial distributions of water level and velocity illustrated in Figs. 7 and 8 correspond respectively to the time indicated by a, b, c and d.

15 min 程度の振動も顕著にあらわれている。これらの波長の短い振動のモードは、湾内の場所による水位振幅変化も著しい筈であり、前述の津波の高さの平面分布にあらわれている。また陸上への浸水波形は尖っていて、滞留時間もチリ津波にくらべて短くなっている。

## 7. むすび

浅海波方程式による津波遡上のシミュレーションを、岩手県大船渡市を例にとって行った。最も大きい浸水被害を受けた 1960 年チリ津波に対しては、江の島津波観測所における観測記録から推定した入射波を、水深 6,000 m の外海に与えた。この入射波による江の島の計算波形は、観測波形とほぼ調和的である。大船渡湾奥西岸の大船渡地区、および東岸の赤崎地区では既に痕跡高などから測量して求めてある津波浸水高とほぼ一致する計算値が得られた。市街地での津波浸水高の減衰は、さきに尾鷲市の場合 (相田・羽鳥, 1982) に用いた等価摩擦係数  $f=0.5$  より大きい  $f=1.0$  を用いた方が実際とよく合うことになった。

1933 年三陸津波については、断層モデルによって波源を与えた。これには既に三陸沿岸の津波の高さ分布をよく説明できるものとして求められているモデル (相田, 1977b) を用いた。三陸津波のシミュレーションで特徴的なことは、津波の周期が短かいために、津波の高さの地域による相違が著しいことである。即ちチリ津波の場合、湾奥部での津波の高さは場所によって 60 cm 程度 (約 15%) の相違が認められるに過ぎない。しかし三陸津波では 2.5 m から 5 m と場所によって高さが 2 倍にもなることである。

## 謝 辞

この報文について種々有益な御助言を与えられた地震研究所梶浦欣二郎教授に厚く御礼

申上げる。またこの研究は文部省科学研究費補助金、自然災害特別研究「陸上に氾濫した津波の挙動と津波の流動による被災のメカニズムに関する研究」(代表者堀川清司東京大学教授)の援助を受け、また数値計算は東京大学大型計算機センターを利用して行った。併せて感謝の意を表す。

#### 文 献

- 相田 勇, 1962, 長周期波記録計の製作, 地震研究所彙報, 40, 545-560.  
 相田 勇, 1977a, 陸上に溢れる津波の数値実験—高知県須崎および宇佐の場合—, 地震研究所彙報, 52, 441-460.  
 相田 勇, 1977b, 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・羽鳥徳太郎, 1982, 尾鷲市街に遡上した津波の数値実験, 地震研究所彙報, 57, 337-350.  
 羽鳥徳太郎・相田 勇・岩崎伸一・日比谷紀之, 1981, 尾鷲市街に遡上した津波の調査—1944年東南海・1960年チリオおよび1854年安政津波, 地震研究所彙報, 56, 245—263.  
 羽鳥徳太郎・相田 勇・小山盛雄・日比谷紀之, 1982, 大船渡市街地に遡上した津波の調査—1960年チリオおよび1933年三陸津波, 地震研究所彙報, 57, 133-150.  
 地震研究所, 1934, 昭和8年3月3日三陸地方津波に関する論文及報告, 地震研究所彙報別冊1号, 251-.  
 高橋龍太郎・相田 勇・永田 豊, 1966, 海底設置用長波計による大船渡湾の静振観測結果について, 日本海洋学会誌, 22, 7-16.

### 6. Numerical Simulation of the Tsunami Inundation in Ofunato City, Northeastern Japan.

By Isamu AIDA and Tokutaro HATORI,

Earthquake Research Institute.

A detailed distributions of tsunami inundation heights in Ofunato City in Iwate Prefecture, northeastern Japan, for the 1960 Chile tsunami and the 1933 Sanriku tsunami are available. Thus, a tsunami simulation for these two cases has been carried out numerically by the finite difference method (leap-frog method) on the basis of shallow water equations. Computational mesh sizes were decreased from the open sea to the innermost part of the bay in several steps. The movement of the water front due to inundation on dry land was taken into consideration only in the innermost part of Ofunato Bay.

In the case of the 1960 Chile tsunami the incoming wave patterns at the eastern open sea boundary located about 150 km from the coast of Honshu were inferred from the observed tsunami records at Miyagi-Enoshima, a small island just off the main coast of northeastern Japan. A better simulation of the overall inundation height distribution for this tsunami was obtained by using a somewhat higher value of the effective friction coefficient on land area,  $f=1.0$ , than the value ( $f=0.5$ ) previously used in the simulation made in Owase City, Mie Prefecture for the tsunami of 1944.

For the 1933 Sanriku tsunami, a seismic fault model already published was used as the tsunami source. Simulated tsunami inundation heights agreed fairly well with the measured data in most parts of the investigated area. In this simulation, the local variation of the maximum water level was remarkable because the prevailing period of this tsunami was rather short (8 to 15 min).