

日本海に発生した地震津波と数値計算結果

都 司 嘉 宣*

国立防災科学技術センター平塚支所

小 西 達 男**

気象庁海洋気象部海洋課

Tsunamis in the Japan Sea with Numerical Calculation

By

Yoshinobu Tsuji

*Hiratsuka Branch, National Research Center
for Disaster Prevention*

and

Tatsuo Konishi

*Oceanographical Division, Marine Department,
Japan Meteorological Agency*

Abstract

Earthquake-tsunamis frequently occur in the north east part of the Japan Sea. Some of them, namely, the Nihonkai-Chubu Earthquake-Tsunami of 1983 ($M=7.7$, and tsunami magnitude $m=2.5$), the Kamuizaki-Oki Earthquake-Tsunami of 1940 ($M=7.5$, $m=2$), and the Kampo Earthquake-Tsunami of 1741 ($M=7.5$, $m=3$) are discussed.

Run up height of the Nihonkai-Chubu Earthquake-Tsunami was measured at more than 600 points in all. Recently the records of the Kamuizaki-Oki and the Kampo Earthquake-Tsunamis for the damages on the Korean coast were newly discovered (Tsuji et al., 1985).

Maximum water levels of these big tsunamis were recorded not only at the coasts close to the epicenters, but also on the coasts far from them, for examples, on the

*主任研究官。現在、東京大学地震研究所併任

**元国立防災科学技術センター研究部風水害防災研究室

coasts of north tip of Sado Island, Noto Peninsula, Oki Islands, and east of the Korean Peninsula.

In the present study, numerical calculations of propagations with using the mesh covering whole the regions of the Japan Sea with grid interval of $5\text{km} \times 5\text{km}$, were made for these three tsunamis. Depth in shelf region assumed uniformly as 200 m, and therefore the effect of amplification in shallower sea region is not simulated.

We compared the results with the measured run up height distribution. The results showed good agreement with the actual distribution in general and followings were clarified.

- i) There are several "specific coasts" where tsunami run-up height becomes higher than the neighbouring coasts for any earthquake!tsunami whose source is located in any sea region of the north-east part of the Japan Sea.
- ii) Tsunami wave is apt to be higher on the coasts of islands and peninsulas.
- iii) Pattern of the distribution of tsunami height is generally well simulated with numerical calculation using a mesh with grid size $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ or so.
- iv) Except on the coast close to the epicenter, tsunami distribution pattern can be well simulated also by numerical model with simplified initial sea bottom deformation as Fig. 12.
- v) It is not caused by the lens effect of the Yamato Rise, that high run-up height was recorded on the east coast of the Korean Peninsula in the 1983 Nihonkai-Chubu Earthquake-Tsunami.

1. はじめに

東北・北海道の日本海岸の西方沖合海域では、850年の出羽国の地震津波以来、今日までに合計21回の地震津波の記録がのこされている(表1)。津波を伴った大きな地震は日本海全体を通じて日本列島の東北部に沿った海域だけで発生しており、これ以外の場所ではほとんど起きていない。地震津波の発生の頻度にも時間的な偏りがみられる。すなわち、津波記録がほぼ完全にそらい始める17世紀以後についてみると、1614年から1741年までと、1834年から1939年までの2回、それぞれ127年と105年という長い津波発生の空白期がある。これに対して、1741年から1834年までの84年間には、9回もの津波がおきている。現在は1939年から始まった、津波の多発期に当たっていて、すでにこの年以來、7回の津波が記録された。このような日本海における津波を伴う地震の発生海域が限られていることと、発生の時間的な偏りが地球物理学的にどのように説明されるかについては、はなはだ興味深い問題である。

この21回の津波はかなり明白に、i) 海岸線上の小地震と、ii) 沖合海域の大地震という二つのタイプに区別される。

タイプi)のものは、震源域が明らかに陸域か、陸から近い海域にあって、マグニチュードが比較的小さく、地震の被害の発生域は狭いが、そのわりに被害発生域内の被害そのものは人の死傷、家屋の損壊とも重大なものが生じることが多い。津波については、付随的にお

きているに過ぎないもので、高さは1~2m程度であって、被害もせいぜい浸水、あるいは船の破損ぐらいにとどまるものである。表1. 中のNo.7, 8, 10, 11, 12, 14, 15, などがこれに当たる。

表1 東北・北海道の日本海岸をおそった津波。*印は津波の存在に関して史的にやや検討を要するもの、主として「理科年表」(1985年版)によった。6番は理科年表では日付はこの前日になっている。発生時刻から見て本稿ではこの日付とする。

Table 1 List of Earthquake-Tsunamis in Japan Sea.

No.	和 暦	西 暦	地震規模 M	震 央 位 置	津波規模 m	状 況
1	嘉 祥3	850	7.0	39.1°N, 140.0°E	2	出羽国府から4kmまで海水浸入
2*	仁和3-VII-6	887-VIII-2	6.5	37.5° 138.1°	2	越後、溺死数千人
3*	寛治6-VIII-3	1092-IX-13	—	—	—	越後
4*	興国2-IX-13	1341-X-31	—	—	—	津軽十三湖
5*	慶長19-X-25	1614-XI-26	7.7	37.5° 138.0°	2	越後高田に津波?震域広い
6	寛保1-VII-19	1741-VIII-29	6.9	41.5° 139.4°	3	北海道松前大島噴火、流死1,475人
7	宝暦12-IX-15	1762-X-31	6.6	38.1° 138.7°	1	佐渡、鶴島村で流家26
8*	明和3-I-28	1766-III-8	6.9	40.8° 140.6°	—	青森市油川に津波
9	寛政4-IV-24	1792-VI-13	6.9	43.6° 140.3°	2	積丹沖
10	寛政4-XII-28	1793-II-8	6.9	40.7° 140.0°	1	西津軽
11	文化1-VI-4	1804-VII-10	7.1	39.0° 140.0°	1	「象潟地震」
12	文化7-VIII-27	1810-IX-25	6.6	39.9° 139.9°	1?	男鹿半島
13	天保4-X-26	1833-XII-27	7.4	38.7° 139.2°	2	津波は松前、津軽から新潟、佐渡
14*	天保5-I-1	1834-II-9	6.4	43.3° 141.4°	—	石 狩
15	昭和14-V-1	1939-V-1	7.0	40.0° 139.8°	-1	「男鹿地震」
16	昭和15-VIII-2	1940-VIII-2	7.0	44.1° 139.5°	2	天塩溺死10
17	昭和22-XI-4	1947-XI-4	7.0	43.8° 141.0°	1	留萌西方、利尻島沓形1m
18	昭和39-V-7	1964-V-7	6.9	40.3° 139.0°	-1	青森県西方沖
19	昭和39-VI-16	1964-VI-16	7.5	38.4° 139.2°	2	「新潟地震」
20	昭和58-V-26	1983-V-26	7.7	40.4° 139.1°	2.5	「日本海中部地震」、日本溺死100、韓国3
21	昭和58-VI-21	1983-VI-21	7.0	41.3° 139.2°	0	同上余震

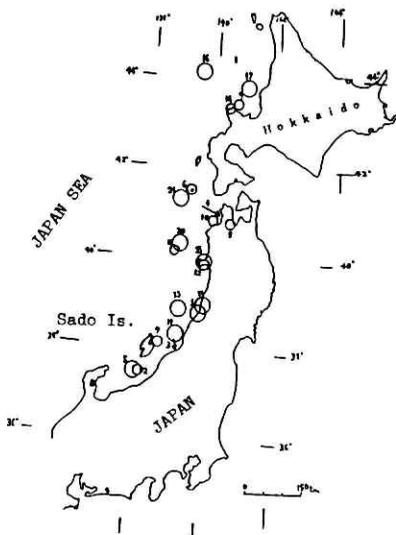


図1 表1に挙げた地震津波の震源位置。

Fig. 1 Locations of the Earthquake-Tsunamis listed in Table 1.

