

# 1960年チリ津波の再現計算

## —遠地津波に対する数値予報の可能性—

今村 文彦\*, 後藤 智明\*\*, 首藤 伸夫\*\*\*

### 1. はじめに

#### (1) 遠地津波

わが国が遠地から襲来した津波により被害を受けた例としては、1960年のチリ沖地震津波が近年では最もよく知られている。この津波による死傷者は、三陸地方を中心に1,000名を越える。このような遠地津波の第一の特徴は、地震の規模が大きく波源が広いため、長周期の津波になることである。したがって、近地津波の場合では、波高の増幅がそれほど見られなかった固有周期の大きい湾でも、被害が大きくなる可能性を生じる。さらに、火力または原子力発電所の多くが沿岸域に設置されるようになり、通常の津波による破壊や浸水などの被災の他に、長時間にわたる水位低下による冷却水の取水といった新たな問題が生ずると考えられる。以上のように、遠地津波は、近地津波と異なった防災上の問題が残されているにもかかわらず、発生確率が比較的小さいこともあり、予測のための数値計算手法が十分確立されていないのが現状である。

遠地津波に対する数値予報の問題点は、近地津波に対する場合と基本的には同じである。ただし、予報速度を考えた場合、遠地津波の到達時間は比較的に長い（日本沿岸への到達時間は、1960年チリ津波で約22時間、1964年ア

ラスカ津波で約7時間である）ことから、断層パラメータの推定や津波伝播計算を実施する時間にはかなり余裕があり、予報の可能性は高いと考えている。しかし、近地で発生する津波に比べ遠地津波の数値計算では、対象とする領域が広いため、多くの演算時間および記憶容量が必要となり、さらに長距離伝播するため伝播過程に波数分散効果を考慮しなければならないという問題がある。また、現象時間が長いこと計算誤差の累積にも注意を要する。

過去の遠地津波の計算例としてはUeno (1965), Hwangら (1972 a, 1972 b) による研究がある。しかし、差分格子が粗く、計算の支配方程式の精度が劣るといった理由により、彼らの計算結果の信頼性は十分でなく、遠地津波の来襲を予測、再現する充分な方法とは考えられない。

#### (2) 検討内容

以上のことから、1960年チリ沖地震津波を取り上げ、遠地津波の外洋伝播計算法に関する基礎的な検討を行う。1960年チリ沖地震津波は、近年の中で最も規模の大きい津波の1つであると言われ、また震源から日本沿岸までの伝播距離も最も長いものである。この津波計算の再現精度を検討すれば、太平洋全域で発生するものに対して十分対処できると考えられる。

まず始めに、外洋伝播計算を実施し、太平洋各地における検潮記録と比較検討することにより、実際問題での計算モデルの再現性に

\*東北大学大学院工学研究科

\*\*運輸省港湾技術研究所

\*\*\*東北大学工学部土木工学科

ついて調べる。特に、到達時間および最高水位の妥当性を検討し、外洋伝播計算の数値予報としての精度を調べる。

さらに、外洋伝播計算結果を日本沿岸の浅海域に接続した計算を行い、詳細な検討を実施する。対象としたのは三陸沖と東海沖（伊勢付近を含む）であり、いずれも海岸線の複雑な地形を有しており、再現計算の困難な場所と言われている。過去、日本沿岸での遠地津波の数値計算は、代表的な振幅や周期を合わせた規則波や伊豆大島や江ノ島の検潮記録を外海境界条件として代用してきた。しかし、対象領域が広くなると、外海境界値も場所により変化しているはずであり、これらの方法には多くの疑問が残る。ここで提案する外洋伝播計算から近海計算に接続する伝播モデルを用いれば、これらの問題は解決されると考える。

## 2. 外洋伝播計算の検討

### (1) 支配方程式と計算方法

太平洋など大洋を横断して伝播する津波は、水深（平均4から5km）に比べて波長は長く波高は小さいため、線形として扱ってよい。ただし、分散項およびコリオリ力を考慮すること、地球が球形であるため広範囲の計算領域の場合には緯度経度座標を使用しなければならない。短い距離の伝播では分散効果は小さく無視できるが、大洋の伝播では非常に重要となる。伝播距離に対する分散の効果はKajiura (1970) により研究されている。波源の大きさとして短軸の長さ  $a$ 、波源での水深  $h$ 、波源の中心から沿岸までの距離  $R$  を使った無次元数  $Pa = (6h/R)^{1/2} (a/h)$  によって判断される。  $Pa$  が4より大きい場合には、分散効果は考慮しなくてもよい。一方、コリオリ力は地球の自転に伴う相対的な力であり、この効果は無視すると波高分布に大きな違いが生じる。

分散項を考慮すべきであることから、遠地

津波の支配方程式としては線形 Boussinesq の式を用いなければならない。ただし、広い領域で線形 Boussinesq の式を計算する場合、計算機容量と計算時間が膨大なものになる。そこで、数値分散性を利用し、線形長波理論でも物理分散性に同等な効果を持たせ、実用上問題のない条件を用いて、線形長波理論によるモデルを考える [Imamuraら, 1988]。

地球座標系による線形長波理論の式は次のとおりである。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \theta} \left[ \frac{\partial M}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (N \cos \theta) \right] = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{g h}{R \cos \theta} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} = -f N \quad (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{g h}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = f N \quad (3)$$

ここで、 $\eta$  は水位、 $M$ 、 $N$  は各  $\theta$ 、 $\lambda$  方向の線流量、 $f$  はコリオリ係数 ( $f = 2\omega \sin \theta$ )、 $R$  は地球の半径、 $\omega$  は地球の自転の角速度。

計算領域は南緯60°から北緯63°、東経120°から西経70°の範囲である。断わりのない限り、格子間隔は10分、時間間隔は20秒である。

### (2) 初期波形

初期波形の決定には Kanamori [Kanamori & Cipar (1974), Kanamori & Anderson (1975)] による長周期地震動記録から推定された断層パラメータ (表-1) を用いた。その結果を用いて地盤変動量を計算した結果を図-1に示す。この地震は典型的な Dip-slip 型 (たてずれ) の地震である。海側は隆起しているが、陸側は沈降している変動パターンを示している。

### (3) 津波の指向性

津波エネルギーの伝播には方向性があり、エネルギーの比較的強い所と弱い所が生じる。

これが津波の指向性であり、津波の伝播特性を考える場合には重要な性質である。1960年チリ沖津波においては、波源の形状およびチリ沿岸での海底地形が、指向性を生じ易いものであったと言われる。波源形状が楕円形などで近似される場合、その短軸と長軸の比が大きくなり、また等深線が汀線に平行な海底地形に於ては指向性は大きくなる [Kajiura (1970), 三好 (1968)]。図-2には津波発生直後から10分毎の数値計算による津波伝播の様子を立体視化して示している。ちょうど、日本から津波発生直後の様子を眺めていることに相当する。津波波源短軸方向に直な沿岸での最高水位が高い事、および太平洋中央部に進む(約3m程度のピークを持つ)波のエネルギーが卓越している事が分かる。津波がさらに広がった発生3時間後の空間水位分布を図-3に示す。依然として、チリ海岸に垂直な方向に主要な成分が伝播し、その後方には静水位より若干低い部分が続いている。

(4) 立ち上がり時間・破壊進行速度の効果  
チリ沖地震では、平均水深は約2000m、短軸方向の波長は約1000km(図-1より)、立ち上がり時間は36秒 [Geller (1976)]、破壊進行速度は3.5km/s [Kanamori & Anderson (1975)]と推定されている。ここでは、実際の波源と海底地形を用いてこの動的影響を調べる。長周期地震動記録から推定された動的挙動を考慮した場合と、変動効果は入れず瞬時に断層が終了した場合の波形とを比較する。チリ沿岸の代表的な3点(図-3に示す Talcahuano, Chiloe, Pto Aisen)に於て時間波形を出力し、比較検討する。断層運動は Talcahuano 付近を震源とし、南西10°の方向に進行していった。図-4において、細い実線は動的挙動を考慮し、太い実線は考慮しない結果である。図から明らかな様に、震源に近い Talcahuano では波形の差は殆ど見られず、Chiloe, Pto Aisen と震源から遠ざかるにつれ、3分から5分程度の位相遅れが生じ

ている。この遅れ時間は、破壊の到達時間より若干大きい値を持つ。一方、津波の振幅に関しての変化は小さい。従って、日本での影響を調べる場合には、津波の伝播時間が1日程度と非常に長い為、この数分でしかない動的挙動による差は無視できると考える。ただし、波源付近での挙動を調べるには、考慮すべきである。

#### (5) 外洋伝播の概要

図-5は線形 Boussinesq の式を用いた場合の計算結果であり、津波発生15時間後の空間水位分布である。また、図-6は津波先端を1時間毎に描いた伝播図と各地の検潮所における最大全振幅(単位m)を示している。

この津波先端の平面形状は、4時間程度まではほぼ同心円状に広がって行くが、その後カムチャッカ半島に向かう直線に近い形状となり、ハワイ諸島を越えた付近から反時計回りに少しづつ向きを変え、三陸海岸に平行となるようにして日本列島を目指す。この伝播特性は、主に水深分布に支配され、コリオリ力の影響は小さいようである。

図-6の各検潮所での最大振幅を見ると、チリ海岸から日本列島に到る太平洋中央部付近で振幅は大きく、その周辺では1m以下と小さくなっている。また、チリ海岸の対岸であるアリューシャン列島や日本列島では2m以上の高い値を示している。これは、先ほど述べた指向性が大きく影響した結果であろう。

次に、長距離を伝播する場合の波形変化について詳しく調べるため、波源付近から日本近海までに到る測線上で、代表的な測点について時間波形を出力した。図-7には、津波のピークが通過する測線上の4測点(図-6中のA, B, C, D)での計算結果を示す。太い実線が線形長波理論( $\Delta x = 10'$ )、細い実線が線形 Boussinesq の式( $\Delta x = 10'$ )によるものである。図より、伝播に伴い、第1波の押し波の高さが低下し、その後方の引き波の大きさは増加して行くことが分かる。

この傾向は継続され、測点Dではさらに後方の第2波の押し波の高さが増幅している。この主たる原因は波動の分散性であり、長距離を伝播する過程で、短周期成分を遅らせ主要成分を長周期にする効果を持つ。また、太平洋各地に影響を及ぼすような津波は、地震の規模が大きく波源が広いために、発生する津波の基本的な周期が長い。こうした効果が重なった結果、近地での津波の周期は長くて20分程度であるのに対し、遠地の場合には短くても40分程度と、周期が非常に長いという遠地津波の特徴が表れたのである。

さらに、図-7中には最大振幅を数値と矢印で示している。測点AからBにおいて振幅は減衰するが、測点C以降で逆に増加する。これは、ハワイ諸島付近で水深が浅いことにより凸レンズ効果が働き、波源から放射されたエネルギーがハワイ諸島を通過する辺りからまた集中され、振幅の増加に結び付いたという説〔三好(1968)〕と類似する。この集中効果は最大水位分布を表す図-8を見ると容易に分かる。特に、図中の0.4mの等高線に注目すると次のことが理解できよう。チリ沿岸から放射された津波は、当初は徐々に幅を広げ、波高を低下させながら伝播する。ポリネシアを過ぎた頃から逆に幅は狭くなり、ハワイ付近から再び幅は広がり、日本列島に向かっていく。

