

海底津波計による1990年マリアナ地震津波の観測及びその解析

今村文彦*・首藤伸夫**・岡田正実***・永井孝志****

1. はじめに

現在、津波発生の主原因は地震の断層運動による海底地盤変動であると標準的には説明されているが、1771年明和津波、1896年明治三陸津波などのように断層運動では説明できないものが存在する。これら発生機構の不明な津波や断層の不均質性を調べるには、波源から直接伝播してくる津波成分の解析が必要であり、沿岸部での湾内振動や浅水変形の影響を受けない外洋津波の検討が不可欠である。気象庁は津波の早期検知のため深海部に津波計を設置し、1978年より観測を続けていたが、1990年4月にマリアナ地震津波の外洋での観測に成功した。

本研究では、津波計で得られた結果の解析を行った。まず、始めに海底津波計記録の処理方法（ノイズ除去方法）を検討し、次に、津波数値計算によりマリアナ地震の最適断層パラメータ推定を行い、近接した検潮所（含海底津波計）での津波波形およびその変化を調べた。最後に、津波波形インバージョンによる断層の不均質性検出の可能性について考察した。

2. 海底津波計

(1) 観測システムと設置位置

地震防災対策強化地域における地震・津波警報のために、リアルタイムの常時観測システムが切望されており、'74年より気象研究所により地震計と津波計の併設された海底地震観測システムの開発が開始され、'78年より観測が始められている。海底津波計は水深2000mから4000mの深海域に設置され、図-1に示すように東海沖に1箇所（TK1）、房総沖に3箇所（BS1, 2, 3）で外洋津波の監視を行っている。深海部での観測装置には非常に高い精度が要求されており、分解能のよさ、雑音・ドリフトの少なさ等の点で優れている圧力式波高計（Quart Resonator Pressure Transducer）が採用されている〔気象研究所（1984）〕。サンプリング間隔は20秒である。

(2) ノイズ発生及びその除去

津波計に観測される成分としては津波成分の他、潮汐、環境温度変化によるノイズ及び伝送時のノイズ、地震動で生じる水圧変化がある。ノイズの主要部分は、津波計周辺水温の変動によると判断されている〔気象研究所（1980）〕。そのため非感圧の温度補償水晶発振器を設置してノイズ除去が行われているが、温度変動の短周期成分に対して過渡的なパルス状のノイズが発生したり、津波成分より明らかに小さい短周期成分も見られる。また、地震時には地震動によるノイズが発生し、震源が近い場合に津波の初動と重なるため津波検知の作業が困難になる。したがって、津波記録の解析にはノイズの除去が重要な課題であり、その方法について検討した。

潮汐・ノイズ（短周期成分）の除去方法にはバンドパスフィルターが効果的であるが、その有効周波数幅が問題となる。ここでは、周波数の下限値は初期波源形状から推定される周期に対応して決定した。これに加え、平常時記録及び津波を含んだ記録によるそれぞれのスペクトルの差によって津波成分の存在範囲を決定した。ウィンドウ関数は、次式に示す2次のBartlett型を採用している。

$$W(f) = \frac{\sin^2(\pi F_1 f)}{(\pi F_1 f)^2} \left\{ 1 - \frac{\sin^2(\pi F_2 f)}{(\pi F_2 f)^2} \right\} \quad \dots\dots (1)$$