○...M ≥ 7.0, ○...M ≤ 6.9.

タイプii)のものは、震央が海の沖合、それも陸だなの外がわにあつて、地震規模が大きく、沿岸での津波の被害が大きく、しかも震央から遠く離れた海岸にもしばしば津波の被害を生ずるもので、1983年の「日本海中部地震」を代表例として、No.4, 6, 13, および19などが、これに当たる。

ここでは、タイプii)に属する、沖合海域に生じた大地震による津波の伝播をとりあげることにし、その代表的なものとして、1983年の日本海中部地震津波について、津波高の実測値の分布の概要を述べ、日本海全体にわたる数値計算結果と比較したのち、同じタイプに属する、寛保地震津波(1741)、神威岬沖地震津波(1940)についても論じてみることにする。

2. 日本海中部地震津波 ($M=7.7$, $m=2.5$)

2.1 津波高の分布の概観

1983年5月26日12時00分ごろ秋田県西方海域で発生した日本海中部地震、($M=7.7$)とそれに伴う津波による人的、および財産被害は表2.の通りである。日本ででた104人の死者のうち、100人は津波による犠牲者である。韓国側の被害は1人の死者と2人の行方不明者を含めて、すべて津波によるものである。

津波の痕跡・証言に基づく津波打上げ高の調査は、津波発生の直後から、国立防災科学技

表2 日本海中部津波による被害統計、国土庁および韓国中央气象台による。

Table 2 Statistics of damages of the Nihonkai-Chubu Earthquake-Tsunami. After National Land Agency, Japan and Central Meteorological Observatory, Republic of Korea.

国 別	日 本					合 計	韓 国
	北海道	青 森	秋 田	島 根	その他 府県		
県, 道							江 原 道 慶 尚 北 道
人的被害							
死 者	4	17	83	0	0	104	1(東海市)
行方不明	—	—	—	—	—	—	2(臨院)
負 傷 者	24	25	265	5	5	324	2(臨院)
家屋被害							
全壊流失	5	447	1,132	0	2	1,584	1
半 壊	16	865	2,622	0	2	3,505	0
破 損	69	3,108	2,867	0	0	5,954	22
床上浸水	27	62	65	141	3	398	—
床下浸水	28	152	277	277	8	742	19
被害船舶	637	853	681	319	161	2,651	81

術センター(1984), 気象庁(1984), 港湾技術研究所(1983), あるいは各大学の研究者たちによって実施され, 各々特色のある報告書が発行された。これらの各報告に記された津波高さの測定点の総数は約 600 ケ所にのぼる。その範囲は, 北は北海道の礼文島の北端スコトン岬から, 南は九州・対馬の厳原町までにおよんでいて, 調査の空白区間がない。

また, 韓国沿岸の津波については, 白(1983)による詳細な報告があり, 筆者ら(1985)による翻訳・解説がなされている。北朝鮮からは 1985 年 5 月現在までに全く情報が入っていない。また, ソ連からの情報も気象庁の報告に記された 4 点の記事しかなく, 津波高の分布を論ずることができない。

これらの資料によって, 津波高さの総括的な分布図を図 2 に示す。図 3~6 に各地の津波高の分布図を示しておく。震源に近い秋田県北部と青森県の海岸で津波高分布の著しい山がみられるが, これ以外に, 震央から離れた場所にも, 津波高の大きな場所があちこちに現れている。北海道積丹半島, 佐渡島北端, 能登半島外海側, 奥丹後半島, 隠岐諸島, 島根半島, そして韓国江原道臨院付近などで, そのような遠方の津波高の大きな場所は, 「ある特定の狭い区間内だけで集中的に高い津波が記録され, その区間に隣接する海岸ではさほど津波は高くない」というような, 現れかたをしている例が多い。

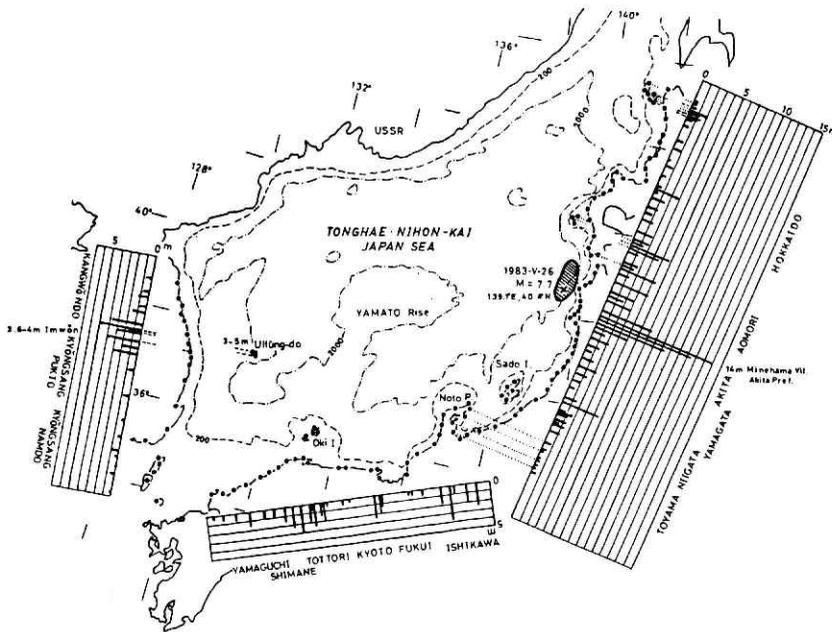


図 2 1983 年 5 月 26 日の日本海中部地震津波の津波高分布の総括図。

Fig. 2 Schematic distribution of inundation height of the Nihonkai-Chubu Earthquake-Tsunami of May 26th, 1983.

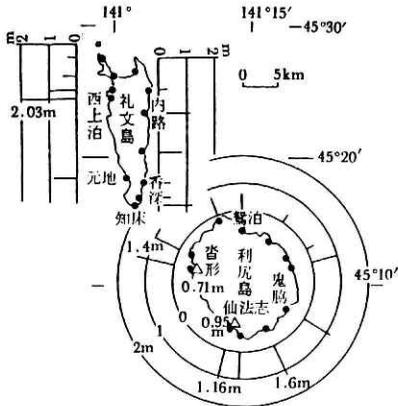


図 3-a 利尻島, 礼文島の詳細図.

Fig. 3-a Detailed map of Rishiri and Rebun Islands.

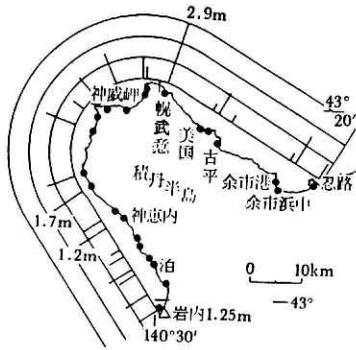


図 3-b 積丹半島の詳細図

Fig. 3-b Detailed map of Shakotan Peninsula.

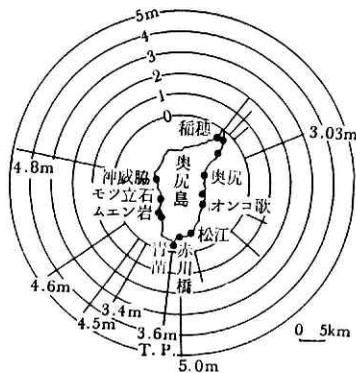


図 3-c 奥尻島の詳細図.

Fig. 3-c Detailed map of Okushiri Island.