#### (6) コリオリ力の効果

運動量方程式中の各項のオーダー比較で、コリオリ力は波長に比例して大きくなり、1000kmの波長に対しては $10^{-1}$ 以上となることが示された。コリオリ力は遠地津波の再現計算には重要な要素である。ここでは、この力の効果についてチリ津波を例に考察する。

図-9にコリオリ力を無視した場合の最大水位分布を示す。そもそも、この力は地球の回転運動に伴って生じる相対的な力であり、南半球では運動方向に対し左向きに、北半球では右向きに作用する。この効果は図-8と

図-9に示された最高水位分布の拡がりを比べるとある程度理解できよう。コリオリ力を考慮した結果では赤道付近で幅が狭くなるのに対して、考慮していない結果では右側での変化は小さい。これは、波源から赤道に向かう途中で、図-8に示したような左向きに力が作用した結果であると考えられる。この傾向は北半球でも生じているはずであるが、海底地形の影響を受け水位分布が複雑化しているので判断しづらい。先ほどの最高水位分布の集中は地形の影響であると考えたが、コリオリ力なしの結果と比較すると、この力の作用も影響しているものと考えられる。

#### (7) 計算結果の再現性

本計算では外洋伝播を対象としたモデルを用いており、細かい地形特性や浅水変形などの効果は十分考慮されていない。したがって、これらの効果を出来るだけ考慮あるいは補正して観測記録と比較検討を行なわなければならないが、ここでは第一段階として、まず検潮所に一番近い地点での波形を出力し、水深の違いはGreenの定理を用いて補正する。これにより、太平洋全域での津波特性を知ることが出来、本計算モデルの定性的な再現性の判断は可能であると考えられる。空間格子間隔は $10'$  (20km)、水深100m程度の空間での平均的な最高水位と測定値の比較ということになる。表-2には、検潮所の名前を表す。

図-10から図-12には到達時間、第一波の波高、最大振幅に関して計算値と検潮記録〔Takahashi & Hatori (1961), Symons & Zetler (1964)〕を比較している。横軸の数字は表-2に記入されている検潮所を表している。

まず、到達時間に関して見ると、計算値は10~30分程度早いのが、ほぼ良好な一致を示している。津波先端での波形勾配が小さく到達の判断が難しいために、1時間以上もズレている箇所もあるが、到達時間についてはほぼ十分な精度を持つと考えてよい。

第一波の波高および最大振幅の結果は複雑である。今回は記録値より大きい箇所や逆に小さい箇所が存在する。特に、ハワイ島のHiloで記録値に対して計算値が非常に過小評価であり、逆にMarquasas諸島のHiva oaでは計算値が過大評価であった。ただし、最高水位に関してはHiloの計算値は記録に対してよい一致を示している。Polynesia, Micronesiaで観測値との差が生じた原因としては、津波主峰の伝播方向がもう少し北であったか、あるいは伝播方向は正しく浅海域で別の効果が作用したと考えられる。日本近海の結果を見るとほぼ観測値とよい対応を示していることから後者の可能性が高い。

再現性の検討の1つとして、最高水位に関して津波数値計算の検討によく用いられるAida(1978)の指標 $K$ 、 $\kappa$ を算出する。 $K$ は全領域での平均的な計算値と記録値の比であり、 $\kappa$ はそのバラツキを表す。線形長波理論の場合 $K=1.121$ 、 $\kappa=1.934$ 、線形 Boussinesq の式の場合 $K=1.141$ 、 $\kappa=1.995$ となる。先ほど述べたように、記録値に対して計算値が過大、過小評価である箇所がほぼ同数であった事もあり、 $K$ の値は非常に1に近い値をとる良い結果となった。一方、 $\kappa$ は大きな値を示している。近地津波において比較的良好な計算例では $\kappa$ は1.2から1.6程度の値である事を考えると、さらに浅海域での計算を行い精度を高めて比較することが必要である。この結果は1964年アラスカ津波とも共通している。

#### (8) Hiloでの検討

先ほど1つの問題点が生じていた。それは、ハワイ島のHiloにおいて1964年アラスカ津波の場合に計算値が観測値に対して非常に過小評価であった。また、1960年チリ津波の再現では第一波の再現性はかなり悪く、最高水位に関しては良かった。このように両者の差の変動が大きい。無論、他の地点に於いても同じような傾向を示す場所はあるが、特に

Hiloは数値計算の再現性が悪い場所のように言われている。

このような差を生じる理由には2つ考えられる。1つは、本計算の数値計算モデルが外洋伝播を目的としたものであり、詳細な浅海域での海底地形を含むことが出来ないことである。図-13にハワイ島での痕跡記録と水深分布 [Murty(1977)] を示しているが、ちょうどHiloの北側(1964年アラスカ津波の侵入方向)での海底勾配が小さく、穏やかな地形が続いていることが分かる。また、1960年チリ津波の入射方向での海底地形は島付近において急に水深が浅くなっている。外洋伝播計算の格子間隔は10'であり、Hilo付近での地形を十分に近似できなかった可能性は大きい。

もう1つの理由は、図-14に示したように1964年アラスカ津波のHiloでの痕跡記録 [Loomis (1972)] が湾奥での1点(検潮所)で3.0mと大きい他は0.9mから2.1mの範囲であることがあげられよう。Hilo湾の北側に位置した防波堤が当時存在したかどうかは分からないが、検潮所付近で局所的に波高が増加したか、あるいは良好に津波の記録できなかったのではないかという疑問もある。

#### (9) 日本の太平洋岸での波高分布特性

日本近海の太平洋沿岸域における時間波形を出力し、図-15に示すように、日本列島に沿った沖合いでの津波の最大振幅に関して、計算値(実線)と記録値(点線) [チリ津波合同調査班(1961)] を比較した。ここで、記録値は検潮記録や痕跡記録で得られた高さを1/4倍して表現している。図から明らかなように、計算値は北海道および東北地方で比較的高く、東海地方以西では低いと言う傾向を呈しており、これは観測値の傾向と一致している。また、チリ沖津波は図-8に示すように、三陸沿岸に向かう方向に来襲した。波高の地域的分布は、これに対応するものであろう。

さらに、図-16には日本近海での代表的な

時間波形を示す。第1波による水位上昇の後に大きく水位が下降するという共通の特徴が見られるが、周期および波高は場所により異なっている。特に、振幅は北から南へ行くにつれ減少する。

次に、図-17に、日本での代表的な検潮所に於ける計算結果と検潮記録を合わせて示す。なお、検潮記録は実際の観測値から潮位成分を除いて表している。尾鷲を除く4ヶ所で、計算結果は比較的良好な一致を示す。計算による津波の到達時間が若干早いものの、主要な周期や第一波の押し波に続く引き波が大きく生じている特徴は、良好に再現されている。しかし、振幅や後方の波形に関しては、十分に表しきれていない箇所が多く、さらに検討が必要となろう。特に、検潮所周辺での地形特性を如何に取り入れるかが問題となる。

日本沿岸での遠地津波の特徴の1つとして、周期が長く第1波の押し波に比べて引き波の高さが大きいことがある。したがって、第1波の波形勾配は小さく、波先端の位置(立ち上がり時間)が判断しづらい。また、波先端の定義(波高を何cmにするか)により、到達時間で10分や20分はすぐに変化する。そこで、図中に示したように、津波の到達時間を、押し波の波高ピークでのものを比較するのが容易であり、精度がよいと考えられる。

以上の検討の結果、本研究で提案する外洋伝播計算は、日本近海における津波の挙動特性を定性的には再現していると考えらる。また、地域による波形の差も生じることが明らかとなった。したがって、従来用いられている単一波形をすべての境界に与える方法に比べて、より精度の高い結果が得られるものと期待できる。

#### 10 演算時間

表-3には、1960年チリ沖津波に対する数値計算の諸元と42時間分の再現に要した演算時間を示す。津波の外洋伝播計算に必要な計算時間は、線形長波理論の場合で12分17秒、

線形 Boussinesq の式の場合で45分36秒であった。陰解法を用いた線形 Boussinesq の式は、線形長波理論に対して演算時間で約3.7倍を要し、計算機容量として約1.7倍を必要とする。再現時間に比較して、両方ともかなり速い時間で計算を終了することが可能である。ただし、浅海領域計算を実施すると、さらに演算時間が必要になることを考慮すると、計算格子間隔に留意して線形長波理論を用いた方法が有利である。

### 3. 日本近海での津波伝播計算の検討

#### (1) 計算方法

ここでは、外洋伝播計算結果を外海境界として与え、計算格子間隔を更に細分化した日本沿岸での近海計算を行う。計算領域としては図-18および図-20に示すように、北海道・東北地方および東海地方の2ヶ所を対象としている。空間格子間隔および時間間隔は、各領域とも5.4km(外洋伝播計算の1/4である)および10secとして、津波発生から20時間から30時間までを再現する。また、支配方程式としては線形長波理論を用いる。遠地津波は伝播距離が長く分散効果を無視することが出来ないことは5-2で述べたが、この領域の範囲では伝播距離が短いことから、分散効果は大きくないと判断できる。

境界条件として用いた波形は(波形の出力点は図-18および図-20を参照)、図-19および図-21に、代表的なものを示す。これから分かるように、北海道・東北地方では東海地方に比べて波形の振幅は大きい。また、同じ計算領域内においても、波形に大きな違いがあることが分かる。

さて、外海境界条件において水位を強制入力する場合、計算領域内の汀線で反射した波動成分の処理が難しくなる。条件によっては、計算領域全体で非現実的な振動を生じさせる可能性がある。外洋伝播計算と近海計算に用いた海岸地形および水深分布が若干異な

るため、近海計算で与えられる反射波と外洋伝播計算で得られた反射波に差が生じ、外海境界線上で合成波の水位が一致しないことに原因して、領域の大きさに対応する振動が生じる。ここでは、今回の計算対象領域で、このような問題が生じるかどうかについて検討する。さらに、近海領域における計算結果と観測値を比較検討することにより、本モデルの再現性についても調べる。

## (2) 最高水位分布図

津波発生20時間後から30時間後までを再現し、その最高水位を算出した。図-18は北海道・東北地方、図-20は東海地方での結果である。図中の等水位線上に示された数字はm単位である。水位が比較の高い地域は、北海道では豊浦が位置する内浦湾や釧路を含む十勝地方沿岸、東北では八戸から牡鹿半島に到る三陸海岸、東海では相模湾、駿河湾、伊勢湾などであり、比較的大規模の大きい湾に見られる。

検討すべき事項として、外海境界条件の不適切な設定により、計算領域で非現実的な振動が発生していないかどうかという問題があった。これは、水位経時変化を見れば判断できる。また、最高水位を出力して、その分布からも判断できる。図-18と図-20を見るかぎりでは、一部を除き、外海境界付近で非現実的な水位の高まりはなく、数値的な振動が発生しているとは認められない。ただし、北海道東部（釧路の東側）、東南北部（仙台の南側）、房総半島東部（九十九里浜）付近に、水位がかなり高い値を示している地点がある。これらは、外海境界線が海岸線に最も近く、汀線の影響を受け易い場所であり、境界条件処理が適切に行えなかった所である。また、東海地方における紀伊半島先端部（尾鷲の南側）も、同様に外海境界の影響が生じる可能性の大きい場所である。しかし、伝播方向が海岸線と平行に近い関係にあるため、ここでの反射波は小さくなく、境界での処理がス