ここで、 W ；ウィンドウ関数、 f ；周波数、

$1/(2F_1)$, $1/(2F_2)$ ：有効周波数幅の上下限値。

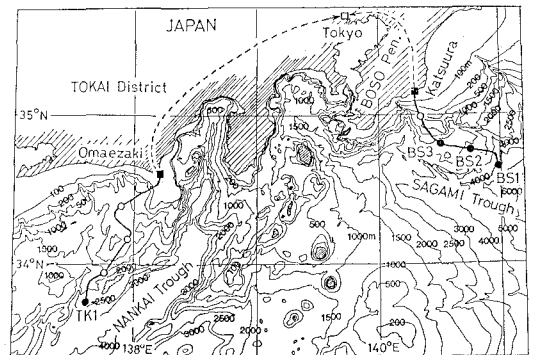


図-1 海底津波計の設置位置

* 正会員 工博 東北大学講師 工学部災害制御研究センター

** 正会員 工博 東北大学教授 工学部災害制御研究センター

*** 正会員 工学部 気象研究所地震火山研究部

**** 正会員 工修 (株)大林組技術研究所

例えば、図-2(a)には房総沖(BS3)におけるフーリエスペクトルの振幅を示し、図-2(b)には、除去前後の時間波形を示す。ここでは、形状から推定される周期が8分(短軸方向)から16分(長軸方向)であり、津波前後のスペクトルの差から有効周波数域は周期にして2分から9分程度であった。この方法は海底津波計だけでなく検潮記録に対しても有効であった。残念ながら、この方法の是非を検証するデータはないが、図-2(b)に示された津波成分を見る範囲では妥当なものと思われる。なお、環境温度の急激な変化及び伝送のエラーによるスパイク的なノイズに対しては、ノイズをカットして移動平均操作を行った。

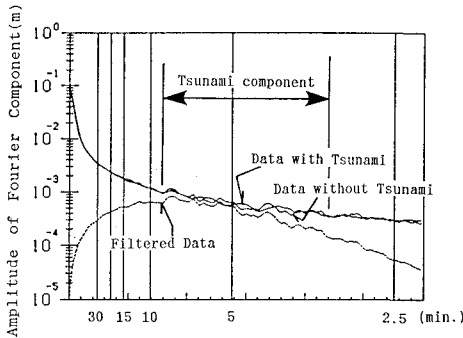


図-2(a) フィルター処理後のフーリエスペクトル

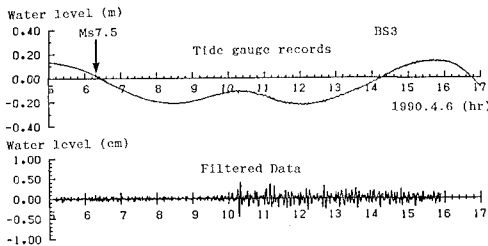


図-2(b) フィルター処理後の時間波形

これらは地震波から推定されたものである。ここでは地震モーメント (1.9×10^{27} dyne cm) を一定とし、さらに2つのモデルに加え断層の長軸短軸比を変えた2種類のもの(モデルA, B)を仮定し、最も津波記録を説明できるモデルを検討する。図-3中にモデルAによる初期波源を示す。

津波記録との比較は、仮定されたモデルにより波源を求め外洋伝播計算〔今村ら(1989)〕を実施して行った。計算条件は表-2に示す。比較項目はいくつかあるが、最大振幅、振幅スペクトルから得られている津波成分範囲での平均値と分散を選んでいる。その比較結果を図-4に示す。佐竹モデルはすべり量が大きく全体で過大であり、阿部モデルでは津波の指向性が若干強いため短軸方向で過大、長軸方向で過小になった。モデルBはその逆である。従って、海底津波計の記録に対してはモデル

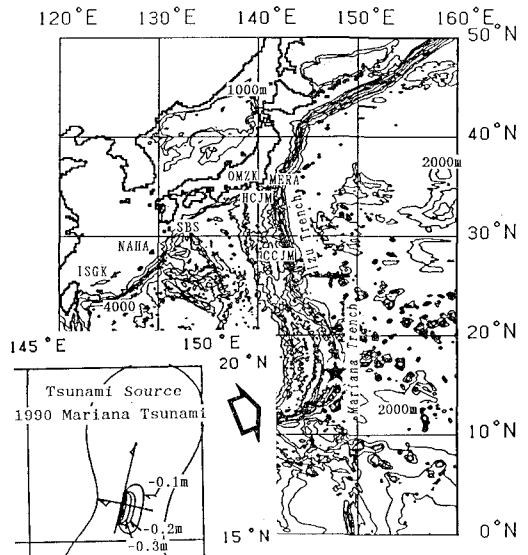


図-3 計算対象領域と津波波源(モデルA)

3. 波源モデルの検討

(1) 1990年マリアナ地震津波

4月5日21時13分(GMT, Ms=7.5, 震源(北緯15.4°, 東経147.3°), 深さ1km)に、マリアナ近海で起きた浅い地震の中では最大級の正断層型地震が発生し(図-3星印)、太平洋側の日本, Guam, Wake, Truck島などで津波が観測された。津波マグニチュードは $m=2$ 程度の中小規模津波であるが、Ms=7.5の地震に対する平均津波マグニチュードより1階級ほど大きい〔羽鳥(1991)〕。