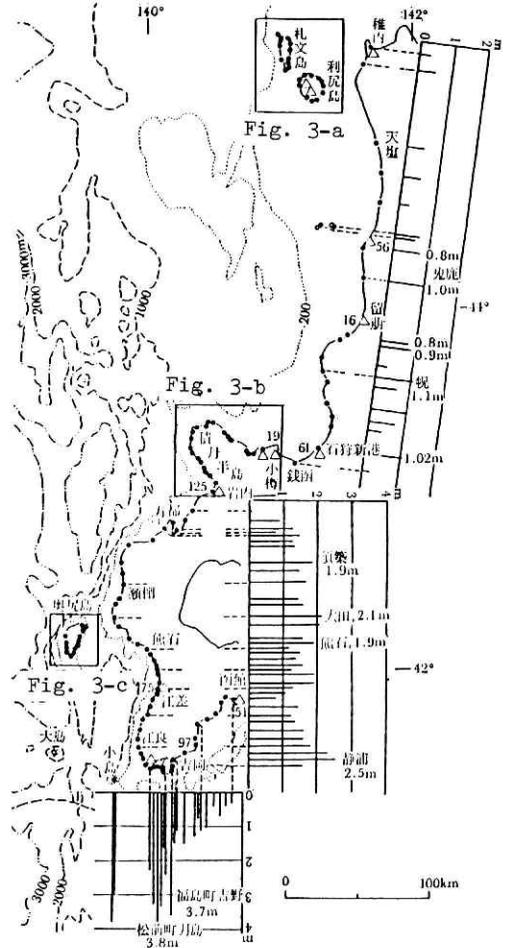


図 3 日本海中部地震津波の北海道の津波高分布.

Fig. 3 Distribution of inundation height of the Nihonkai-Chubu Earthquake-Tsunami along the west coasts of Hokkaido Island. Black circles show the locations of the measured points, and triangles show tide gauge station with tsunami height (cm).

2.2 北海道の津波高

まず、北海道では、最南端の福島町吉野地区以西、松前町弁天地区までのわずか約 12 km の区間で 2.5~3.8 m を記録している。奥尻島では(図 3-c)、島の最南端付近の赤川橋で 5.0 m を記録したのを最高に、ここから島の西の神威協の集落まで、約 18 km の区間で 4 m を越える津波が記録された。積丹半島では、神威岬を東に回りこんだ幌武意漁港で 2.9 m と、このただ 1 点だけに飛び抜けて高い値が記録されている。礼文島では、西海岸の西上泊(にしうえんどまり)漁港に 2.0 m が記録された。

以上の、「特異的」に高かった場所以外では、松前町と積丹半島間の 200 km におのぶ海岸ではどこも 1~2.5 m で、際立って高いところはなかった。また積丹半島以北では、稚内まで、どこも 1 m 以下の低い津波高にどまっている。

2.3 本州北部の津波高

震源に近い海岸である秋田県北部・青森県の海岸の津波高の分布については、すでに参考文献表に挙げた幾つもの報告書に書かれているので、詳しくはそれらを見ていただくことにする。最大浸水高を示したのは、秋田県山本郡峰浜村の沢目集落付近であって、14.93 m (TP) の浸水高が記録されている。この地点を含む、男鹿半島北部海岸の男鹿市五里合以北、青森県境に近い秋田県八森町小入川までの南北約 40 km の海岸線で、直接外洋に面したところはどこも 5 m 以上の高い津波に襲われている。

男鹿半島を南にすぎると津波高は急に 2 m 前後と低くなる。そして、途中山形県遊佐町、新潟県五十嵐、柏崎などに小さなピークを描きながらも、富山湾に至るまでほぼ一貫して津波は低くなっていくのである。この間ただ一ヶ所、秋田県本荘市松ヶ崎漁港の北側浜で 6.2 m という異常に高い値が記録されている。富山湾内は、富山市側も能登半島側も 50 cm 以下と大変低く、富山県は福井県とともに日本海岸にあるただ 2 つの無被害県のうちの一つとなった。佐渡島では、島の北端の藻浦で 4.7 m、その約 12 km 南東の関漁港で 5.0 m が記録され、津波が高かったのは、ほぼこの区間に限られる。

2.4 西日本の津波高

能登半島の外洋側と隠岐諸島、それに島根半島に著しい津波高分布の山が現れている。ことに能登半島は、富山湾側で津波がきわめて低かったのに対して、外洋側では、狼煙で 2.5 m、輪島で 2.0 m、舳倉島で 5.0 m もの高さが記録されている。このほか、舞鶴市野原港以西、兵庫県竹野港までの約 60 km の区間も小規模ながら分布の山をなしている。このほか山口県須佐港付近に小さな山がある。対馬の北部で約 1 m であった。

2.5 韓国東海岸の津波高分布

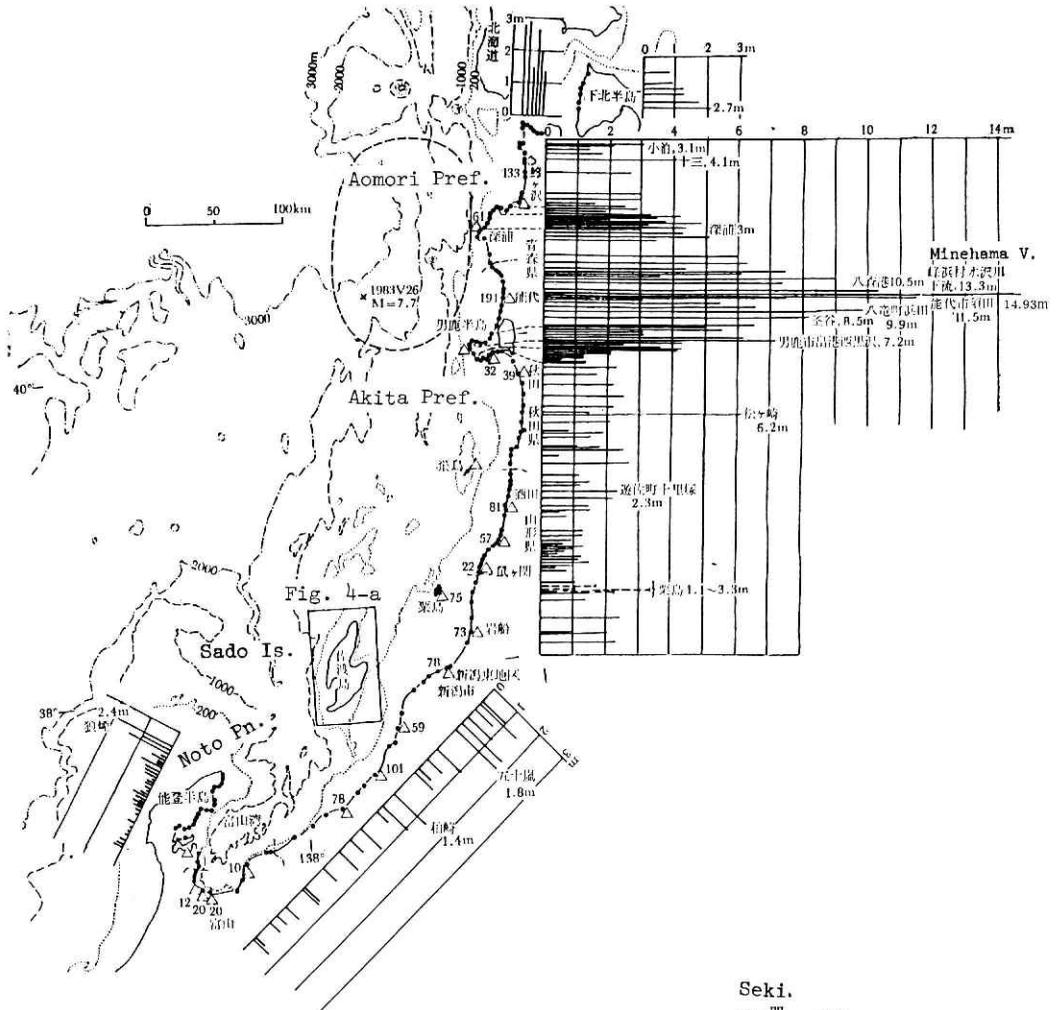


図4 日本海中部地震津波の本州の津波高分布. 破線は羽鳥(1984)による破源域.