ムスに行われたようである。以上の検討により、さらに格子間隔を細分化し浅海計算を進めて行く場合、一部の外海境界付近を除き、計算領域の中央部では境界設定の影響は殆ど受けないと判断できる。

## (3) 計算結果と観測値との比較検討

沿岸での水位分布に関し、北海道および東北の太平洋側、東海沖において、観測値（痕跡記録、検潮記録）と、数値計算による沿岸での最高水位との比較を行う。また、時間的な波形に関する検討として、代表的な検潮所6ヶ所において、観測値および外洋伝播計算（ $\Delta x = 10'$ ）、近海計算（ $\Delta x = 5.4\text{km}$ ）の計算値を比較する。

図-22には、実線で計算結果、丸印およびバーで観測値を示している。また、図中には代表的な地名および湾名（下線）を記入している。まず各領域の右端（北海道では釧路、東北では石巻、東海沖では勝浦）で計算水位の値が大きくなっているが、これは前述したように、外海境界の影響を受けたためである。観測値に対する計算結果の全体的な傾向を眺めると、北海道で過大評価されるのに対し、東北、東海では良好な一致、あるいは多少過小評価のみである。北海道では、ほぼ全域で計算値の方が高いことから、入射波の波高が過大であると推定される。

一方、東北の三陸海岸、東海の伊勢海岸付近はリアス式海岸であり海岸線が複雑なため、この数値モデルの格子では、地形を十分近似していない。したがって、計算結果は、観測値に対して過小の評価となっている。このような地域で計算値が過小評価になることは予想された事であり、さらに詳細な格子間隔を用いた数値計算を行えば、沿岸での津波の挙動を良好に再現できるであろう。

図-22中、矢印で示した範囲は、海岸線が津波の波峰線方向に対して平行ではなく斜めの方向であるため、津波が直接入射せずに屈折しながら来襲したと考えられる場所である。

これらの地域は図から容易に分かるように、相対的に数値計算による打ち上げ高さは小さいが、観測値との対応は比較的良好である。

次いで、検潮波形記録（点線）に対して外洋伝播計算（ $\Delta x = 10'$ ）、近海計算（ $\Delta x = 5.4\text{km}$ ）の結果を比較する。図-23がその結果である。場所によって傾向は異なるが、全体的には近海計算は外洋伝播計算に比較して検潮記録値に近づいている。特に、津波の第一波の立ち上がり以後2時間から3時間までの時間波形は良好に再現されている。また、八丈島は比較的沖合に位置し複雑な地形変化の影響を受けないこともあって、検潮記録とかなり良好に一致している。一方、再現性が良くない場所としては、宮古、尾鷲、伊豆大島がある。宮古での検潮所の位置は湾口付近にあり、今回の格子間隔による海岸近似では、この宮古湾を表しきれていないからである。尾鷲付近でも周辺の海岸地形が複雑であり、さらに格子間隔を細かくする必要がある。

#### 4. 三陸沖での浅海域計算の検討

##### (1) 計算法

ここでの浅海域計算では、前章で行った近海領域を含み、しかもさらに沿岸に近づくにつれ空間格子間隔を細かくしていく方法を採用する。津波は水深が浅くなるにつれ波長が短くなり、格子間隔を同じに保っていると1波長当りの計算格子の分割数が小さくなり、計算誤差が増大するからである。ここでは、三陸沖を対象とし、計算領域を深海から浅海まで4段階に分割し、最終的に三陸沿岸を0.2kmの格子間隔で近似している。支配方程式は直交座標系の線形長波理論を用いるが、D領域（ $\Delta x = 0.2\text{km}$ ）では線形長波理論と浅水理論の2つの場合について計算を実施した。なお、浅水理論を用いる場合には、摩擦項を付加して計算した。初期条件は近海計算の場合と同じであり、静水位を仮定している。

##### (2) 最高水位分布

地震発生20時間後から10時間にわたり、チリ津波の三陸沿岸での再現計算を実施し、その最高水位分布を出力した。その結果を図-24の左図に示す。これは浅水理論を用いて計算した最高水位分布である。

空間的な分布の特性には、2つの特徴が見られる。まず第1は、三陸沿岸に沿って同心楕円状（正確には沿岸方向に長軸を持つ楕円、図中に1点鎖線で示す）に広がる最高水位分布が生じていることであり、もう1つは湾内と湾外の水位分布に違いがあることである。

同心楕円状に広がる最高水位分布は5ヶ所に生じている。それぞれ①八木から八戸に広がるもの、②久慈・野田を含むもの、③北山崎から宮古に至るもの、④船越から越喜来までのもの、⑤本吉・志津川・追波を含むものである。大きさとしては、長軸の直径が160kmから230kmであり、三陸沿岸の平均的な湾の寸法の3倍から5倍に相当する。波長の短い近地津波の結果には、このような分布特性は見られず、生じたとしても小さい（10kmから20km）ものであった。したがって、この分布特性は、入射波の主周期と、その波長と同程度の大きさをもつ沿岸地形との干渉が主な原因であると推定される。

湾内と湾外の最高水位分布の違いは、この遠地津波に対して顕著に現れた。湾の固有周期が20分以上と規模の大きい宮古湾、大船渡湾、広田湾、気仙沼湾において、湾内の波高増幅が著しく見られる。観測記録および計算結果から、チリ津波では1時間前後の周期が卓越していることから、波高増幅は湾内での共振現象に原因すると判断できる。

##### (3) 支配方程式の違いによる分布の差

図-24の右図には、支配方程式の違いによる沿岸での最高水位分布を比較している。実線が浅水理論、小さな黒丸印がついている実線は線形長波理論による計算結果である。白



い丸印とバーは、痕跡記録〔チリ津波合同調査班(1961)〕である。

図より、湾の影響を受けない沿岸では、支配方程式による差は小さいことが分かる。このような沿岸では比較的水深が深く、海岸地形も湾内に比べ複雑ではないのが一般的である。しかも、この範囲では、計算結果は痕跡記録に対して非常に良い一致を示しており、線形長波理論でも十分再現できる。

一方、支配方程式の違いによる湾内での最高水位の差は大きい。固有振動周期の大きい湾では、線形長波理論はかなり過大な結果を出している。線形長波理論と浅水理論の相違は、移流項と摩擦項とを含むか否かである。波高水深比が大きい場合や、地形または人工構造物により流速が大きく変化する場合には、移流項を無視する事は出来ない。また、摩擦項は波長に比例し水深に反比例する性質を持つ。チリ津波のように極めて波長の長い津波が、湾内のように水深が浅くなる場所へ伝播すると、摩擦項は大きく影響する。したがって、このような湾内において遠地津波のような線形長波理論と浅水理論の差が顕著に表れたのであろう。

近地津波の数値計算では、支配方程式の違いによる最高水位の差は若干見られたものの、今回の計算結果のような大差は生じていなかった。遠地津波を対象とすると、外洋伝播計算で分散性が重要であり無視できず、沿岸域では移流項と摩擦項が重要であるなど、近地津波に比較して、再現計算は難しく、支配方程式の選択は慎重に行われなくてはならない。

#### (4) 湾内と湾口での時間波形の比較

計算された時間波形に基づき、チリ津波の三陸沿岸での挙動特性を検討する。また、聞き込み調査による津波の到達および最大波の出現時間(図中、矢印で示す)を、計算結果による時間波形と照らし合わせるために載せている。

図-25には、宮古湾、山田湾、船越湾に対して、湾口と湾奥部2地点で波形を示している。船越湾は奥行きはあまりないが湾奥の幅が大きいので、湾奥で2点を選んだ。図-26は大船渡、広田、気仙沼の各湾に対する結果である。図中で実線が浅水理論、丸印のついた実線が線形長波理論による時間波形である。

まず、津波到達初期に着目すると、地震発生23時間前後に小さい押し波があり、それに続いて大きい引き波が生じたと言う傾向は、湾内・外ともに一致する。しかし、その後生じる大きい押し波の高さは異なり、それ以降の波形には大きな差のある地点が多い。特に、宮古湾、気仙沼湾では、この傾向が強くみられる。

宮古湾、山田湾、大船渡湾、気仙沼湾のように奥行き長い湾では、第1波が到達してから、時間の経過と共に、一定周期(固有振動周期に対応)の振動が卓越する。最高水位は第2波以降に生じている。これに対し、浅水理論による結果では徐々に振幅は減少する。

一方、湾内と湾外・湾口での差が比較的小さい地点は、船越湾や広田湾である。他にも三陸海岸では田老湾、本吉湾などがあり、いずれも湾内での波高増幅が小さい。また、湾軸に直な横方向の振動は見られず、湾口での波形差は小さかった。船越湾の横方向の固有振動周期は、隣の山田湾に匹敵する大きさを持つが、計算結果には共振による波高の増幅は見られなかった。

図中には、聞き込み調査による最大波の生じた時間など、時刻と矢印で示してある。若干の遅れ時間(10分から20分)があるが、湾内での浅水理論による最大波は、ほぼ一致している。これに対し、線形長波理論の時間波形の最大波は第3波以降に生じており、時間についてはかなり遅れている。前節の最高水位分布の検討結果と同様に、浅水理論の方が良好にチリ津波を再現していると判断できる。

(5) 潮位補正について

痕跡記録の高さはT.P.で表示されているため、痕跡記録は観測時点の潮位成分を含んだ高さであるが、現在の数値計算には潮汐成分を考慮していない。そこで両者を比較する場合、痕跡記録から最高水位の生じた時点での潮位成分を取り除かなければならないが、この潮位の補正に問題が残る。三陸沿岸では、検潮所が4、5ヶ所しかなく、各湾での潮位は正確には分からない。また、検潮所で最大波を記録した時間が、他の測定点での時間と一致するかどうかも疑問である。検潮所付近の痕跡記録に関しては問題はないが、遠く離れた地点や湾では、補正潮位をどのように見積ってやればよいか難しい。最も近い2つの検潮記録を用いて検潮所との距離に比例配分する方法も考えられるが、検潮所があまりにも少ない事や各湾での平均潮位の関係や最大遡上時間が十分把握されていない場合には、やはり推定された補正潮位に疑問が残る。ここでは、参考程度に、表-4に示す各検潮所での最高水位観測時点の天文潮位成分を示すにとどめる。

表-4 補正潮位

検 潮 所	潮 位
八 戸	T.P.+ 23cm
宮 古	T.P.+127cm
釜 石	T.P.+ 52cm
女 川	T.P.+167cm

(6) 痕跡記録との比較検討

ここでは、痕跡記録と計算結果の詳細な比較を実施する。外洋計算では、格子間隔が粗いために、痕跡調査の測定点と計算出力点の場所がかなり異なっている可能性が大きい。それに対し、この浅海域計算モデルでは、D領域での格子間隔を0.2kmとしており、測定点と計算出力点の差は大きくて0.2km程度で

ある。図-27には、縦軸に痕跡記録(T.P.)、横軸に、浅水理論による計算結果を示す。海岸地形特性を考慮するため、湾外では+、湾奥では○、湾の内部であるが入射する津波に対して垂直であったり陰であるような地点は×で示している。また、図中の点線は天文潮位を示す。補正潮位がT.P.0.0mより高い場合は、計算結果と痕跡記録の一致する直線を上方向に移動すればよい。結果を考察する場合、実線と点線の間の値程度は補正すべき量としてあることを考慮しておく必要がある。

