

# わが国沿岸部における遠地津波の伝播特性について

河田 恵昭\*・小池 信昭\*\*・嘉戸 重仁\*\*\*・井上 雅夫\*\*\*\*

## 1. 緒 言

1993 年北海道南西沖地震津波を契機として, 津波警報・注意報の発令までの時間が短縮された。それは, 環太平洋地震帯上で発生する遠地津波に対する警報・注意報まで影響を及ぼし, 以前よりも頻繁に警報・注意報が発令されるようになった。しかし, 図-1 に示すように, 1993 年以後, 警報・注意報が発令されても津波が観測されない場合も多く, 住民からその信頼性を疑問視する声も聞かれるようである。日本近海で発生する近地津波については, 気象庁が 1999 年度から数値計算による量的予報を導入するので, その信頼性の向上が期待できる。しかし, 遠地津波に対しては, 現状では太平洋津波警報センターからの情報に頼っているので, 依然その信頼性に問題があるといえる。とくに, 近地津波と遠地津波との間で予報の信頼性に差がでてきた場合, 津波来襲予想地域の住民はいつそう混乱することも予想される。したがって, 遠地津波に対しても, できるだけ早急に定量的な数値予報に基づいた警報・注意報の発令体制を整備し, その信頼性の向上を図る必要がある。そこで, ここでは, 環太平洋地震帯上の各地に断層モデルを系統的に想定して, 数値計算によってわが国沿岸部に来襲する遠地津波の最大高さや到達時間などの伝播特性を定量的に評価することにした。

## 2. 遠地津波の数値計算モデル

### 2.1 太平洋全域モデル

太平洋を伝播する津波の数値計算は, 太平洋全域モデル(河田ら, 1997)を用いて行った。計算格子間隔と時間間隔は,  $\Delta l = \Delta \theta = 5'$ ,  $\Delta t = 10 \text{ sec}$  とした。そして, 計算領域は南緯 60 度から北緯 75 度, 東経 90 度から西経 60 度で囲まれる長方形領域を取ることにした。

今回はわが国沿岸部に来襲する遠地津波を評価することが目的であるので, 沿岸部の地形や浅水変形, 湾の共

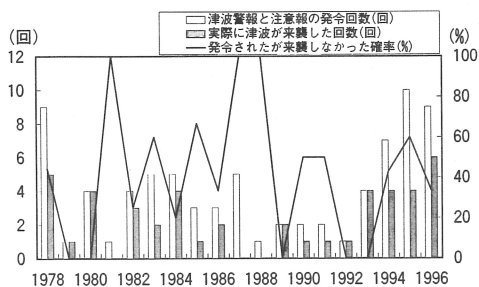


図-1 津波警報・注意報の発令回数

振特性なども考慮して, 本来なら湾の地形まで組み入れられる計算格子を用いる必要がある。しかし, わが国沿岸部の全域にわたって細かい計算格子を導入することは実際上不可能である。そこで, 三重県尾鷲を対象として, 1960 年チリ地震津波の氾濫域までも含めた再現計算を行って, 遠地津波の数値計算モデルの妥当性を検証することにした。

### 2.2 三重県尾鷲における 1960 年チリ津波の氾濫計算

ここでは, 三重県尾鷲を例にとり, 氾濫域までも含めた数値シミュレーションを行い, その結果を観測値と比較することによって, 沿岸部での再現性を確認する。

計算領域は太平洋全域モデルから 5 段階に領域を細分化していった。それぞれの領域の接続は広領域から狭領域への入射波だけでなく, 狭領域から広領域への反射波も考慮して, 一度に数値計算をする方法をとった。それぞれの計算格子の大きさは, 10', 5', 1 km, 250 m, 50 m である。計算時間間隔は, もっとも小さな領域でも計算が安定であるように, 1 sec ととった。基礎方程式としては, 250 m 以下の領域では非線形長波方程式を用いて, それ以外では線形長波方程式を用いた。

尾鷲における津波氾濫計算結果を痕跡値と比較したものを図-2 に示す。これをみると, 氾濫計算結果の広がり方が痕跡値の広がりよりもいくぶん小さいが, 最大遡上高という点で見ればほぼ再現できているとみなせる。