Fig. 4 Distribution of Tsunami height in the northern part of Honshu Island. Broken line shows the tsunami source area given by Hatori (1983).

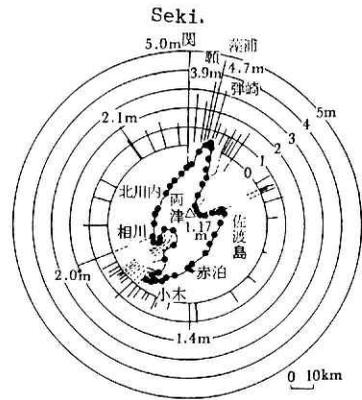


図4-a 佐渡島の詳細図.

Fig. 4-a Detailed map of Sado Island.

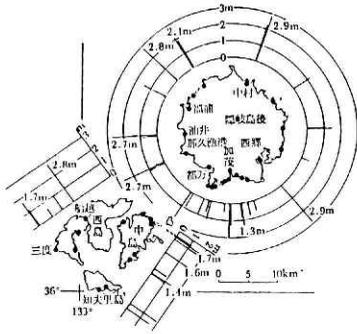


図 5-a 隠岐諸島の詳細図。
Fig. 5-a Detailed map of Oki Islands.

図 5 日本海中部地震津波の西日本の津波高分布。

Fig. 5 Distribution of height of the Nihonkai-Chubu Earthquake-Tsunami in the south part of the Japanese Islands. Notice that higher tsunami was recorded on the coasts of Noto Peninsula and Shimane Prefecture.

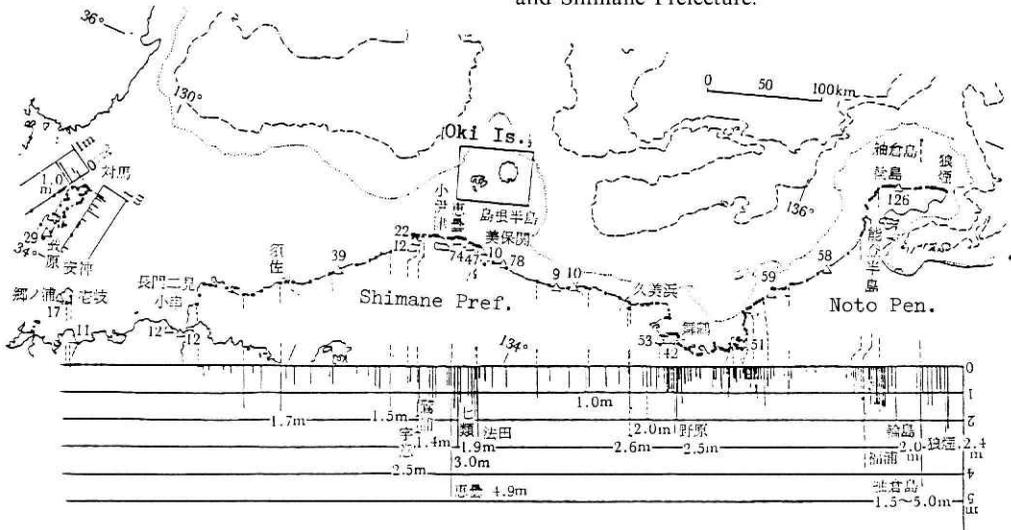
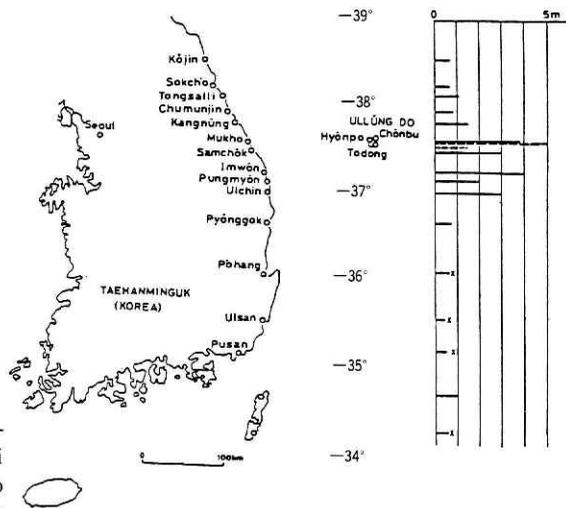


図 6 韓国の津波高分布。

Fig. 6 Distribution of height of the Nihonkai-Chubu Earthquake-Tsunami along the east coast of Korea. No information has come from North Korea till May 1985.



韓国の津波高分布についてはすでに、筆者ら(1985)の資料に詳しく述べてある。韓国本土から約140 km はなれたウルルン(鬱陵)島で5 m の津波が目撃された。本土側では、江原道臨院港では、明白な痕跡によって、3.6~4.0 m の津波が測定された。韓国の海岸で津波が高かったのは、この臨院港を中心として、南は慶尚北道蔚珍^{ウルチン}、北は江原道東海市までの約70 km の区間で、2 m 以上の津波が記録されており、韓国での大部分の津波被害も、ウルルン島とこの範囲内で生じている。

2.6 津波の数値計算

日本海全体を5 km×5 km の間隔の計算格子で覆って、津波の伝播の数値計算を行った。地震に伴う海底変位としては、相田(1984)によるものを仮定した(図7)。

地球回転の影響、水の粘性、非線形項などは無視し、長波近似を仮定した。

海の水深を h 、海面の変移量を ζ 、海水流量の東、および北向き成分を q_x 、および q_y とすると、運動の方程式は、 x 、および y 方向について、それぞれ、

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} = -gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (1)$$

および

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} = -gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (2)$$

となる。また、質量保存の方程式は、

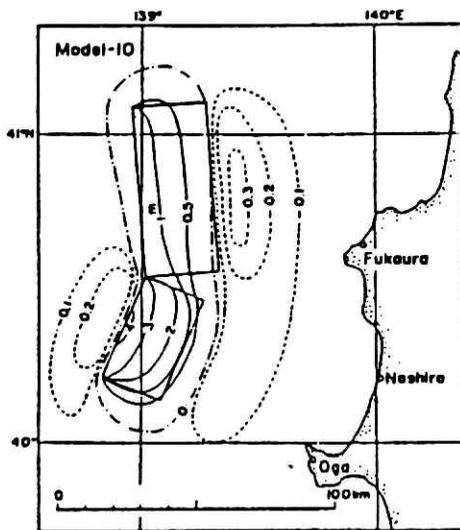


図7 相田(1984)による波源域での海底の隆起(実線, m), 陥没(破線)の分布。

Fig. 7 Initial sea bed displacement caused by the Nihonkai-Chubu Earthquake after Aida (1984). Full line shows the area of upheaval and broken line shows that of subsidence.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \quad (3)$$

となる。

格子間隔を l (5 km) とし、計算時間ステップを Δt とする。南西の隅から数えて (i, j) 番目の格子目の海面の変移量を ζ_{ij} 、この格子目に西、及び南方向から流入する海水の量を $q_{x,i,j}$ 、および $q_{y,i,j}$ と書くと(1)~(3)式は次のように差分化される。

$$\Delta Q_{x,i,j} = (H_{i,j} + H_{i-1,j})(\zeta_{i,j} - \zeta_{i-1,j}) \quad (4)$$

$$\Delta Q_{y,i,j} = (H_{i,j} + H_{i,j-1})(\zeta_{i,j} - \zeta_{i,j-1}) \quad (5)$$

$$\Delta \zeta_{i,j} = \{(Q_{x,i+1,j} - Q_{x,i,j}) + (Q_{y,i,j+1} - Q_{y,i,j})\} \quad (6)$$