先ず、全体を眺めると、右下半分に分布していることから、計算値が過大評価であることがわかる。しかし、湾外での地点(+印)では全体を通じて、計算値と痕跡記録は比較的一致している。このことから、三陸沿岸に入射するチリ津波は、かなり良好に再現できているものと判断できる。

ここでは、湾内での波高増幅率の再現性が問題となる。支配方程式として浅水理論を用いることにより、宮古湾や広田湾などのようにならぬ痕跡記録との関係が改善されている場所もあるが、八戸、気仙沼湾、雄勝湾、追波湾、女川湾などのように依然として良好でない場所もある。この良好でない場所は、固有振動周期が大きい湾である傾向が強い。特に、気仙沼湾や追波湾では、痕跡記録が周辺と比べ小さく、特別にエネルギー損失を生じさせる効果が働いたものと考えられる。

表-5には相田の指標を求めた結果を示す。湾外では比較的良好的な結果であるのに対し、湾内ではバラつきも大きく、計算値は課題評価になっている。全体で、K値は0.8前後となり、計算結果が大きいものよい再現性であると判断できる。図-28は湾内増幅率・固有振動周期と再現性の関係について調べた結果である。ここでの、固有振動周期は湾の形状および湾口補正を行なったもので、直方体近似した結果より小さい。図から分かるように、固有振動周期が14分より小さい湾では再現性がよいが、逆に大きい湾では計算による

増幅率が大きく、痕跡記録との差が増大する。

#### (7) 近地津波との比較

遠地津波の特徴を明らかにするため、近地津波の例として1896年明治三陸大津波の計算結果と比較する。図-29には、最高水位に関して大船渡から志津川に至る範囲を調べた結果である。図より、明治三陸大津波の水位分布はほぼ等深線上に沿って大きくなるのに対し、チリ沖津波では湾口から湾奥にかけての水位増加が著しい。特にこの付近では、固有振動周期の大きい大規模な湾が多く、チリ沖津波の周期がこれとほぼ近いものであったため、湾内で共振現象が生じたことが示されている。

#### (8) 演算時間

津波発生20時間から30時間までの再現計算を三陸地方に対して実施したところ、浅水理論を用いた場合、3時間49分を要した。外洋伝播計算を完了した後、浅海計算を行うものとする、全体で約5時間の演算時間が必要となる。チリ津波の日本沿岸での最高水位の予測など、津波の到達に時間がかかるものに対しては、津波来襲前に十分予報が可能であろう。ただし、アリューシャン列島やフィリピン海など、比較的日本に近い場所で発生したものに対しては、時間的な余裕が少なく、特に浅海域での計算時間の短縮が課題となる。

### 5. おわりに

得られた結論をまとめる。

(1)過去、最大規模の遠地津波であった1960年チリ沖津波をコリオリ力を考慮した線形長波理論および線形 Boussinesq の式によって数値計算し、外洋伝播の特徴や性質を明らかにした。検潮記録との比較により再現性を調べた所、計算値は平均的には良い一致を示したが場所的にバラツキが大きく、浅海域での津波の変形や局所的な地形特性を考慮する必

要があることが分かった。外洋伝播計算に要する演算時間は、再現時間に対して十分小さく、浅海計算の計算時間の如何によるが、津波の来襲前に最高水位を予測する数値予報の可能性は高いと言える。

(2)外洋伝播計算結果を用い、日本近海（三陸沖、東海沖）での再現を目的とする近海計算を行った。太平洋沿岸で北から南へ最高水位が減少する分布特性、主要な周期、および第1波の押し波に続く引き波が大きく生じている特徴などを再現できた。沖側境界条件として外洋伝播計算結果を強制入力する方法を採用したが、反射波のズレから生じる計算領域内での非現実的な振動はごく一部を除いては見られず、安定した結果を得ることが出来た。

(3)最後に、三陸地方に対する浅海計算を行い、痕跡記録との比較検討を実施した。周期の長いチリ津波では、比較的規模の大きい湾内での波高増幅が顕著に見られた。また、線形長波理論はこの波高増幅を過大に評価する傾向があり、浅水理論の方が良好に痕跡記録を再現することが分かった。ただし、湾内での計算値は痕跡記録に対してまだ過大評価されており、エネルギー損失、湾奥に流入する津波の河川への侵入、陸上遡上の効果などをいかに取り入れて精度を上げるかが、今後の課題である。

### 参 考 文 献

- Aida, I. (1978) : Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, *J. Phys. Earth*, Vol.26, pp.57-73.
- チリ津波合同調査班 (1961) : Maps showing the distribution of inundation heights, Report on the Chilean tsunami of May 24, 1960, as observed along the coast of Japan, pp.166-200.
- Geller, R. J. (1976) : Scaling relations for

- earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, Vol. 66, No. 5, pp.1501-1523.
- Hwang, Li-San and D. Divoky (1972a) : A numerical model of the major tsunami, The Great Alaska Earthquake of 1964, *Oceanography and Coastal Engineering*, National Academy of Sciences, Washington, D.C., pp.191-210.
- Hwang, Li-San, H. L. Butler and D. J. Divoky (1972b) : Tsunami model : Generation and open-sea characteristics, *Bull. Seism. Soc. Ame.*, Vol. 62, No. 6, pp.1579-1596.
- Imamura, F., N. Shuto and C. Goto (1988) : Numerical simulations of the transoceanic propagation of tsunamis, 6th APD-IAHR Proc., Kyoto, pp.265-272.
- Kajiura, K. (1970) : Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 48, pp.835-869.
- Kanamori, H. and J. J. Cipar (1974) : Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, *Phy. Earth Planet. Inter.*, Vol. 9, pp.128-136.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975) : Amplitude of the earth's free oscillations and long-period characteristics of the earthquake source, *J. Geophys. Res.*, Vol. 80, No. 8, pp.1075-1078.
- Loomis, H. G. (1972) : The major tsunami in the Hawaiian Islands, *THE GREAT ALASKA EARTHQUAKE OF 1964*, *Oceanography and Coastal Engineering*, National Academy of Sciences, Washington, D.C., pp.181-190.
- 三好 寿 (1968) : 津波の指向性についての再考察 (I), *地震* Vol. 21, pp.121-138.
- Murty, T. S. (1977) : Tsunami in the Pacific Islands, Aluetians and Alaska, *SEISMIC SEA WAVES-TSUNAMIS*, Minister of supply and services Canada, pp.235-258.
- Symons, J. M. and B. D. Zetler (1964) : The tsunami of May 22, 1960 as recorded at tide stations, Preliminary Report, U. S. Dept. of Commerce, Coast and Geodetic Survey.
- Takahashi, R. and T. Hatori (1961) : A summary report on the Chilean tsunami of May 1960, Report on the Chilean tsunami of May 24, 1960, as observed a long the coast of Japan, pp.23-34.
- Ueno, T. (1965) : Numerical computations for the Chilean Earthquake Tsunami, *Oceanogr. Mag.*, Vol. 17, Nos. 1-2, pp.87-94.

表-1 1960年チリ地震の断層パラメータ

長さ	幅	深さ	走行	傾斜角	食い違い長さ	食い違い方向
800km	200km	53km	N10° E	10°	24m	90°

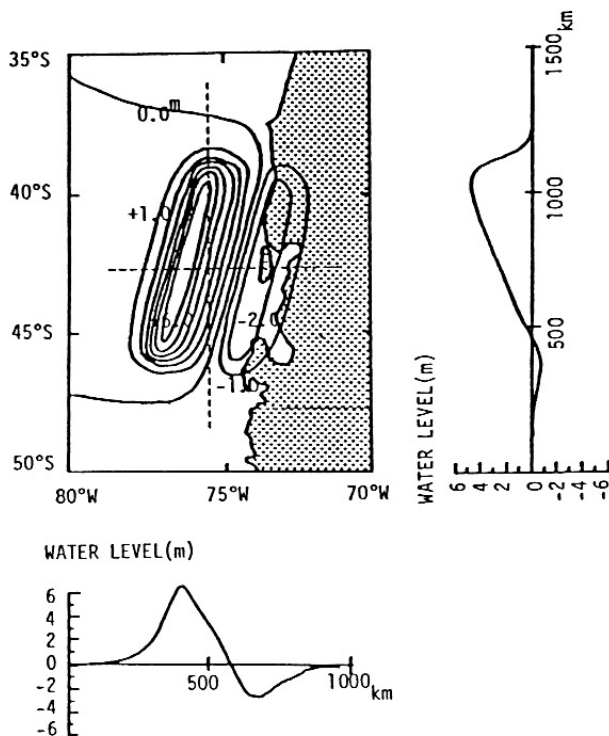


図-1 地盤変動量 (これを初期波形として与える)

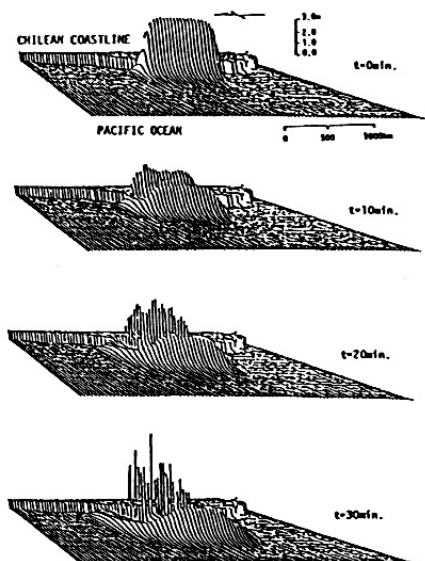


図-2 チリ津波の初期伝播

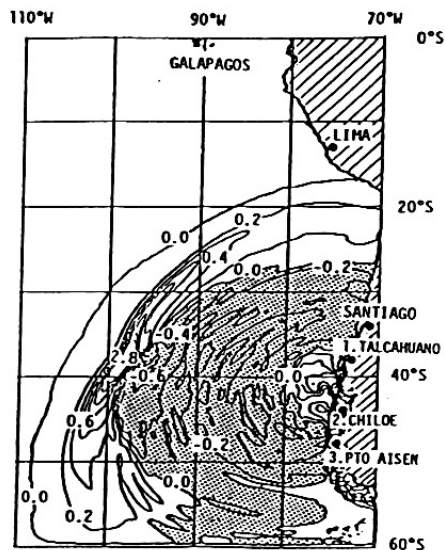


図-3 津波発生3時間後の水位分布

ハッチ部分は静水位より低い場所を表わす。

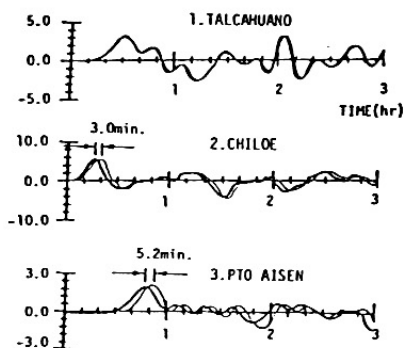


図-4 動的挙動の効果 (細線：考慮，太線：考慮なし)

