

紀伊水道を通過する津波の変形について

中 村 重 久*・土 屋 義 人**

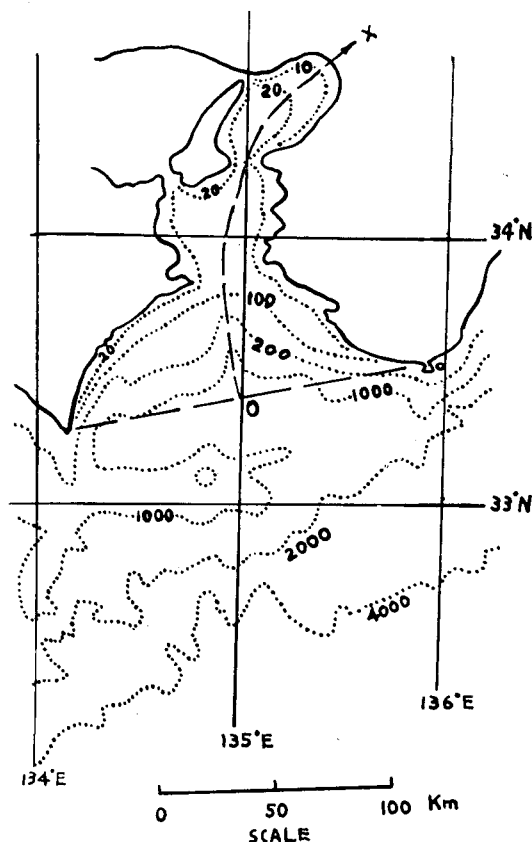
1. 緒 言

津波はわが国の海岸災害の原因のうちの代表的なものである。このような災害は、一般に自然現象の規模と人間活動との接点であられるものと考えられる。わが国では、海岸線に人口が集中し、湾奥部に大都市や主要産業が発達しており、近年その傾向はとみに著しい。そこでの災害を未然に防止できるような対策をねることは、

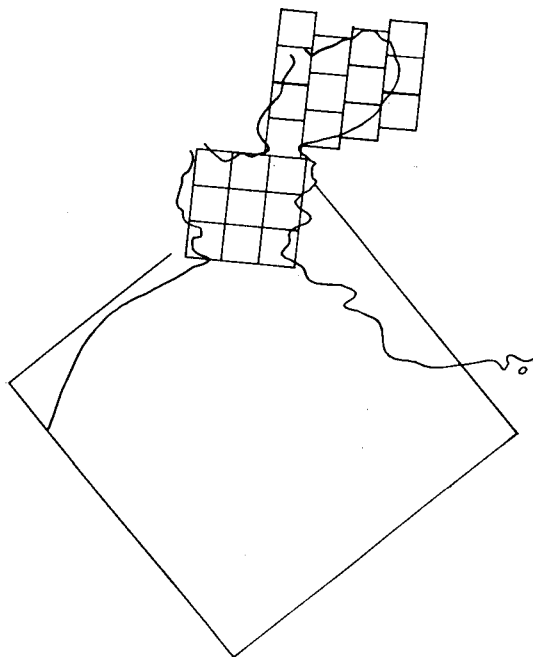
海岸災害の防止に関する研究にたづさわる者の急務である。この意味で、著者らは大阪湾に侵入する津波を例としてとりあげ、太平洋からの侵入に伴う変形過程を研究してきた¹⁾²⁾。ここでは、その後の詳細な検討により得られた成果に基づき、紀伊水道とその周辺水域における津波の波高の平面的分布について述べる。

2. 数値計算法

太平洋から侵入して大阪湾の水位変動に影響を与えるような津波は、紀伊水道を通過しなくてはならない。そのような津波の顕著なものとして、たとえば、1944年東南海沖地震、1946年南海道沖地震、1960年チリ沖地震などによるものがある³⁾。これらの資料を参考にして、津波の数値計算を試みた。計算は Worthington および Herbich (1970)⁴⁾ による波の屈折、回折、浅水効果に関する計算プログラムを用いて行った。ここで、津波は周期 30 min の微小振幅波で近似できるものと考えた。計