ここで、 Δ は Δt 時間後の増分を表し、 $Q_{x,i,j}$ 、 $Q_{y,i,j}$ 、および $H_{i,j}$ は次の式で表される換算流量、および換算深さである。

$$Q_{x,i,j} = - \frac{q_{x,i,j} \Delta t}{l} \quad (7)$$

$$Q_{y,i,j} = - \frac{q_{y,i,j} \Delta t}{l} \quad (8)$$

および

$$H_{i,j} = \frac{g}{2} \left(\frac{\Delta t}{l} \right)^2 h_{i,j} \quad (9)$$

式(4)~(6)によって計算するとき、1個の格子目当たりの計算量は、実数データの掛算2回の加減算10回となり、最も少ない計算量で津波の伝播の1ステップ分の計算が実施される。ただし、実際には、2次元の記憶場所内のアドレス指定のための整数計算がこれに加わるが、この計算も FORTRAN 文法の EQUIVALENCE 文の使用によって、「当たり前」にやった場合の約2分の一以下に減らすことが可能である。

各海峡を通じて格子から出ていく波動を表現するために、各海峡の外側に断面形状が一定な長さ 500 km の仮想的な水路を設定し、その出口で、外向きの進行波の条件、

$$q_x, \text{ または } q_y = \pm \sqrt{gh} \zeta \quad (10),$$

を与えた。ここで、複号は水路ごとに流出する波を表現するように選択する。

計算安定の条件は、総ての格子目について、

$$\Delta t \leq l / \sqrt{2gh} \quad (11)$$

が成り立つことである。日本海の場合 $h < 4,000$ m であるから、 $\Delta t \leq 17$ 秒が必要条件となる

が、 Δt の値があまりこの限界値に近いと、計算の乱れを生じ易いので、本研究では、 $\Delta t = 12$ 秒とした。

実際の日本海は球面の一部であるが、日本海のほぼ中央の北緯 41 度、東経 135 度の点で地球表面に接する平面を考え、日本海をこの平面に投影させて、東西 252 個、南北 311 個の一辺 5 km の正方形の格子目からなる格子をこの平面上に設定して計算格子とした。各格子目の水深は、3 分ごとに読まれた日本海の水深の磁気テープファイルから、格子目の中心点に相当する水深値を比例計算することによって得た。球面を平面に投影したことに起因する、格子間隔の歪みの誤差は、中心から最も離れた格子の四隅で最大 1% 程度であって、本研究の推進上の障害とはならない。

津波は海岸線のところでは完全反射すると仮定した。

水深 200 m より浅い海域での津波の伝播は、この計算格子では良く再現できないので、そのような浅い海域での水深は 200 m であると仮定した。このため、計算結果には、津波が陸棚の先端から海岸線に達するまでに起きるであろう増幅の効果が再現されないことになるが、これについては、後で詳しく述べる。

以上のような条件のもとに、実際の津波伝播の約 2 時間 40 分に相当する計算を実施した。海岸線に相当する各格子目における、この計算時間内での、経験最高水位の分布図を図 8 に示す。一目盛は 50 cm である。利尻・礼文・奥尻・佐渡・隠岐・鬱陵の各島の値は中段に示しておいた。

この数値計算の結果は、次のような点において、おおむね津波高の分布のパターンを良く再現している、といえるであろう。ただし、津波高の絶対値については、200 m 以浅の海域での増幅効果(後述)を含んでいないため、計算値は実際の津波高の 3~5 分の一程度となっている。

- i) 男鹿半島以北、津軽半島以南に最大のピークがある。
- ii) 北海道松前にピークがある。
- iii) 奥尻島で背後の北海道本土海岸より高い。
- iv) 積丹半島を境にこの北では津波高がステップ状に低くなっている。
- v) 佐渡島北端にピークが現れている。
- vi) 新潟県柏崎付近に小さなピークが現れている。
- vii) 富山湾内での津波高は計算でも小さくなっている。
- viii) 能登半島外洋側海岸に著しいピークが現れている。
- ix) 舞鶴と奥丹後半島付近に小さなピークが現れている。 x) 隠岐諸島で津波高が大きく現れている。
- xi) 韓国臨院付近にも著しいピークが再現されている。
- xii) 韓国南端の釜山付近では津波は非常に小さい。

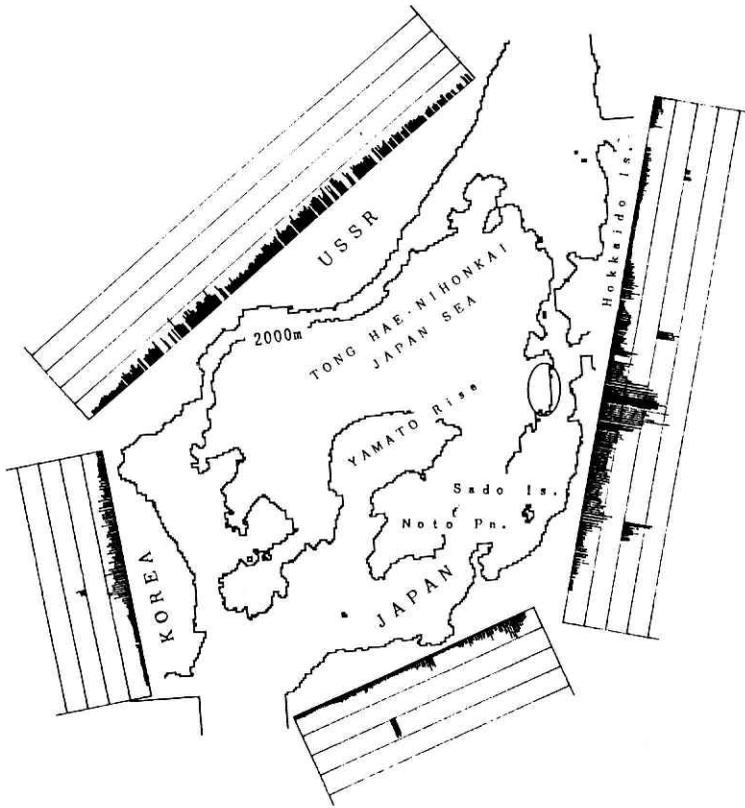


図8 数値計算結果。ひと目盛り50cm。利尻島、礼文島、奥尻島、佐渡島、隠岐諸島、およびウルルン島のデータは中段にある。

Fig. 8 Result of numerical calculation for the Nihonkai-Chubu Earthquake-Tsunami. One mesh corresponds to 50cm of tsunami height. Notice that the depth in the shelf region is assumed uniform as 200 m.

以上の点からみて、数値計算は大変良く実際の津波高の分布パターンを再現していると言えるであろう。ことに、この津波の被害を生じた場所と、この計算による計算津波高40cm以上が算出された場所とが大変良く一致していることが指摘できる。

ただし、次のような、不一致点も指摘することができる。

- i) 新潟市付近に、かなり著しいピークが現れているが、これは実際の分布では見られないものである。
- ii) 積丹半島の幌武意、秋田県本田庄市松ヶ崎、韓国ウルルン島の大きな津波高が再現されていない。

このうち、ii)のほうは、「ただ1点だけで孤立して現れた、大きな津波高」であるので、その再現はどんな計算法を以てしても相当難しいことであろう。

2.7 陸棚斜面海域での津波増幅効果

この数値計算では、陸棚上海域での増幅効果が入っていない分だけ、実測値よりも小さく出ている。計算結果と実測値とを比較してみると図9のようになって、実測値は計算値の3~5倍程度の値を示していることが分かる。陸棚斜面の海域での水深変化が海岸線に近づくにつれて、直線的に浅くなっていて、陸棚の外海域での深さが一定(200 m)である所に、沖合から規則正しい正弦波が定常的に入射する場合の波の増幅率を与える公式が Shuto (1972) によって提案されている。それによると、陸棚外部での津波の振幅を a 、海岸での波の浸水高を R とすると、

$$R/a = 2 \left\{ J_0^2 \left(\frac{4\pi L}{\sqrt{gDT}} \right) + J_1^2 \left(\frac{4\pi L}{\sqrt{gDT}} \right) \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