また, 計算格子の大きさの違いによる最大水位の比較を表-1 に示す。これをみると, 計算格子の大きさが細くなるほど痕跡値に近づいていくが, 氾濫計算をせず陸

\* フェロー 工博 京都大学教授 防災研究所 巨大災害研究センター

\*\* 学生会員 工修 京都大学大学院 工学研究科

\*\*\* 学生会員 関西大学大学院 工学研究科

\*\*\*\* 正会員 工博 関西大学教授 工学部 土木工学科

表-1 計算格子の大きさの違いによる比較

格子の大きさ	10'	5'	1 km	50 m(完全反射)	50 m(氾濫あり)	痕跡値
津波最大水位(m)	1.4	2.3	2.6	4.1	3.2	3.6

上と海との境界で完全反射させた場合は、痕跡値よりも大きくなってしまふことがわかる。

2.3 わが国沿岸部におけるチリ津波の再現性

わが国沿岸部の各地において、太平洋全域モデルの計算格子で計算された結果と観測値を比較してみた。その結果を図-3に示す。計算値は東北日本で2~3m、西南日本で1~2mであるが、これは観測値の全体的な傾向と一致している。図-3の観測値はほとんど検潮所における値であるが、計算結果の方が大きいところもあれば、逆に小さいところもある。これは、湾の固有周期の影響などのためと考えられる。太平洋全域モデルでの計算結果は各地域に対してそのまま適用できるものではないが、ここではわが国沿岸部全体にわたる評価が目的であるので、数値計算結果にグリーンの公式などの補正をしないほうがよいと判断した。したがって、以下の計算結果では湾の影響による補正を加えないで、太平洋全域モデルでの計算結果としてそのまま表示しておいた。

3. 想定津波モデル

通常、津波の伝播特性を求める際には、既往最大級の地震の断層モデルを想定して、それから津波の初期波形を求めて数値計算を行うのが一般的である。しかし、遠地地震の場合には、わが国におけるほど地震の特性がはっきりとしていないため、断層モデルを想定するのが難しい。また、既往の地震の断層モデルを用いるのでは、将来発生する地震には対応できない可能性もある。そこで、地震によって発生する津波の伝播特性を考えるのではなく、対象とする海域で水位変動のみがあった場合の伝播特性を考えて、地震と津波を切り離して評価する方がよいと考えられる。

ここでは、対象とする地域で実際に大地震が発生する

かは別にして、初期波形のみを想定して、すなわち想定津波モデルを用いて、それによるわが国沿岸部への影響を調べることにする。実際に地震によって津波が発生した場合には、その海域の想定津波モデルによって評価された伝播特性を参考にすることができる。ただし、想定津波モデルは断層パラメータから Mansinha・Smylie (1971)の方法を用いて計算される初期波形を基準とすることにした。

3.1 1960年チリ地震の津波モデル

既往最大級の遠地津波は、1960年チリ地震津波である。したがって、これと同じ規模の津波を想定津波モデルの最大のものとして用いることにする。チリ地震津波の断層パラメータは、Kanamori and Cipar (1974)、Kanamori and Anderson (1975)を用いた。表-2に1960年チリ地震の断層パラメータを表す。

図-4(a)にチリ地震津波の鉛直地盤変位、(b)にそのうち海域にある部分だけを示したもの、(c)にそのうち正の値だけをとったものを表す。これを見ると、チリ地震の鉛直地盤変位は、正の値の部分は海域にあり、負の値の部分はほとんどが陸地にあることがわかる。津波数値計算の初期条件としては、この鉛直地盤変位のうち海域の部分だけ初期水位変動として与えるので、チリ地震津波の初期波形は図-4(b)で表されるような波形をしていたと考えることができる。

しかしこれでは想定津波モデルとしては適切でないので、図-4(c)のように正の値のみだけの波形を津波モデルとしても、数値計算結果にはほとんど影響がないと考えた。図-4(b)の初期波形で計算した結果と(c)の初期波形で計算した結果をわが国沿岸部の21ヶ所の到達時間と最大水位で比較したものを表-3に示す。これから、図-4(c)で表される初期波形をチリ地震津波の初期