図—1 紀伊水道周辺の海底地形
点線は等深線 (m単位)
破線OXは便宜的距離座標



図—2 計算領域区分

* 正会員 工博 京都大学助手 防災研究所

** 正会員 工博 京都大学教授 防災研究所

算にあたっては、京都大学大型計算センターの FACOM 230-75 を用いた。計算対象水域は南海道沖から紀伊水道、大阪湾とした。この水域の深浅図は、海上保安庁水路部の海図を参考にすれば、概略 図-1 のようになる。図中の点線は等深線 (m 単位) であり、破線 OX は潮岬と室戸岬を結ぶ線を起点とし津波の伝播距離をあらわす便宜的な座標である。また、さらに、計算プログラムと電子計算機の容量との制約から、この水域を 図-2 のように区分して外洋から逐次計算をすすめるようにした。外洋に直接面した水域は約 130 km 平方とし、格子間隔を約 7 km とした。また、紀伊水道と大阪湾ではひとつの計算領域は約 16 km, 格子間隔は約 0.64 km とした。

3. 外洋から紀伊水道までの水域における津波

一般に、観測される津波は波源と観測点との距離や方位といった位置関係や、津波の波源での規模、波源と観測点の間の水深などによって様々である。ここでは、簡単のために、まず、チリ津波のフロントについて、気象

庁の計算で串本に到達した時の位置を初期値にえらび、その後の波向線、波のフロントの位置、波高などを時間間隔 1 min ごとにもとめた結果を 図-3 に示す。これによれば、チリ津波の場合、紀伊水道の入口では串本沖の約 1/2 の波高がみられ、波向もほぼ紀伊水道の軸に沿っているようにみえる。次に、南海道沖地震の震央を点波源とするような周期 30 min の線型微小振幅波についても計算を試み、紀伊半島沿岸水域での屈折図と波高平面分布図とが 図-4 のようになることがわかった。もし、このような波が生じたとしてみると、紀伊半島沿岸での波高は波源の約 1/2 となることが予想される。この場合の計算条件は、串本から南西方へ巨大な防波堤を延ばした場合のチリ津波に相当する。さらに、日向灘などから室戸岬をまわってくる津波の例では、図-1 からわかるように、室戸岬から東方にのびる浅瀬の影響を強くうけて、紀伊水道に侵入する波の波高は相当に小さくなるものとみられる (図-5 参照)。このように、波源の位置によって、波の伝播過程とその間の波高変化は一定ではないが、津波が紀伊水道の入口、蒲生田岬と日の岬

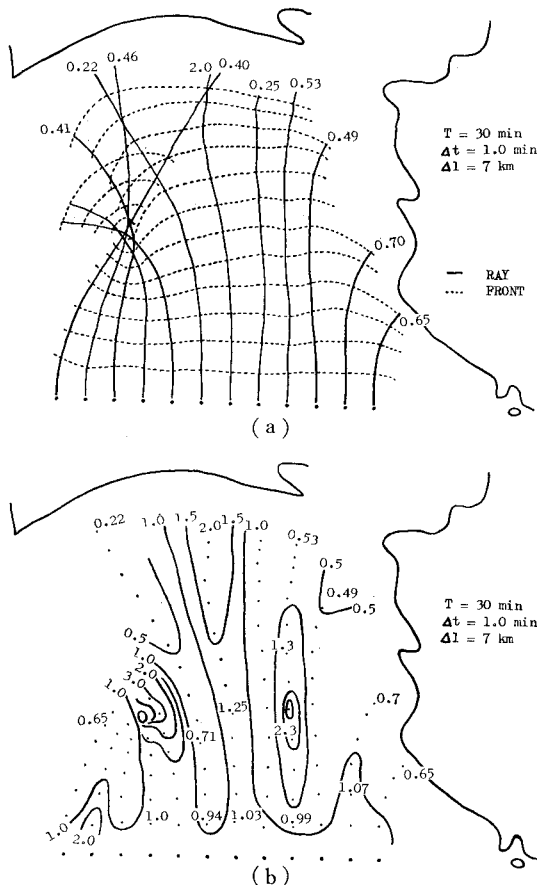


図-3 チリ津波 (1960)