となる。ここで、 L は陸棚斜面の長さ、 T は波の周期、 D は陸棚斜面の先端での水深(200 m)である。式(1)で、 $L \rightarrow 0$ とすると、 R/a の値は2に収束する。これは斜面の長さがゼロの場合で、入射波が完全反射をする場合に相当する。これはちょうど、数値計算で仮定した条件になっているので、この R の値を R_{cal} と書く。斜面の長さは、現実の日本海沿岸では、 $L = 10 \sim 30 \text{ km}$ 程度であるのが一般であるが、その値に対する(1)式の R の値を R_{obs} と書く。この二つの R の値の比率 r は、ここで行った数値計算による津波高 h_{cal} と、実際に実測された津波高 h_{obs} との比率に相当する量となる。津波の周期 T を 5, 7, 10, 15, 20 分の場合の斜面長さ L に対する r の値を図示すると図10のようになる。日本海中部地震の卓越周期は7~10分ぐらいであったことが各地の検潮記録や水位実測によって判明しているので、 $r = 3.0 \sim 5.0$ 程度であっておかしくなく、図9に見られるように、実測津波高が計算津波高の3

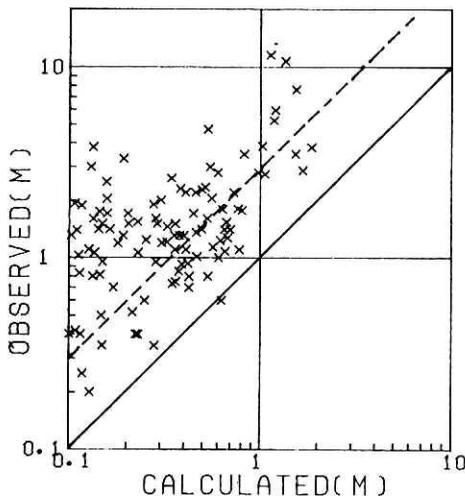


図9 実測津波高 (h_{obs}) と計算津波高 (h_{cal}) の比較. 実線は $h_{obs} = h_{cal}$, 破線は $h_{obs} = 3.0h_{cal}$ をあらわす

Fig. 9 Comparison of observe tsunami height (h_{obs}) with numerically calculated height (h_{cal}). Full line denotes $h_{obs} = h_{cal}$, and broken line denotes $h_{obs} = 3.0 \times h_{cal}$.

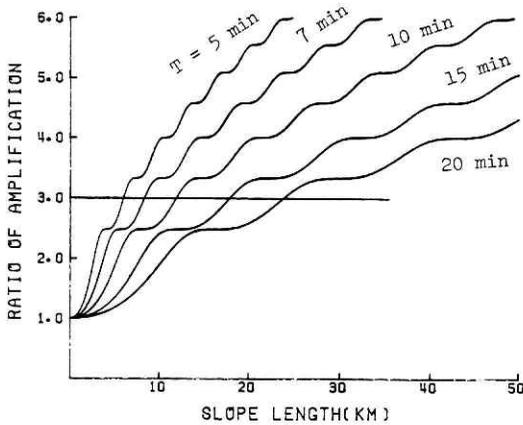


図 10 Shuto(1972)の公式(1)による、陸だな域出増幅がある場合の、増幅なしの場合の振幅比率 r のグラフ。横軸は陸だなの長さ L (km), T は津波周期(分)。日本海沿岸の陸だなの幅は 10~30 km 程度であることが多く、日本海中部地震津波の卓越周期は 7 分程度であるので、 $r=3\sim 5$ 程度であっておかしくない。

Fig. 10 Tsunami amplification ratio calculated by Shuto's formula (1).

倍の線(破線)を中心としてばらついているのは、合理的である。

2.4 大和堆の効果

日本海の中央部には「大和堆」と呼ばれる、テーブル状の著しい浅海域がある。東西約 300 km, 南北約 150 km で、一番浅いところでは水深は 300 m 以下となる。この海域の周辺は深さ約 3,000 m の深海域である。さて、津波高の実測分布図である図 2, あるいは、西日本や韓国の分布をしめす図 5 や図 6, さらに数値計算結果の図 8 をみていると、韓国の臨院付近の分布の山は(あるいはさらに隠岐諸島, 島根半島の分布の山も), ちょうどこの大和堆をはさんで震源の対称点に位置するように見える。してみると、韓国の臨院付近で津波が高くなったのは、大和堆の「レンズ効果」によるのではないかと、考えたくなる(三好, 1984, 都司ら, 1984 など)。この考えが正しいかどうかを検証するため、大和堆付近の海域を平らな深さ 3,000 m の海域に置換えて、数値計算をしてみた。結果は図 11 の通り。朝鮮半島と山陰地方の津波高は大和堆がない場合よりもむしろ高くなっている。考えてみれば、日光のふりそそぐ中に凸レンズがあればいつも光線が物体上に集まる訳ではなく、焦点距離が合ったときにだけ、そうなる、というのは自明のことである。物体が焦点の遙か後ろにあるときには、凸レンズはむしろ影を作り出す、「レンズ効果」という言葉を、定量的な検証なしに安易に口にすべきではないことが分かる。

2.5 震源域内での海底隆起分布を単純化した場合

日本海中部地震・津波の波源域楕円内で、相田モデルではなく、中心で最も大きく(そこでの隆起量を ξ_{max} とする) 周囲に行くにつれて放物線的に隆起量 (ξ) が減少するような、次の式で表される単純な海底変位パターンを与えて計算をしてみた(図 12)。

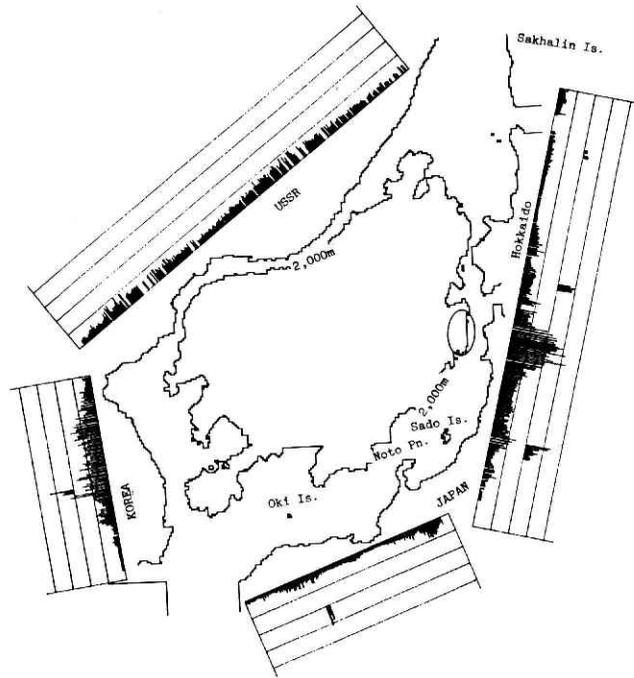


図11 大和堆が無い場合の日本海中部地震津波.

Fig. 11 Result of numerical calculation of the Nihonkai-Chubu Earthquake-Tsunami under the condition that Yamato Rise is removed.

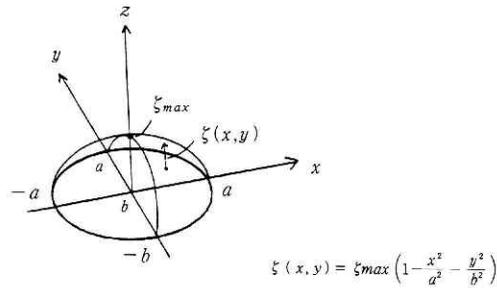


図12 簡単化した波源モデル.