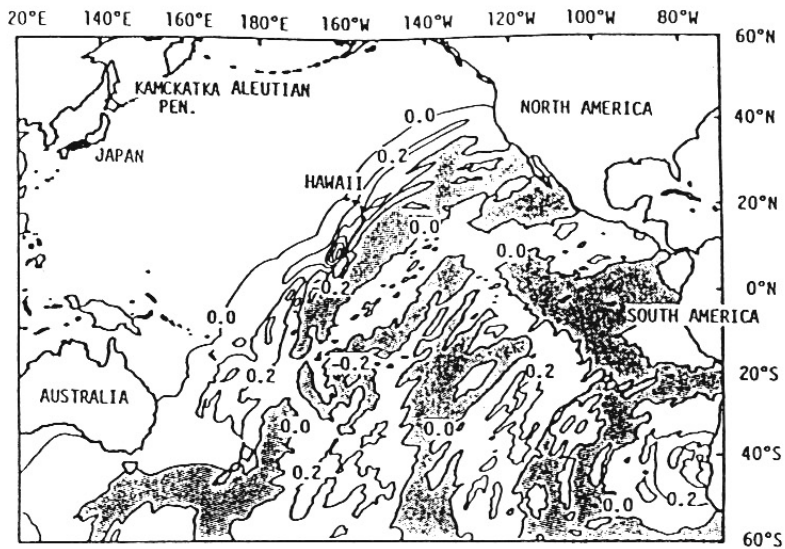


図-5 津波発生15時間後の空間水位分布 (m)

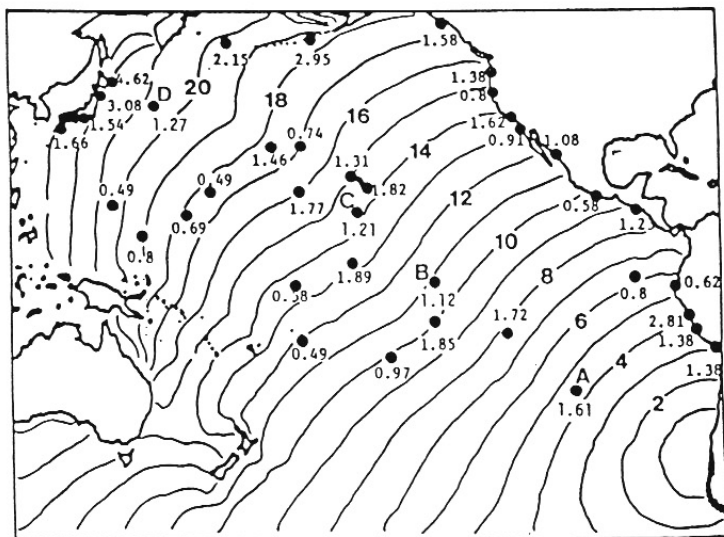


図-6 伝播図 (津波先端を1時間毎に表わす)

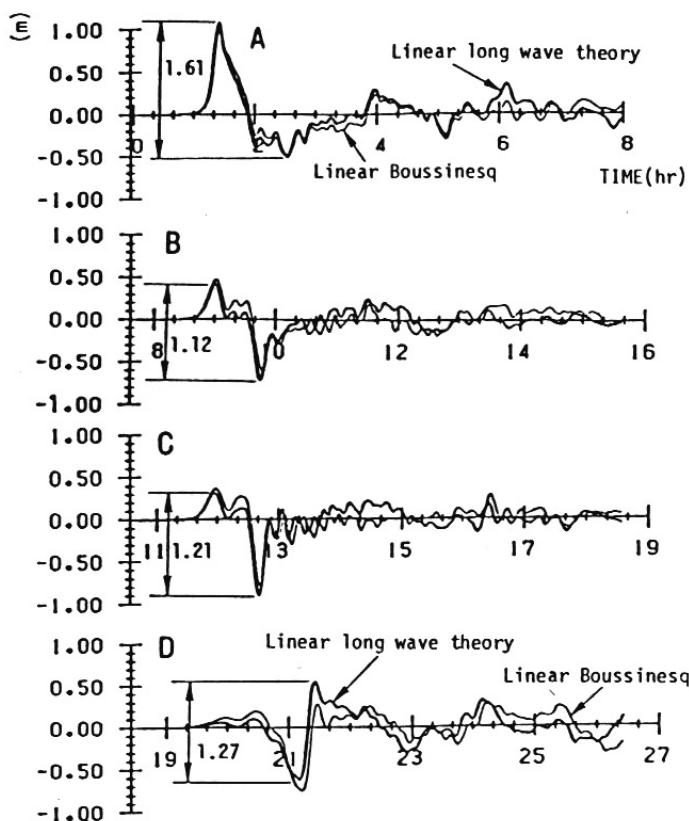


図-7 伝播に伴う波形の変化



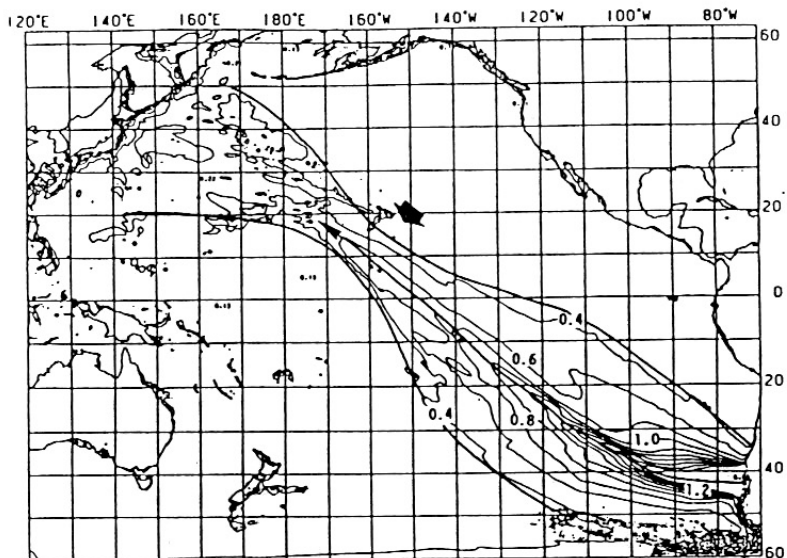


図-8 最高水位分布 (コリオリ力を考慮をした場合, 単位はm)

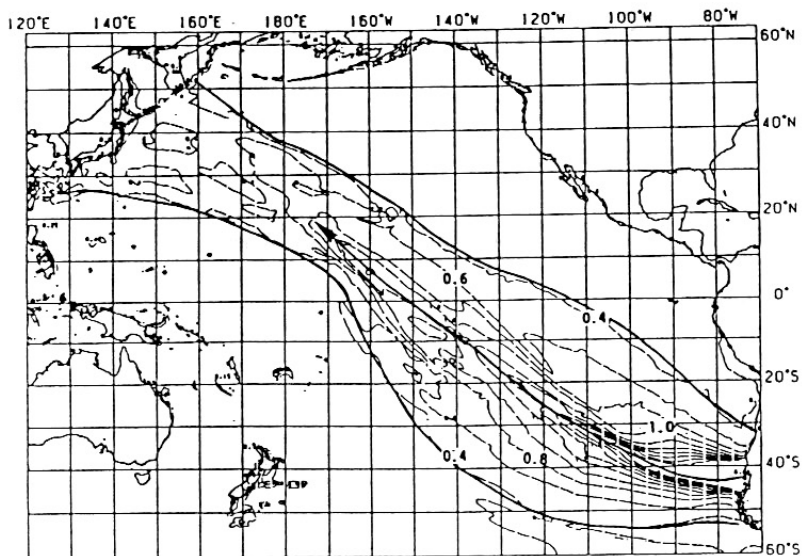


図-9 最高水位分布 (コリオリ力を無視した場合, 単位はm)

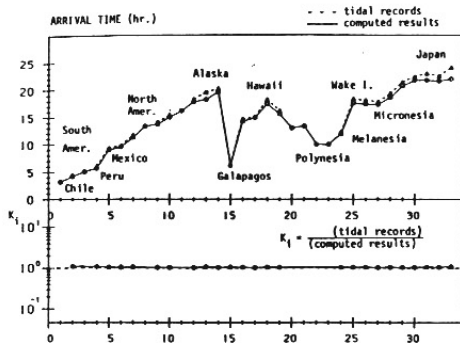


図-10 津波到達時間の比較

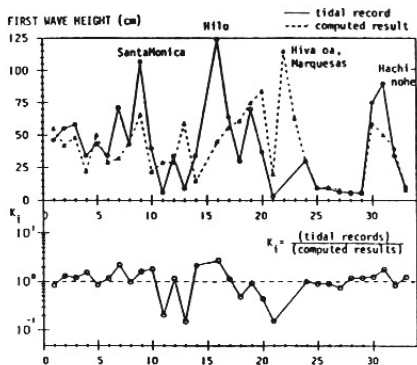


図-11 第1波の波高の比較

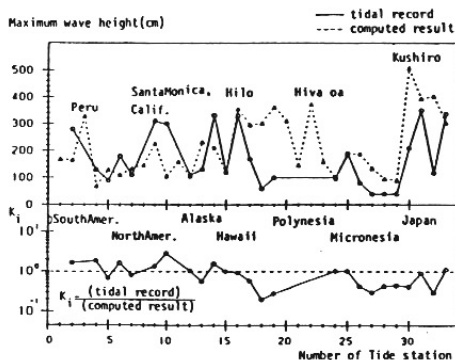


図-12 最高水位の比較

表-2 検潮所名

1. Matarani, Peru
2. La Punta, Peru
3. Chimbote, Peru
4. La Libertad, Ecuador
5. San Jose, Guatemala
6. Acapulco, Mexico
7. Mazatlan, Mexico
8. La Jolla, Calif.
9. Santa Monica, Calif
10. Crescent City, Calif
11. Astoria, Ore.
12. Sitka, Alaska
13. Unalaska, Alaska
14. Massacre Bay, Alaska
15. San Cristobal, Galapagos
16. Hilo, Hawaii, Hawaii
17. Honolulu, Oahu, Hawaii
18. Midway I., Hawaii
19. Johnston I., Hawaii
20. Christmas I.,
21. Canton I., Phoenix Is.
22. Hiva oa, Marquesas Is.
23. Tahiti I.
24. Pago Pago, American Samoa
25. Wake I.
26. Kwajalein I., Marshalls
27. Eniwetok I., Marshalls
28. Moen I., Truck Is.
29. Apra harbour, Guam
30. Kushiro, Hokkaido
31. Hachinohe, Honshu
32. Miyako, Honshu
33. Owase, Honshu
34. Hosojima, Honshu

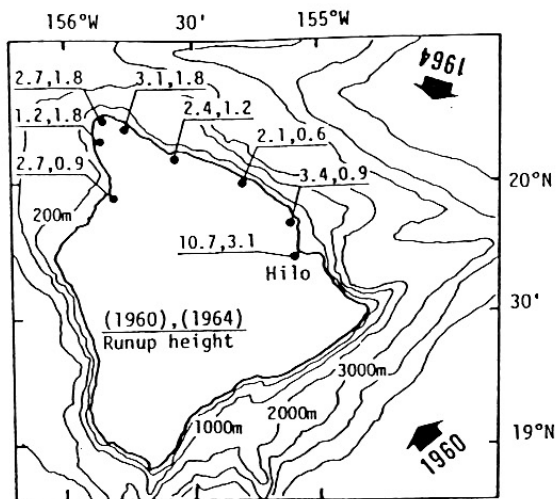


図-13 ハワイ島での打ち上げ高さ (単位はm)