- (a) 屈折図: 実線は波向線, 破線は 1 min ごと
のフロントの位置, 数字は波高比
(b) 波高の平面分布

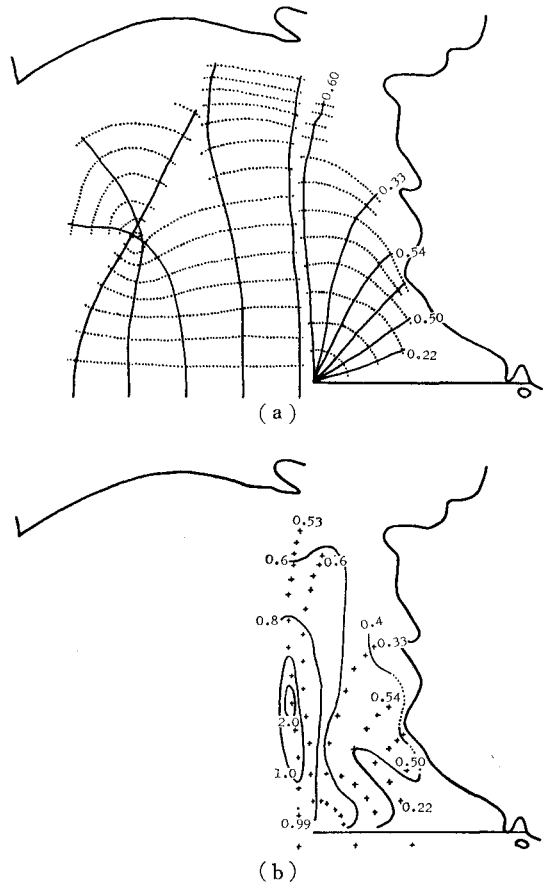
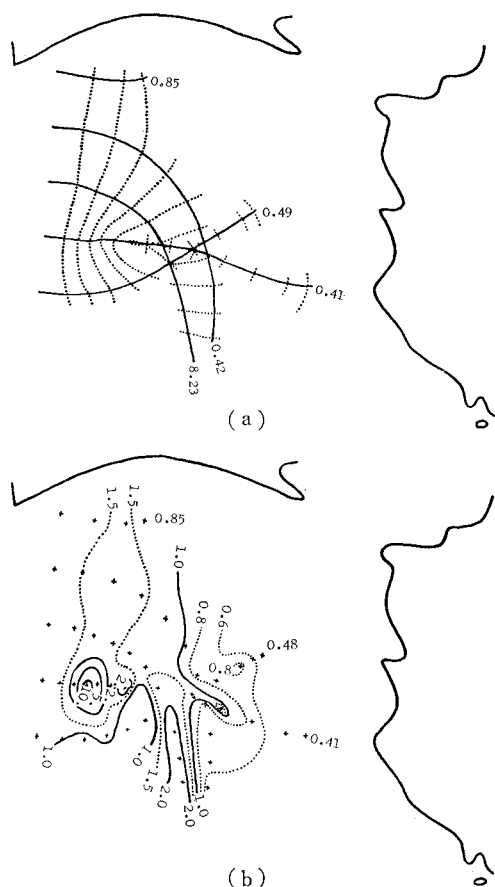