Fig. 12 Simplified seabed upheaval model.

$$\zeta(x, y) = \zeta_{max} \left(1 - \frac{x^2}{a^2} - \frac{y^2}{b^2} \right) \quad (2)$$

その結果を図13に示す。この図を図8と比較すると、波源にごく近いところ以外では、それぞれ似た分布パターンを示しており、波源に単純な海底隆起モデルを想定したものでも、

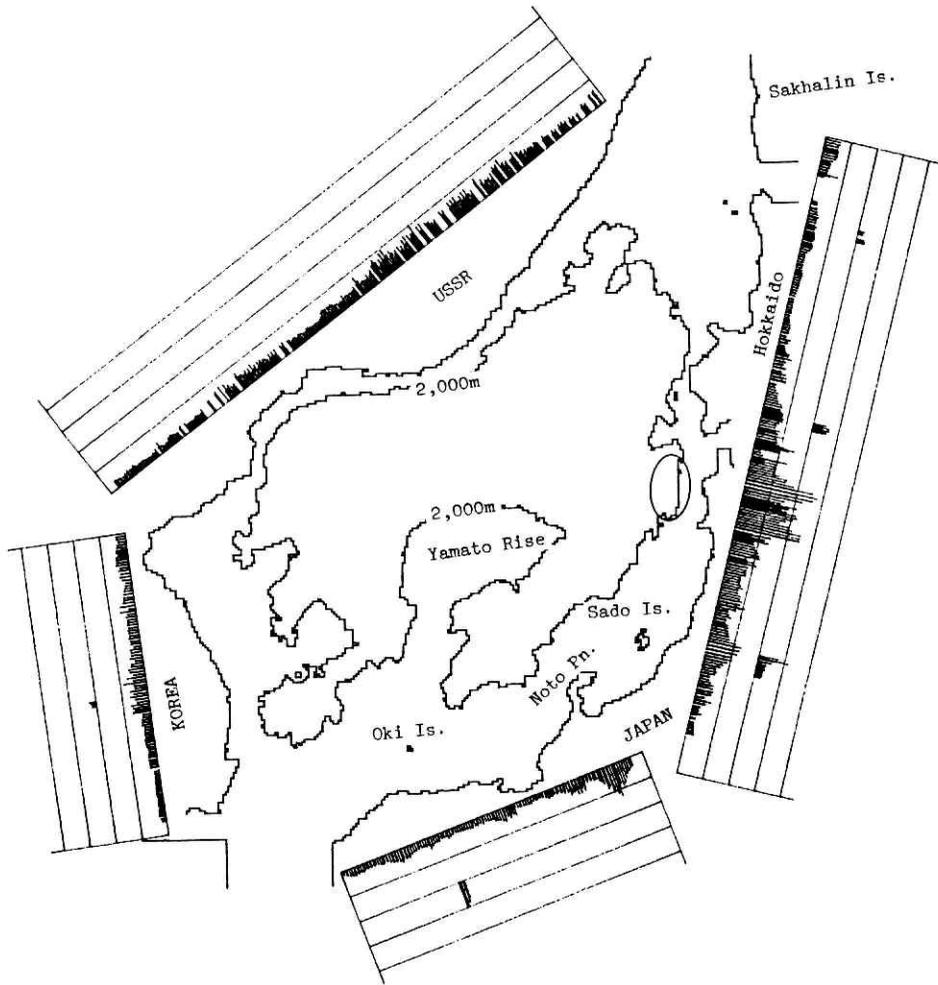


図 13 単純化した波源モデルによる日本海中部地震津波の数値計算結果。
Fig. 13 Calculated tsunami height distribution for the symplified model.

じゅうぶん現実に対応を付けられるものを与えることができることを示している。

3. 神威岬沖地震津波 (1940—VIII—2, $M=7.5$, $m=2$)

1940年8月2日0時8分に積丹半島の北西のかなり広い海域を震源とする地震があり、北海道西部で震度IVの地震を感じたが、地震そのものによる被害はなかった。地震後北海道西海岸を襲った津波のために、天塩川の河口で10人の水死者を出した。さらに利尻島で流出548、不明全壊114、半破75の船舶被害を出した。被害は羽幌、寿都、岩内、瀬棚等でも生じた。北海道の最大波は利尻島仙法志の神磯で9尺5寸(2.88m)の高さが確認され、さらに

これを4~5尺上回ったといわれる。このほか、苫前町興津(オコツナイ)で3m、増毛以北、天塩までの海岸で2mであった。この津波はサハリン島ネベリスク(当時本斗)、石川県金石海岸、京都府丹後町間人(たいざ)、および同町浜詰、隠岐諸島の西郷、でも記録され、さらに朝鮮半島でも、最近発掘された記録を含め、9ヶ所で記録されている。これらの地点での津波高の図14に示す。隠岐諸島と朝鮮半島の津波高が、波源から遠いにもかかわらず1.5~2mと北海道やサハリン島に匹敵する値であるのが注目される。

この地震・津波に対して図12のような単純な海底変位を与えて($\xi_{max}=2.0\text{m}$)計算した結果を図15に示す。利尻島と天塩付近およびサハリン島南端、さらにソ連領沿海州のオリガ港付近で高い値となり、また、隠岐諸島や朝鮮半島 Ulichin 港付近でもやや高い値となって実測とかなりよい対応を示す。ただし、北海道やサハリン島沿岸の計算津波高と、隠岐諸島や韓国のそれには、約3倍の差があるのに、実際には、それほどの差ではないという問題がある。震源モデル、震源位置と規模、資料未発掘の場所の調査など、この地震津波に関しては、まだまだ検討の余地が残っている。

4. 寛保地震津波 (1741—VIII—29, $M=7.5$, $m=3$)

この地震津波の韓国側の資料を含む古資料と推定津波高の分布については、都司ら(1985)にやや詳しく、述べておいた。

この津波の浸水高分布は図16の通り。羽鳥(1984)によって提案された、この津波の波源域に、単純化された海底変位($\xi_{max}=2.0\text{m}$)で、中心変位2.0mを与えて計算した、津波高分布を図17に示す。北海道南西部の江差・松前地方で、日本海中部地震のさいの秋田県北部と同じ程度の津波が起きたであろうことが、示唆される。また、佐渡島、および能登半島の外洋側で顕著なピークが現れており、歴史史料の記載事実と良く対応していることが了解される。さらに、朝鮮半島では南は平海から北は元山湾の少し南あたりまで、ちょうどこの時代の江原道に当たる海岸線で津波が高くあらわれており、この点も史料事実と良い対応を示している。

5. む す び

日本海に起きた三回の地震津波について、浸水高の分布と数値計算結果について述べてきたが、つぎのような点を結論することができるであろう。

- i. 日本海東北部で地震津波が起きたとき、その震源の位置が多少変わっても、震源から遠いある特定の海岸にいつも津波が高く現れる場所がある。そのような場所として、佐渡島北端、能登半島の外洋側、隠岐諸島、島根半島、韓国江原道南部等を挙げる事ができる。



図 14 1940年8月2日の神威岬沖地震津波の津波高分布。

Fig. 14 Distribution of height of the Kamuizaki-Oki Earthquake-Tsunami of 1940-VIII-2, $M=7.5$, $m=2$. unit: m.