(2) 断層モデルの推定

この断層モデルは表-1に示す2種類(佐竹モデル(1990)と阿部モデル(1990))がすでに提案されているが、

表-1 断層パラメータ

	断層長さ	断層幅	すべり量	すべり方向	走向
阿部モデル	100km	50km	1.2m	-47.2°	N10E°
佐竹モデル	50km	25km	5.0m	-90.0°	N10E°
モデルA	87km	58km	1.2m	-47.2°	N10E°
モデルB	72km	72km	1.2m	-47.2°	N10E°

表-2 計算条件

計算対象領域	0°N から50°N, 120°E から160°E
空間格子間隔	5' (9.3km-5.9km)
時間間隔	10秒
再現時間	10時間

Aが最適なものとなり、従来の長方形の断層形状とは異なり正方形に近いものである。これは規模の小さい断層に見られる形状である。なお、本ケースでは断層パラメーターの中で、すべり量が最も記録値との関係に影響した。

全体的な傾向として、計算結果は津波計に対し過大、検潮記録に対して過小であった。検潮記録には検潮井戸の応答特性の補正を行っていないものの、沖縄（那覇）

NAHA、石垣：ISGK）では珊瑚礁などの存在による減衰効果のために計算結果が過大評価に、八丈島（HCJM）、布良（MERA）では湾内振動現象を考慮出来なかったため計算値の過小評価になっていると思われる。

モデルAを波源をパラメーターとした数値計算結果の一例として図-5、6に、それぞれ津波伝播図と最高水位分布を示す。津波先端はほぼ円心円状に広がり、約3時間で日本列島に到達していることが分かる。断層の長短軸比が3:2でありエネルギーの短軸への指向性は比較的弱いはずであるが、図-6中示されるように沖縄方面へ高い波高が来襲している。

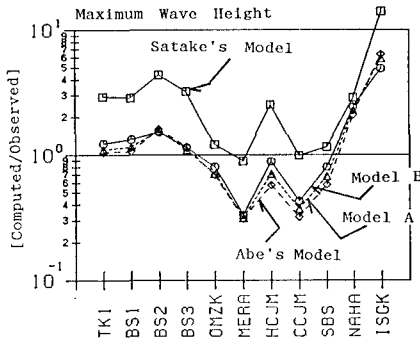


図-4(a) 各波源モデルによる計算値と観測値との比較 (津波波高)

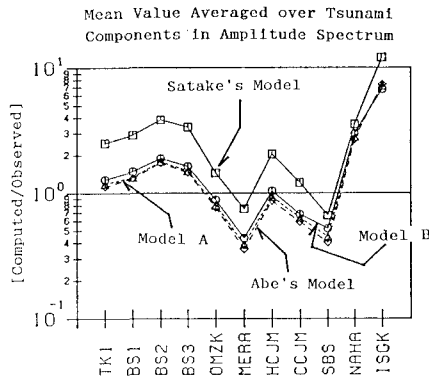


図-4(b) 各波源モデルによる計算値と観測値との比較 (津波成分での振幅スペクトルの平均値)

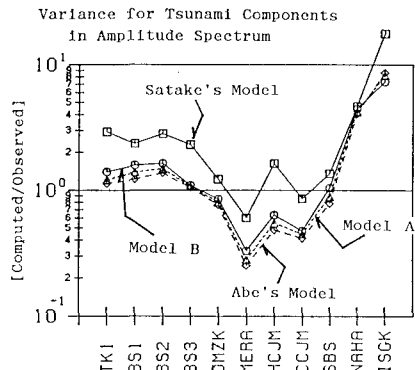


図-4(c) 各波源モデルによる計算値と観測値との比較 (津波成分での振幅スペクトルの分散)