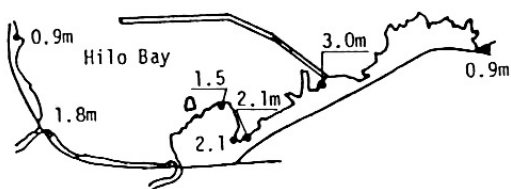


図-14 Hiloでの打ち上げ高さ (アラスカ津波)

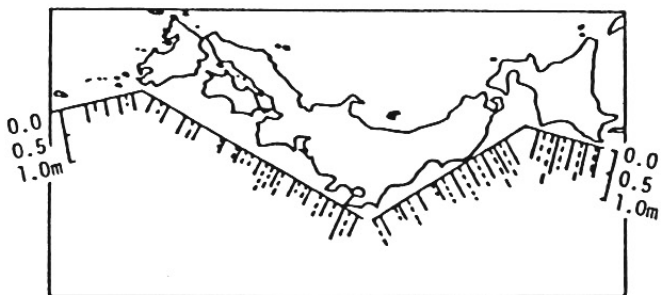


図-15 日本沿岸での津波の高さ

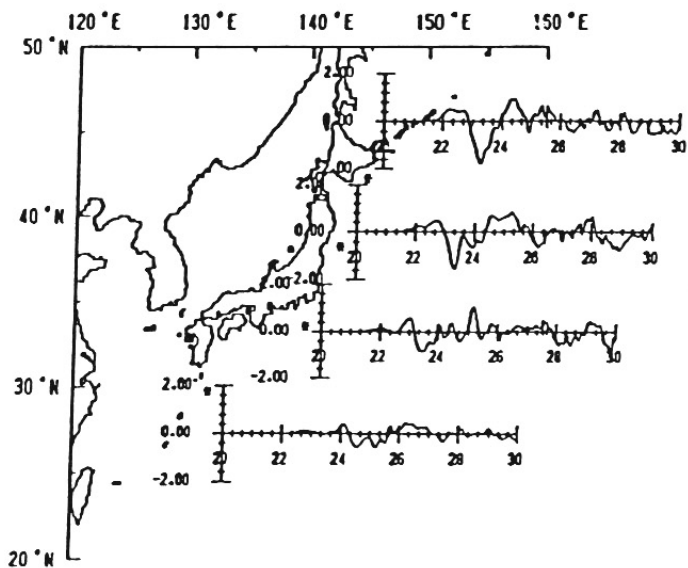


図-16 日本近海での代表的な時間波形  
\*印は時間波形の出力地点である。

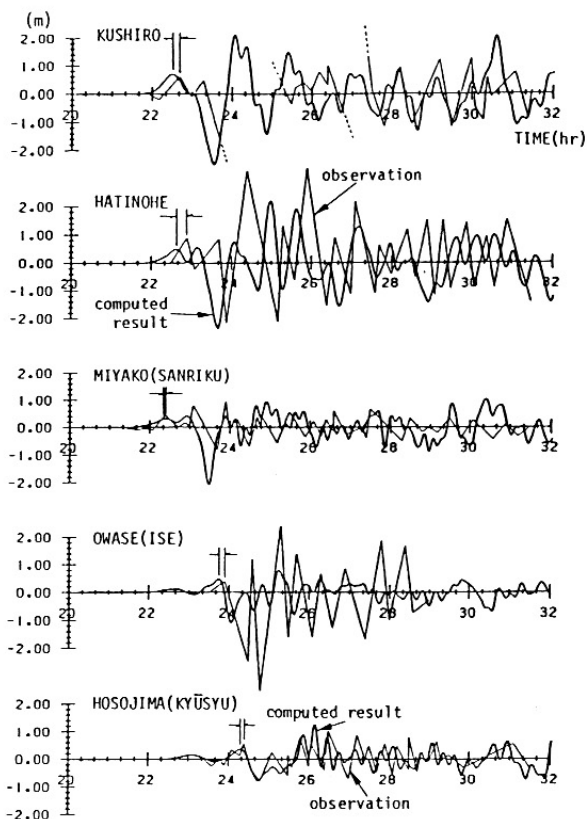


図-17 検潮記録と計算値の比較

表-3 1960年チリ津波外洋伝播計算の演算時間

支配方程式	線形 Boussinesq の式	線形長波理論
格子間隔	10'	
格子点数	734,400	
再現時間	42時	
演算時間 (比率)	45分36秒 (3.71)	12分17秒 (1.00)
計算機容量	47M Byte	28M Byte

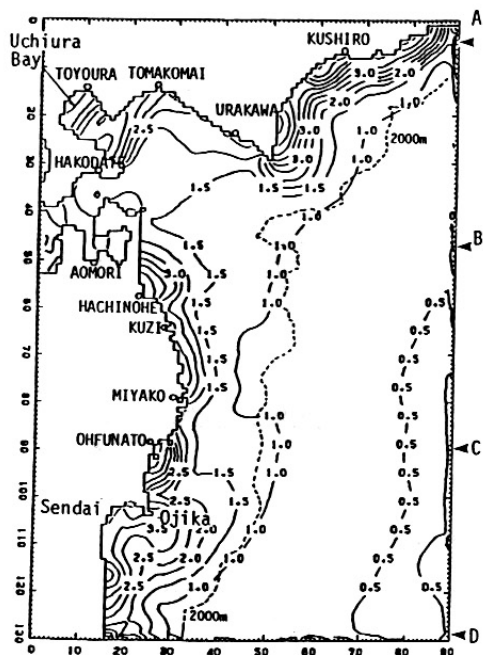


図-18 北海道・東北地方の近海計算領域および最高水位分布 (単位:m)

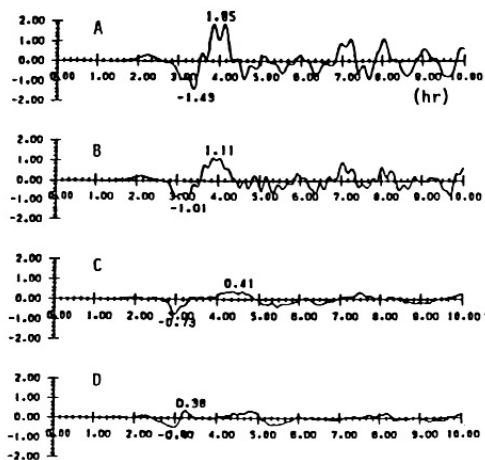


図-19 外海境界条件として与えた波形

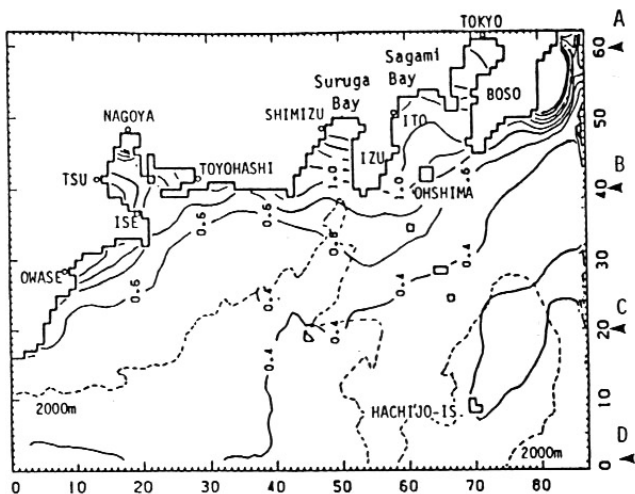


図-20 東海地方の近海計算領域と最高水位分布

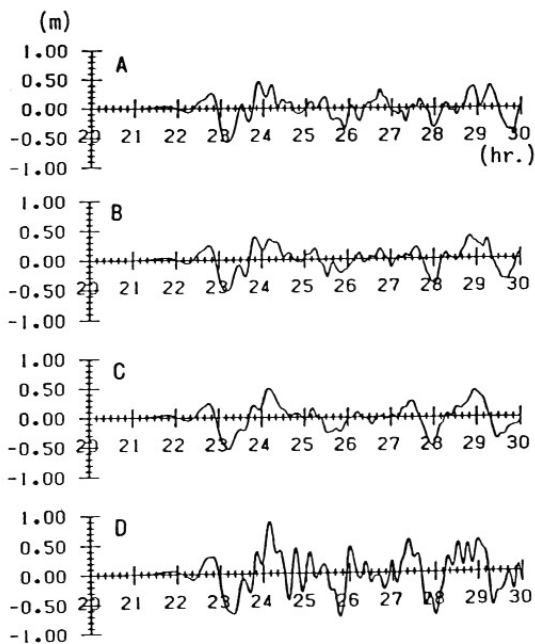
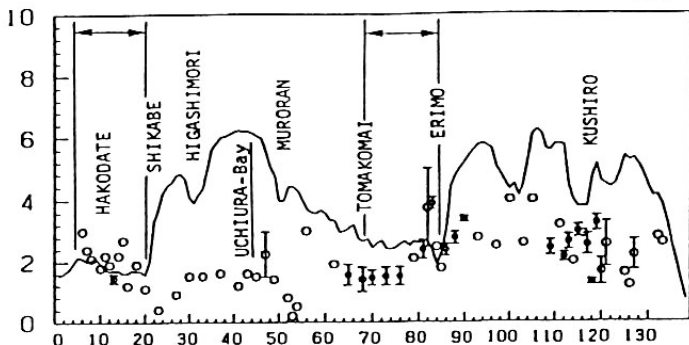


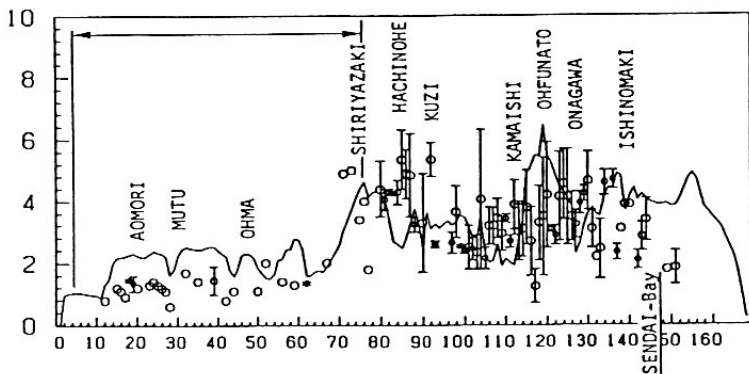
図-21 外海境界条件として与えた波形

Maximum water level (m)