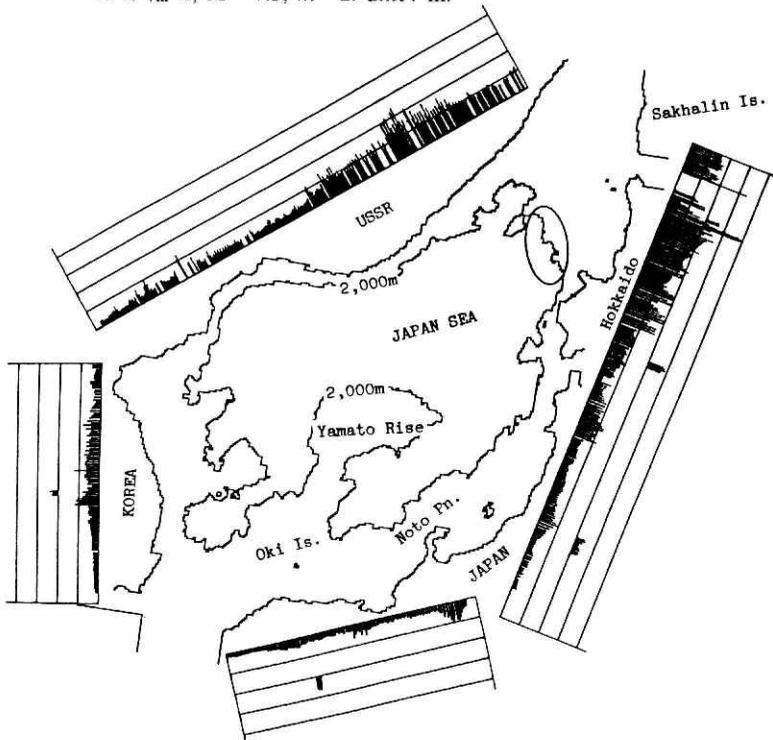


図 15 1940年8月2日の神威岬沖地震津波の数値計算結果。

Fig. 15 Result of the numerical calculation of the Kamuimisaki-Oki Tsunami.

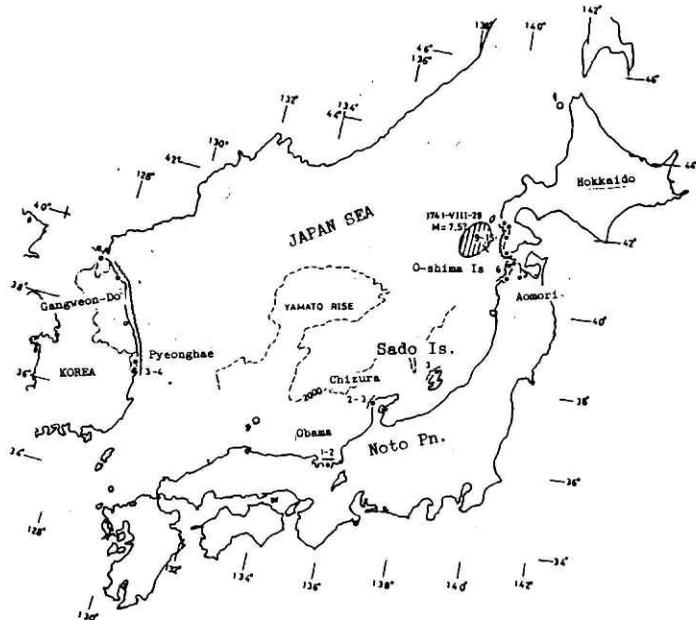


図 16 1741年8月29日の寛保地震津波の津波高分布。

Fig. 16 Distribution of height of the Kampo Earthquake-Tsunami of 1741-VIII-29, $M=7.5$, $m=3$.

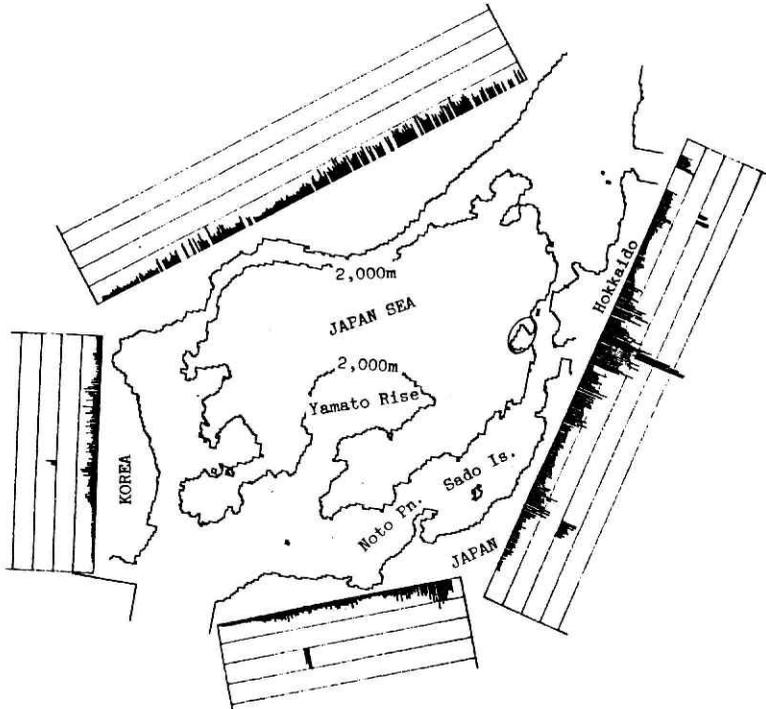


図 17 1741年8月29日の寛保地震津波の数値計算結果。

Fig. 17 Result of the numerical calculation of the 1741 Kampo Tsunami.

- ii. そのような場所というのは、震源の方向に突き出した岬状の海岸線の所が多い。
- iii. 現実の津波の浸水高の分布は、200 m 以浅の海域を 200 m 深の海に置換えた 5 km×5 km 程度の格子間隔の海底モデルによる数値計算結果で、ほぼ分布のパターンは説明される。さらに、Shuto (1972) 公式等による斜面での増幅効果を組み合わせれば、量的にもより良く近似される。
- iv. 震源に極めて近い海岸をのぞいて、やや遠方の津波高の分布のパターンは、津波波源域内部での海底隆起・陥没の分布状況が現実に近いモデルを与えたときはもちろん、図 12 に示すような簡単なモデルを初期変位としたときでも、かなり良い計算結果が得られる。
- v. 定量的な吟味なしに、浅い海域による「レンズ効果」という解釈を与えるのは危険である。

ここに結論として得られた知識はどれも、日本海沿岸各地の津波対策に有益であろう。

* * *

この研究は、主要災害調査として始められ、科学技術庁振興調整費による、「日本海中部地震に関する緊急研究」の一環として引き継がれ、日韓科学技術協力の海外出張旅費による韓国での調査資料の収集成果を加えて行われたものである。

参 考 文 献

- 1) 相田 勇 (1984) : 1983 年日本海中部地震津波の波源モデル, 海洋科学, 16, 9, 496—502.
- 2) Baek(白), W. S., (1983): Report of the 1983 Tonghae Earthquake-Tsunami. Central Meteorological Agency, Republic of Korea, 69 pp (in Korean).
- 3) 羽鳥徳太郎 (1983) : 日本海の歴史津波. 海洋科学, 16, 9, 538—545.
- 4) 木下武雄, 小西達男・都司嘉宣 (1984) : 津波危険度評価のための高まり係数. 国立防災科学技術センター報告, 33, 15—22.
- 5) 気象庁 (1984) : 気象庁技術報告, 106, 252 pp.
- 6) 国立防災科学技術センター (1984) : 昭和 58 年 (1983 年) 日本海中部地震による災害現地調査報告. 主要災害調査第 23 号, 164 pp.
- 7) 港湾技術研究所 (1983) : 1983 日本海中部地震津波の実体と二・三の考察. 港湾技研資料, 470, 299 pp.
- 8) 三好 寿 (1984) : 概論 : 日本海中部地震津波. 海洋科学, 16, 9, 490—495.
- 9) Shuto, N (1972) : Standing waves in front of a Sloping dike. Coastal Engineering in Japan, 15, 13—23.
- 10) 東北大学工学部 (1984) : 津波災害実験所研究報告, 1, 267 pp.
- 11) 都司嘉宣, 小西達男, 木下武雄, 沼野夏生, 阿部 修 (1984) : 日本海中部地震の津波高分布. 海洋科学, 16, 9, 516—526.
- 12) 都司嘉宣, 白雲燮・秋教昇・安希洙 (1984) : 韓国東海岸を襲った地震海溢, 海洋科学, 16, 9, 527—537.
- 13) 都司嘉宣・白雲燮・秋教昇・安希洙 (1985) : 韓国東海岸を襲った日本海中部地震津波. 防災科学技術研究資料, 90, 96 pp.

(1985 年 6 月 28 日 原稿受理)