図-4 南海道点波源からの津波

- (a) 屈折・回折図
(b) 波高の平面分布



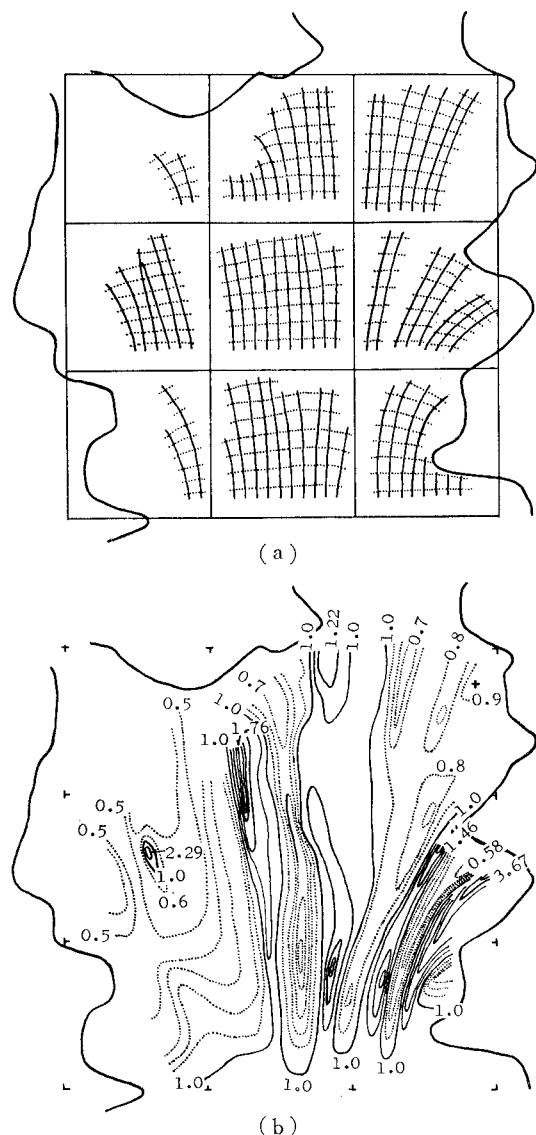
図—5 日向灘地震(1965)による津波
(a) 屈折図
(b) 波高の平面分布

とを結ぶ線に到達する頃には、津波の進行方向は紀伊水道の軸方向にほとんど一致するようになって考えてよさそうである。

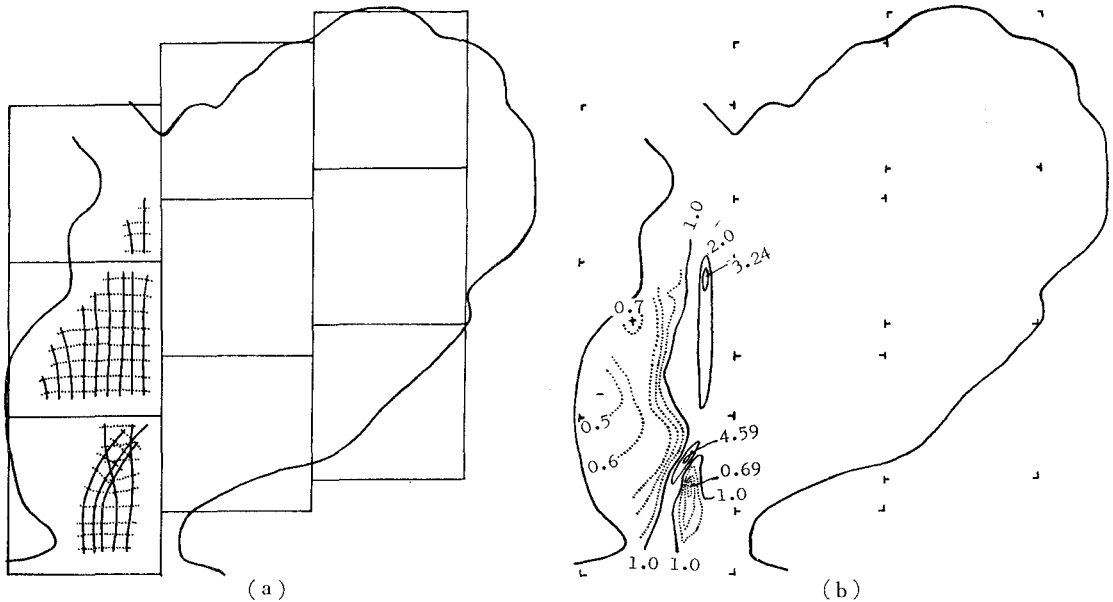
4. 紀伊水道に侵入した津波

津波の周期、水深、格子間隔、時間間隔のほか使用計算機の機能を考慮して紀伊水道を9水域に区分し、それぞれの小水域を 25×25 のメッシュに区切り、逐次計算をした。津波としての波向線および波のフロントの位置は時間間隔 1min あるいは 30sec ごとに求めた。ここで用いた計算プログラムでは、周期 30min の微小振幅波としての津波に対して、水深 20m 以浅の水域は陸地とみなし、海岸に到達するまでの計算をし、反射波は考えないことにした。また、計算の基礎としている理論が線型であり、海底摩擦などによるエネルギー損失を考慮していないため、波向線間隔が小さくなると波高は異常に大きくなり、波向線間隔がゼロのときは計算上無限大の波高となる。この意味で波高が数倍以上になった後の計算値の評価⁹⁾には注意が必要である。