HOKKAIDO



TOHOKU



TOKAI

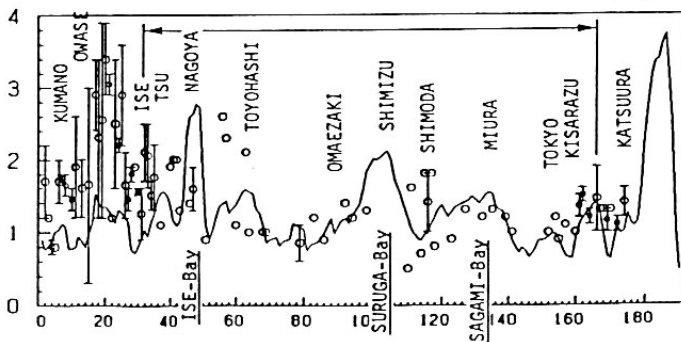


図-22 近海計算結果と痕跡記録（丸印とバー）の比較



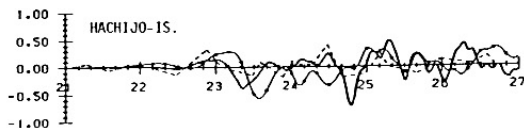
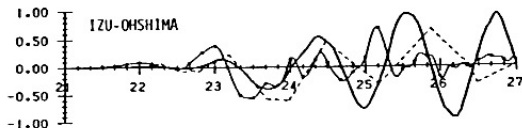
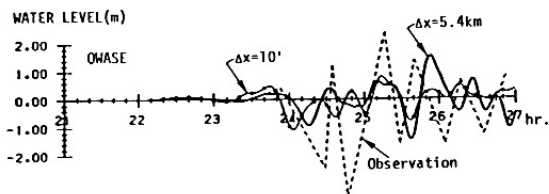
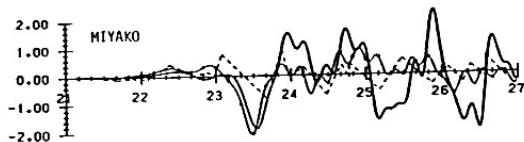
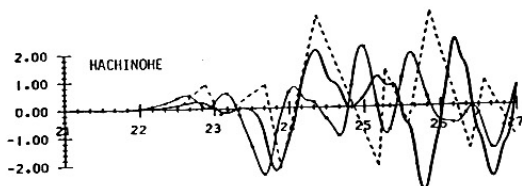
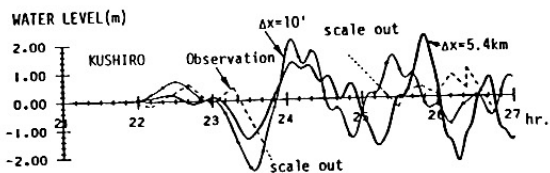


図-23 計算値と検潮記録の比較

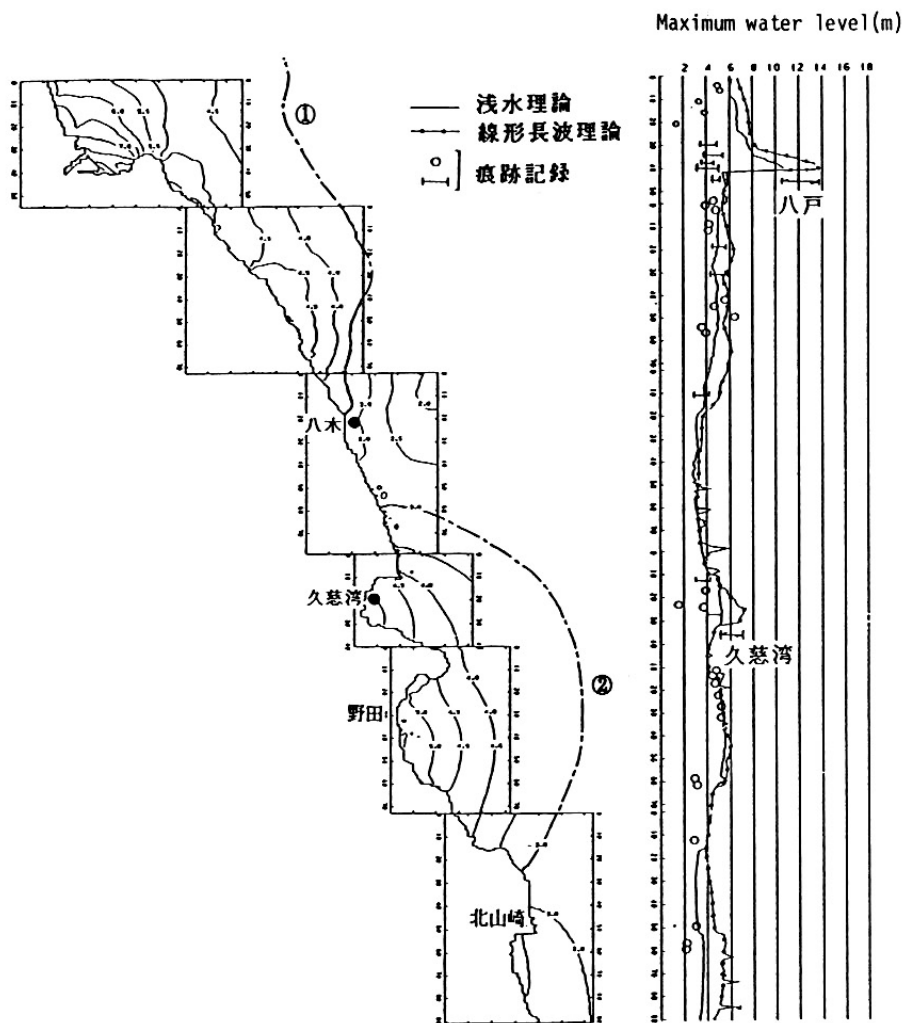


図-24(a) 三陸沖浅海計算の領域および最高水位分布

Maximum water level(m)