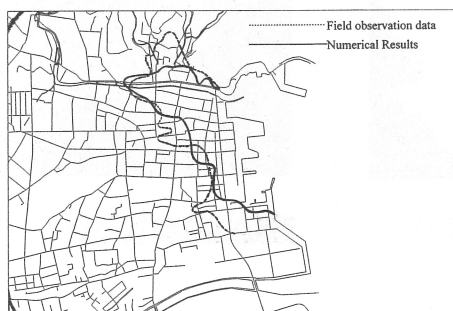


図-2 三重県尾鷲の津波氾濫計算結果

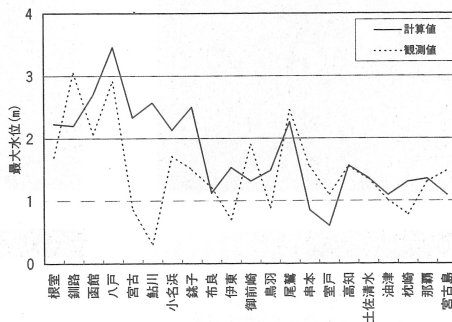


図-3 チリ津波の計算結果と観測値の比較

表-2 1960年チリ地震の断層パラメータ

Length	Width	Depth	Strike of the fault	Dip Angle	Dislocation	Slip Angle
800 km	200 km	53 km	N 10 E(deg)	10°	24 m	90°

表-3 初期波形の違いによるチリ津波の計算結果の比較

	到達時間 (h)	最大水位 (m)
平均2乗誤差	0.01	0.04

表-4 想定津波モデルの断層の大きさ

	長さ(km)	幅(km)	変位(m)
チリ津波	800	200	24.0
$M_w=9.5$	655	328	20.7
$M_w=9.0$	369	184	11.7
$M_w=8.5$	207	104	6.6

波形とみなしてよいことがわかる。

3.2 想定津波モデル

想定津波モデルとしては、最大級のものとして図-4(c)を用いる。また、以下のモーメントマグニチュード  $M_w$  と断層パラメータの関係式 (佐藤, 1989) から Mansinha・Smylie の方法を用いて求められる初期波形を用いることにする。想定津波モデルの断層の大きさを表-4に示す。断層パラメータのうち大きさに関するもの以外は、表-2のチリ地震のものを用いることにした。

$$\log L(\text{km}) = \frac{1}{3} \log M_0 - 7.30 \dots\dots\dots (1)$$

$$\log U(\text{cm}) = \frac{1}{3} \log M_0 - 6.80 \dots\dots\dots (2)$$

$$M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5 \dots\dots\dots (3)$$

$$L = 2W \dots\dots\dots (4)$$

4. わが国沿岸部における遠地津波の伝播特性

ここでは、想定津波モデルを初期条件として数値シミュレーションを行うことによってわが国における遠地津波の伝播特性を求める。

4.1 想定津波モデルの位置

想定津波モデルは、太平洋を取り巻くように環太平洋地震帯上に図-5のように設置した。

4.2 わが国沿岸部における遠地津波の到達時間と最大水位

太平洋全域モデルの釧路、宮古、伊東、尾鷲、土佐清水および那覇周辺に対応する格子で計算される想定津波の到達時間と最大水位を図-6に表す。釧路、宮古などの北海道・東北では、チリからの津波がもっとも大きくなる傾向があり、次いで千島・カムチャッカ、ニューギニア・フィリピンからの津波が大きくなる。一方、伊東から西の西南日本でも、チリからの津波は他の地域に比べて大きい。しかし、チリ津波と同じ規模の津波が発生した場合、ニューギニア・フィリピンなどからの津波は極めて大きくなる。