ここでは、紀伊水道へ侵入する津波のフロントは、蒲生田岬と日の岬とを結ぶ線上で、この線にはほとんど直角にすすむものとする。この線上に津波のフロントが位置したとき、そのフロントのいたところで波高は同一であったとする。このような仮定のもとにおける計算の結果によれば、紀伊水道に侵入した津波は水深の影響を受けて屈折し、波高の変化も顕著ことがわかる(図—6参照)。特に注意すべきことは、津波が紀伊水道に侵入した後、友ヶ島水道へ向かうとともに、フロント上で波高が一樣ではなくなることである。紀伊水道中部四国寄りのピークは海底地形の影響を受けた波向線の交差によるものである。淡路島南方のピークは沼島の存在による



図—6 紀伊水道に侵入した津波
(a) 屈折図
(b) 波高の平面分布

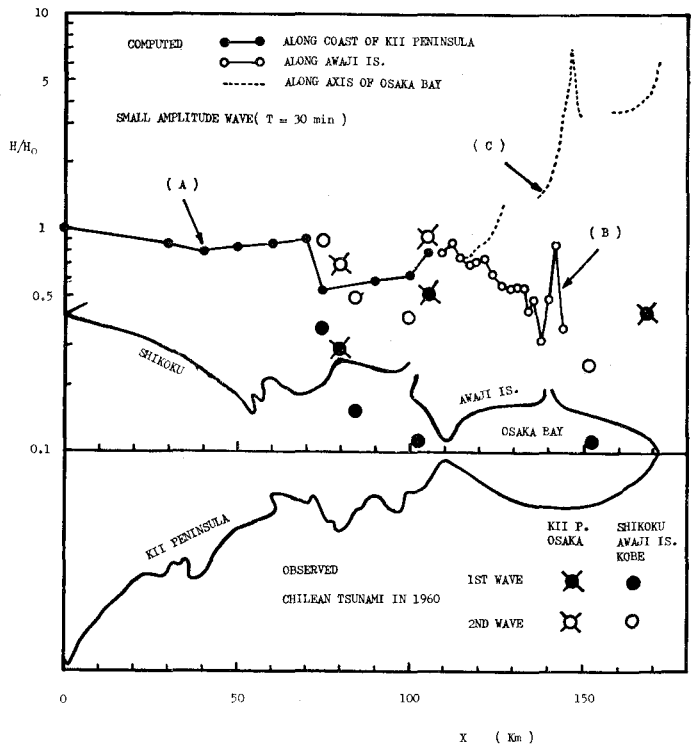


図一七 大阪湾に侵入した津波
(a) 屈折図
(b) 波高の平面分布

ものであり、また、紀伊水道の最深部にほとんど一致して、紀伊水道から入った波がほとんど波高変化なしに友ヶ島水道に到達している。

計算条件として、波は海岸線で反射しないものとしたから、以上の計算結果は、波が海岸線に到達するまでの過程を示すものと考えなくてはならない。しかし、この計算結果と同じ傾向が海岸線で反射した波についてもみとめられるならば、次のような推論も可能であろう。すなわち、紀伊水道の奥ではいくつかの節をもった定在性横振動がみとめられ、それは紀伊水道内の平面的水深分布と波という外力とによって引き起こされた強制振動となると考えられる。いま、水深 $h=20\text{ m}$ のところで波高 $H=1\text{ m}$ 、周期 $T=30\text{ min}$ の長波近似を考えると、波長は近似的に $L=T\sqrt{gh}$ で与えられるから、相対水深 h/T^2 の値は $6.18 \times 10^{-6} (\text{m/sec}^2)$ 、相対波高 H/T^2 の値は $2.09 \times 10^{-7} (\text{m/s}^2)$ である。これらの値は、たとえば、Wilson の図では Airy の理論の適用限界をはずれ、孤立波に近い波の特性を示している^{6),7)}。このことは、津波は海岸線の付近では実際の現象として非線型的なものとなってしまう、線型的現象からかなりずれたものとなる可能性があることを示