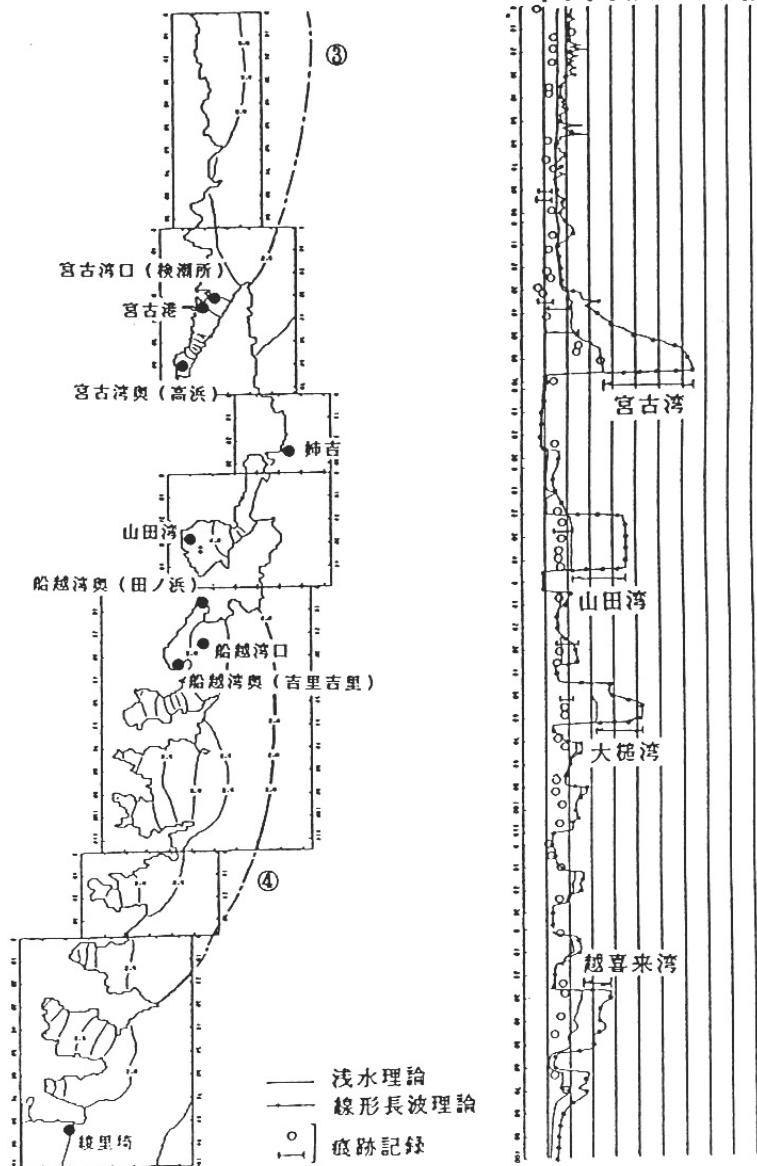


図-24(a) 三陸沖浅海計算の領域および最高水位分布

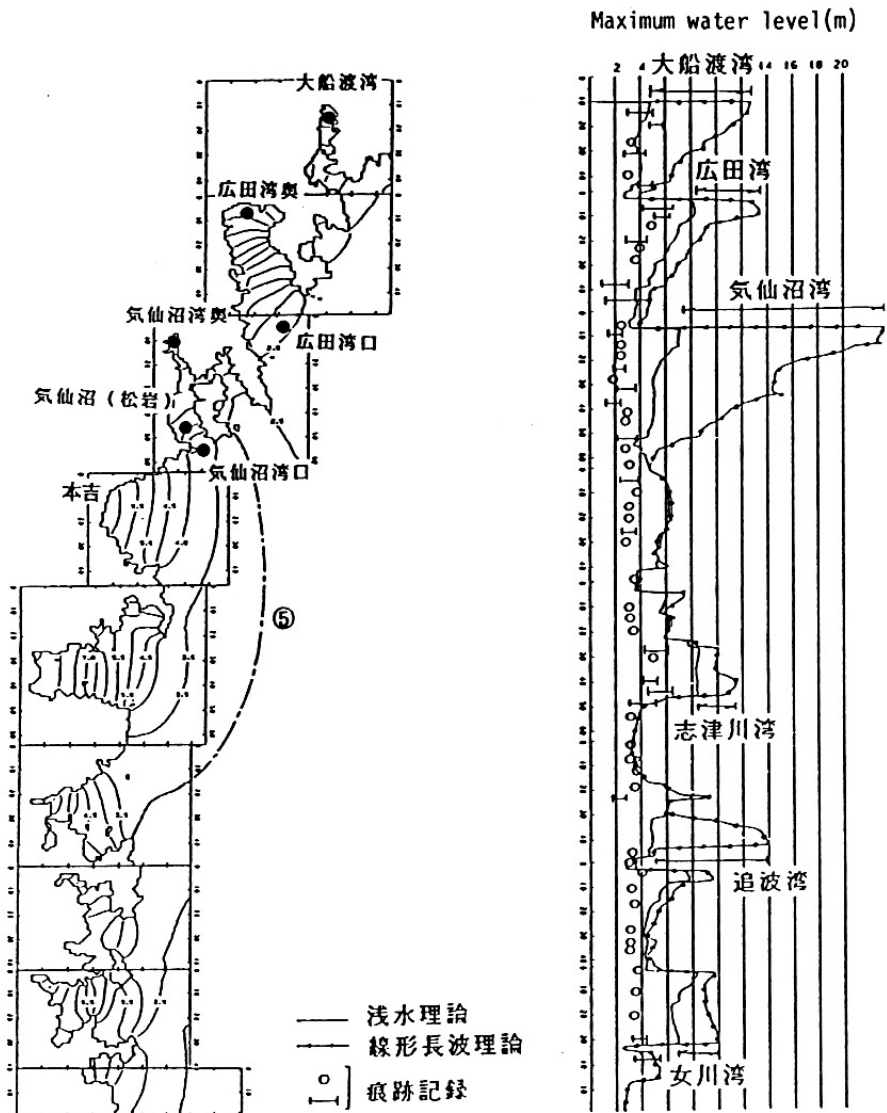


図-24(a) 三陸沖浅海計算の領域および最高水位分布

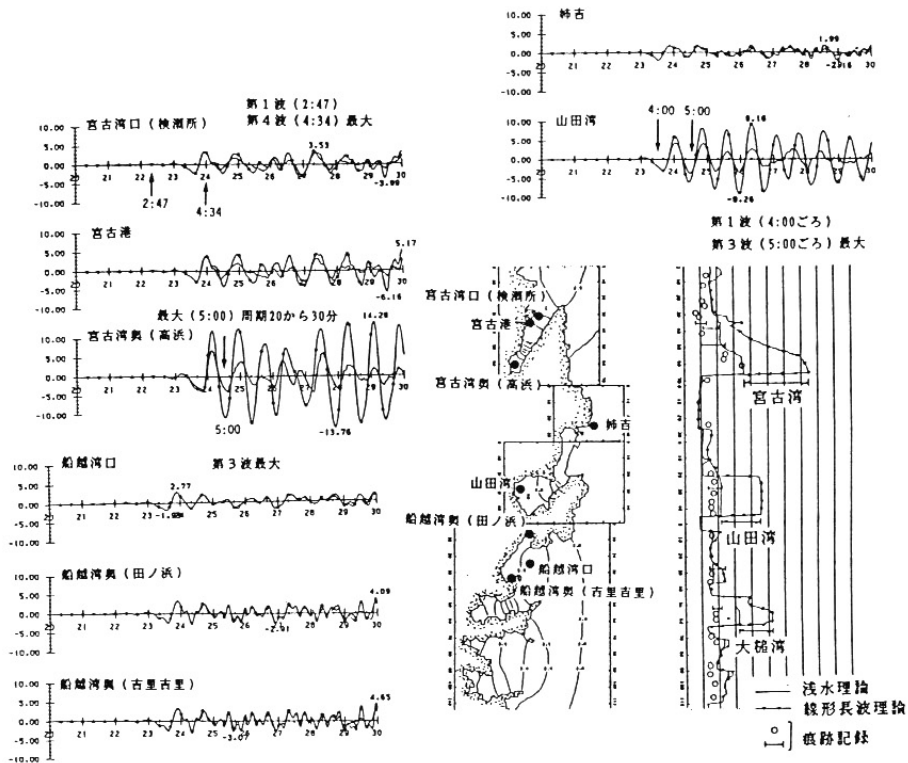


図-25 三陸沖での時間波形と最高水位（宮古から釜石）  
時間波形には当時の調査結果を加えている。

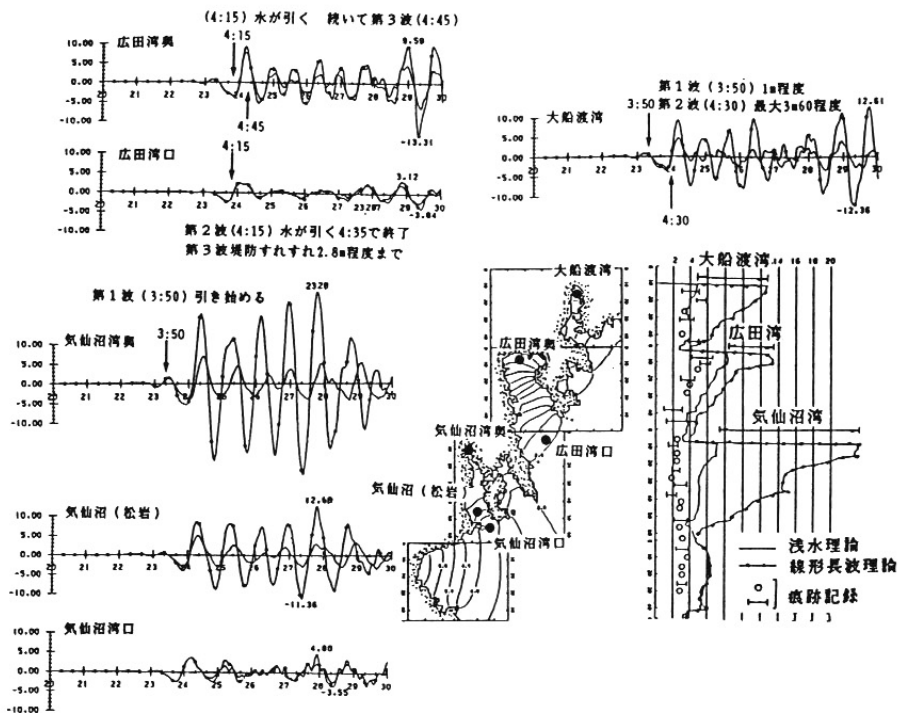
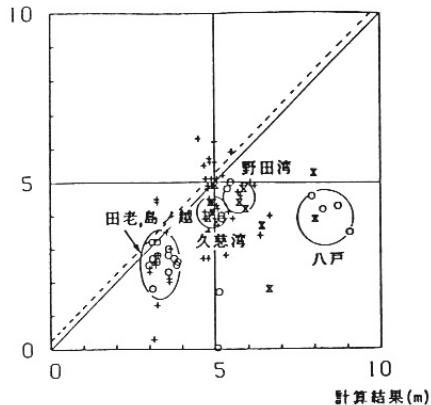
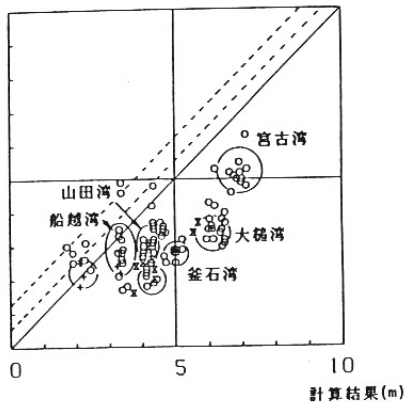


図-26 三陸沖での時間波形と最高水位（大船渡から気仙沼）

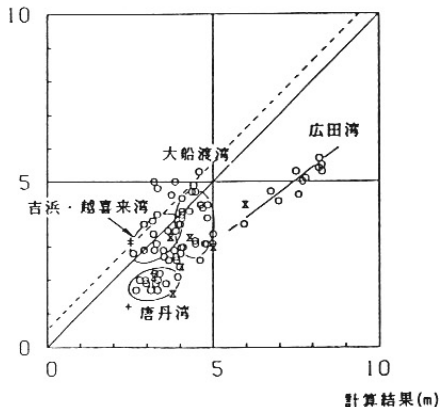
痕跡記録(m)



痕跡記録(m)



痕跡記録(m)



痕跡記録(m)

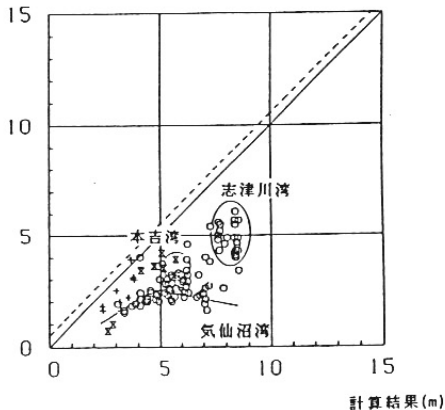


図-27 痕跡記録と計算結果(浅水理論)の比較

湾外では+, 湾奥では○, 湾の内部であるが入射する津波に対して陰であるような地点は . 点線は最大波襲来時の潮位成分を表わす。

痕跡記録(m)

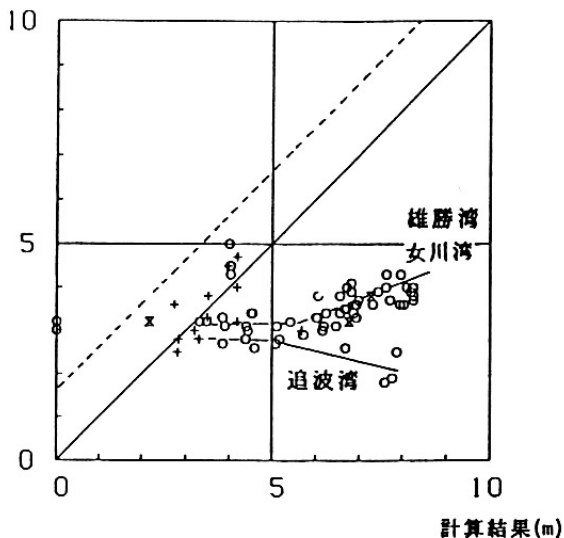


図-27 痕跡記録と計算結果の比較

表-5 三陸沖でのチリ沖津波の再現性

	データ数	K 値	$\kappa$ 値
湾内	359	0.7911	1.7883
湾内カゲ	47	0.6352	1.3858
湾外	83	0.8373	1.4374



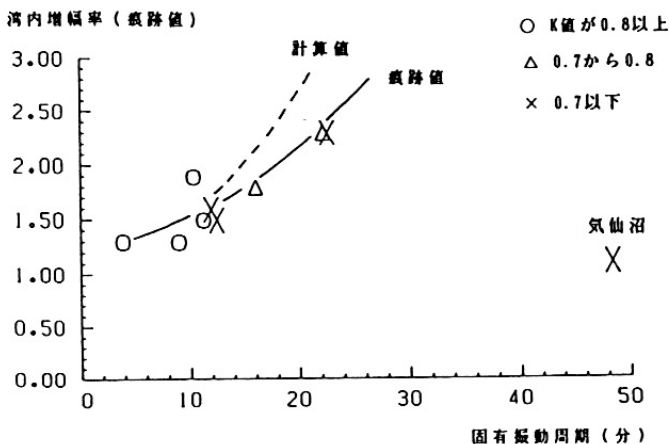


図-28 固有振動周期と湾内増幅率および再現性の関係

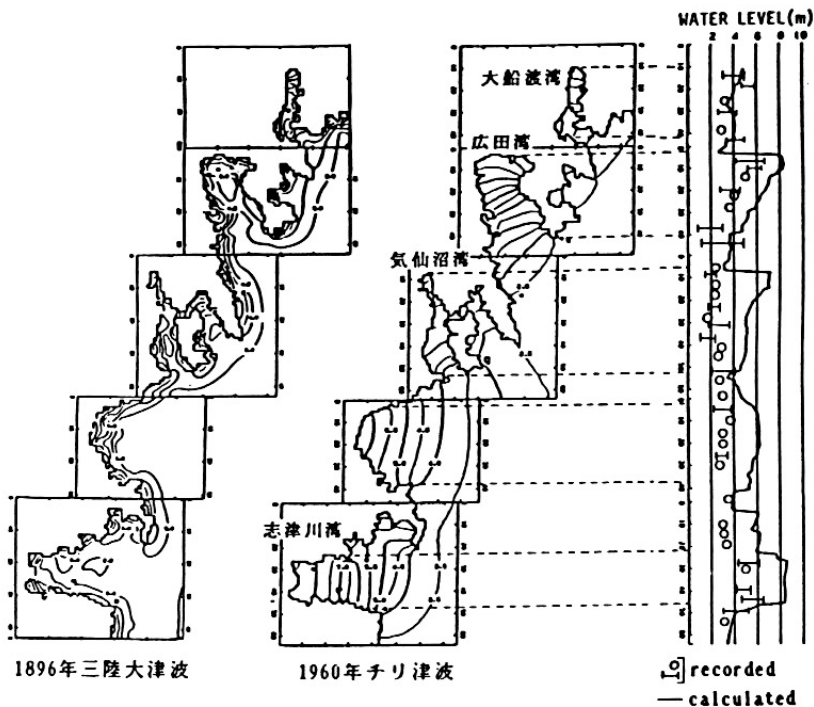


図-29 遠地津波と近地津波の最高水位に関する比較