また、環太平洋地震帯上の各地域で発生した津波がわが国沿岸部にどのように分布しているかを、図-7に表

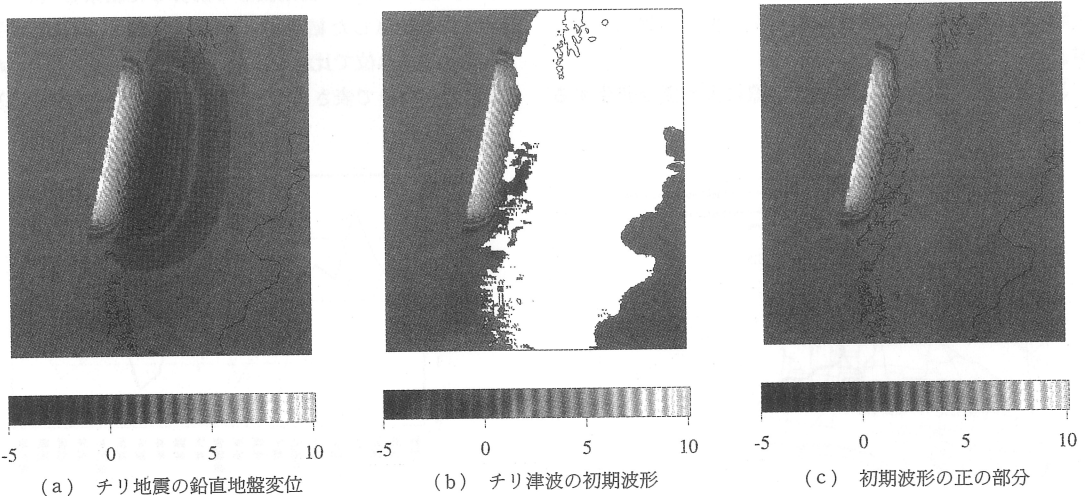


図-4 1960年チリ地震の鉛直地盤変位と津波初期波形 (単位: m)

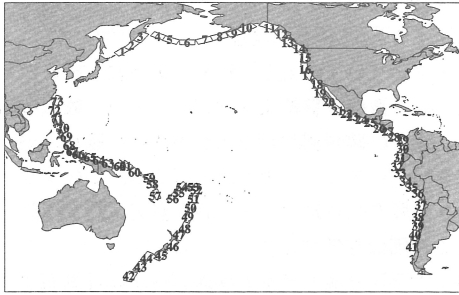


図-5 想定津波モデルの位置

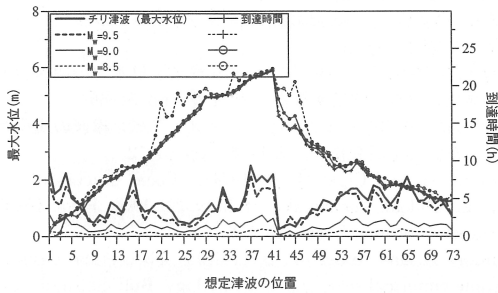
した。ただし、想定津波モデルがチリ津波の場合のみを表した。図の凡例の括弧内の番号は、図-5の想定津波の設置位置の番号に対応している。これを見ると、南米のペルー・チリで発生した津波は北海道・東北で大きな

る傾向があることがわかる。また、ニューギニア・フィリピンで発生した津波は、伊豆よりも西の西南日本で大きくなる傾向があることがわかる。

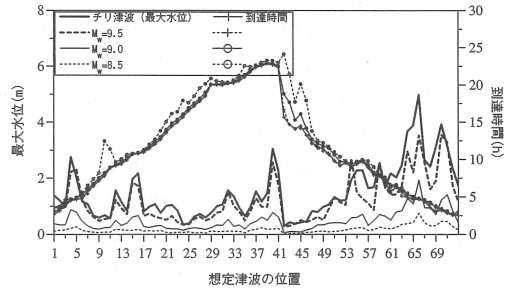
4.3 実際の観測例との比較

羽鳥(1997 a)は、南米津波に対してわが国での波高の規模などをまとめている。それによると、各チリ津波は地震から22時間以後に日本沿岸に到達するとある。これは図-6でも同じであり、また津波の規模による差もほとんどない。また、マグニチュード8以上の地震で三陸地方での波高は2~3mになるとしている。図-6の宮古での値を参考にすると、計算値は観測例よりも少し小さいが、湾による影響を考慮すれば観測例をほぼ説明している。

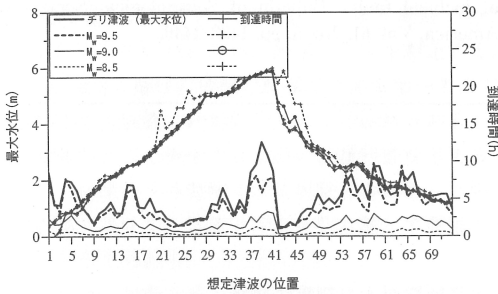
また、羽鳥(1997 b)は、東南アジアで発生する津波の日本での観測例を整理している。それによるとフィリピン