唆している。さらに、非線型的な定在性の振動として、たとえば、Garrett⁸⁾ の述べるような、入射波の周期の $1/2$ の周期をもった cross wave の形成のひきがねになるのではないとも考えられる。



図一八 大阪湾に侵入した津波の波高分布

5. 大阪湾に侵入した津波

友ヶ島水道を通過して大阪湾に侵入する津波の計算は水深の関係でかなり難行し、ようやく淡路島の大阪湾沿岸付近の波高がもった程度である(図-7参照)。この計算では、友ヶ島水道で大阪湾に侵入する津波の条件を与えた。

ここに、図-3, 6 および 7 をもとにして、チリ津波(1960)の波高分布を図-1のOX座標沿いに推定することができ、実測値と比較して、かなりよく波高変化の傾向が説明できそうなことがわかる(図-8)。これは、津波の波高分布を調べるには津波の屈折などを十分考慮しなくてはならないことを示している。さらに図-8に対応して津波の走時曲線をもとめてみると図-9の実線

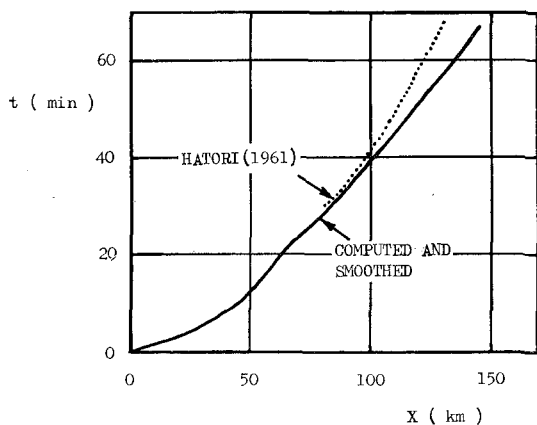


図-9 大阪湾に侵入した津波の走時曲線

のようになる。羽鳥⁹⁾は小松島を起点としてチリ津波(1960)の走時曲線を求めている。それに比較して著者らの計算値では大阪湾内での到達時刻が数 min 以上早い。これは、ひとつには、水深 20 m で計算がうちきられたことによるものと考えられる。

6. 結 言

紀伊水道を通過する津波は大阪湾内の水位変動に影響を与える。ここでは、そのような津波の変形過程を、紀伊水道およびその周辺について、数値計算によって検討した。紀伊水道の奥では、ひとつの津波のフロント上で波高がかならずしも同じではない。これは海底地形の影響によるものである。また、数値計算の結果に基づき大阪湾に侵入する津波の波高変化と走時曲線をもとめ、従来の研究例や実測例など海岸線で得られた資料がうまく対応することを示した。

参 考 文 献

- 1) 中村重久: 大阪湾に侵入する津波の変形過程について, 昭和50年度土木学会年次学術講演会概要集, II-17, 1975, pp. 33-34.
- 2) Nakamura, S., H. Higuchi and Y. Tsuchiya: On transformation of tsunami inundating into Osaka Bay, Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 24, Pt. 4, No. 227, Dec., 1975, pp. 37-53.
- 3) 渡辺偉夫: 本邦周辺の津波の年表, 地震, Ser. 2, Vol. 21, 1968, pp. 293-313.
- 4) Worthington, H. W. and Herbich, J. B.: A computer program to estimate the combined effect of refraction and diffraction of water waves, Sea Grant Pub., No. 219, Texas A and M Univ., 1970, pp. 1-57.
- 5) Whitham, G. B.: Linear and nonlinear waves, pt. 1, Chapt. 2, John Wiley & Sons, N.Y., pp. 19-67.
- 6) Wilson, E. W.: Generation and dispersion characteristics of tsunamis, Studies on Oceanography, 1964, pp. 413-444.
- 7) Nakamura, S.: Nonlinear lateral oscillation in a harbour model, Proc. Symposium on Modeling Techniques, ASCE, 1975, pp. 836-853.
- 8) Garrett, C. J. R.: On cross-waves, Jour. Fluid Mech., Vol. 41, pt. 4, 1970, pp. 837-849.
- 9) Hatori, T.: On the propagation of Chilean Tsunami of 1960 in the adjacent sea of Japan, Report on the Chilean Tsunami Field Investigation Committee for the Chilean Tsunami, 1961, pp. 103-107.