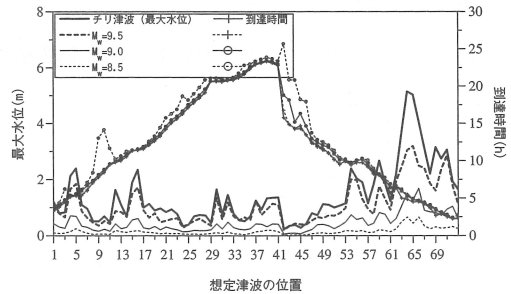
(a) 鉧路



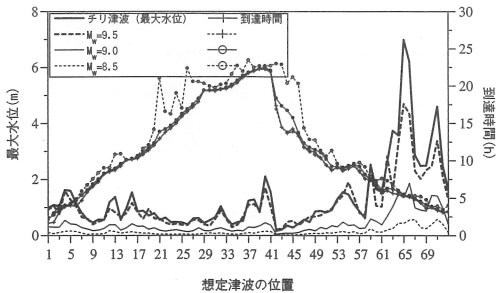
(d) 尾鷲



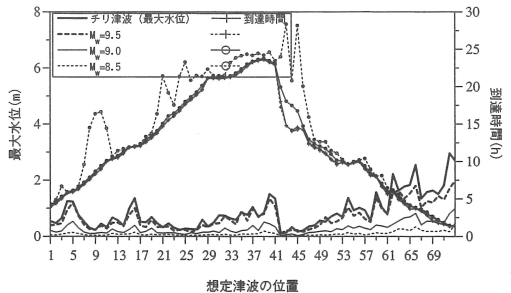
(b) 宮古



(e) 土佐清水



(c) 伊東



(f) 那覇

図-6 わが国沿岸部における遠地津波の到達時間と最大水位



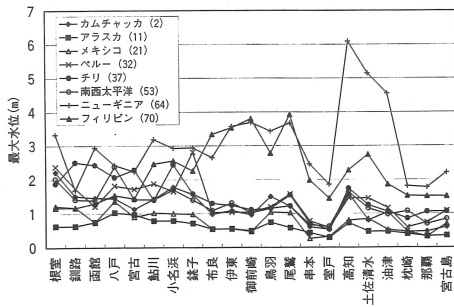


図-7 想定津波モデルの位置による最大水位の分布

ン・インドネシアの太平洋側で発生する津波は、地震発生後3時間以降に日本列島に到着している、波高分布のパターンは共通し、四国・紀伊沿岸の波高が大きく、房総以北の北日本で著しく減衰するとある。図-6, 7はほぼそれを裏付ける計算結果となっている。また、1996年イリアン・ジャヤ地震津波 ( $M_s=8.1$ ,  $M_w=7.9$ ) は、わが国沿岸部で父島を除いて1mを超えることはなく、数10cm程度であった。また、傾向としては伊豆・紀伊・四国で大きく、東北・北海道では小さい。これも、図-7と一致している。過去の観測例では、この地域の津波は1m程度のものしか観測されていない。過去に発生した地震よりも大きな規模の地震が発生した場合には、注意が必要である。

5. 結 語

想定津波モデルを用いてわが国沿岸部における遠地津

波の伝播特性を明らかにした。チリ津波と同じ規模の津波を想定すると、指向性の関係からチリに加えて、ニューギニア・フィリピンの太平洋側からの津波が極めて大きくなるという数値計算結果が出た。つまり、数値解析によって、過去の観測例だけではわからない遠地津波の伝播特性を見つけることができたと言える。このように、津波の指向性を明らかにするという点で、想定津波モデルによる評価は有効であろう。

謝辞：太平洋全域モデルの水深データは日本海洋データセンター (JODC) に、日本周辺の水深データは地質調査所の駒澤正夫氏に提供していただいた。ここに記して、謝意を表す。

参 考 文 献

河田恵昭・小池信昭・井上雅夫・嘉戸重仁 (1997): 環太平洋沿岸域における津波リスクに関する研究, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 341-345.  
 佐藤良輔 (1989): 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, 390 p.  
 羽鳥徳太郎 (1997a): 1995年チリ北部津波と日本での南米津波の規模, 津波工学研究報告, 第14巻, pp. 51-60.  
 羽鳥徳太郎 (1997b): インドネシア・フィリピン津波の規模特性, 津波工学研究報告, 第14巻, pp. 61-72.  
 Kanamori, H. and Cipar, J. J. (1974): Focal process of the great Chilean earthquake of May 22, 1960, Phys. Earth Planet. Interiors, 9, pp. 128-136.  
 Kanamori, H. and Anderson, D. (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seismol. Soc. Am., 65, pp. 1073-1095.  
 Mansinha, L and D. E. Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 61, No. 5, pp. 1433-1440.