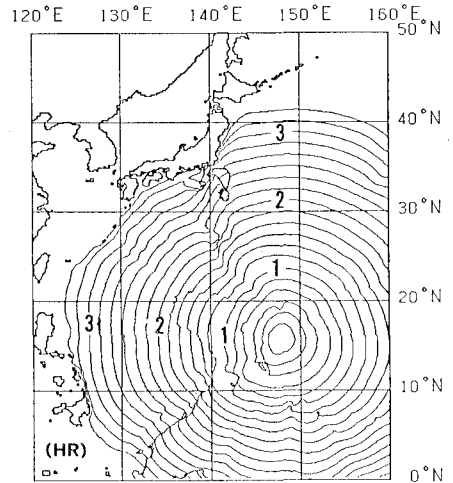


図-5 津波伝播図 (モデルA, 10分毎のコンター)

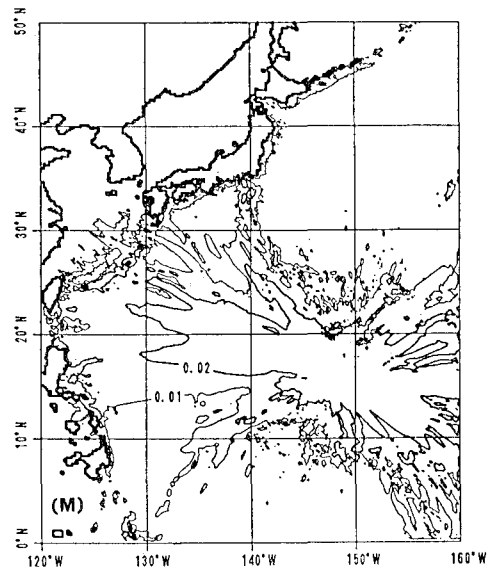


図-6 最高水位分布 (モデルA) (単位:m)

4. 観測と数値計算による津波波形の解析

(1) 時間波形の特徴

図-7 に BS1 と BS2 での観測とモデル A による数値計算の波形を示す。この波形の特徴としては、初動が小さく最大波が遅れていることである。この傾向は、断層長軸方向の海溝沿いに伝播する成分に特に見られる。これは、マリアナ・伊豆海溝沿いに伝播するエッジ波として地形性の分散効果 [Aida, 1967] があること、波源から約 2100 km 離れており波数分散効果が無視できないことがある。最大波が遅れる原因としては前者の影響が大きく、観測値と比較する限りでは数値計算の方が最大波出現時間の遅れが大きく、海溝付近の地形近似がまだ十分ではないと思われる。

観測値の初期変動では津波成分が小さく、来襲前の高周波成分の影響を少なからず受けている。これに対し、計算値は波源サイズに対応した周期の成分が見られ、引きから始まる単純な波形となっている。数値計算による初期変動と最大波高の比に対して、観測値の初期変動はかなり小さいと思われる。

(2) 陸棚斜面上での波形変化

房総沖では斜面上での連続した 3 地点 (BS1, BS2, BS3) での記録が得られており、これから陸棚斜面での波形変化特性を明らかに出来ると期待される。陸棚斜面上での波形変化特性として、フーリエスペクトルの振幅と位相の特性を調べる。例として、図-8 に BS1 ($h=4011$ m) と BS2 ($h=2089$ m) での振幅比と位相差を表す。図に示されたように実測値と計算値の振幅や位相の分布形状が異なる。10 分より短周期の成分は水深約 4000 m から 2000 m に浅くなるにつれ、計算値ではほとんど増幅さ

れていないのに対し、観測値は 2.3 倍に増幅されている。また、10 分より長い周期的成分では、複雑な変化を示している。位相の差の方も、特に 10 分より長周期の部分できわめて複雑に変化している。この事は、初期波形を構成した各周波数成分の放出方向、その後の経路を定める屈折関係に及ぼす地形表現の精度とに、今後解決されるべき問題が多く残されていることを意味する。また、図-8(b) 中には非分散性の線形長波理論による位相差を示し、計算値は周期 5 分程度までこの理論値に近く分散性が弱いのに対し、観測値は高周波数成分ほど位相がかなり遅れている (波数分散性) ことが分かる。

5. 津波波形インバージョンの可能性

津波は 50 m 以深であればその伝播速度は水深のみに依存し、津波の伝播速度は地震波と比較して 10 倍以上遅いため、発生位置の差による波動到達時間の違いが大きい。この事実は断層に対する津波による空間分解能が地震波より優れていることを意味し、地盤変動量の推定に有効であると期待できる。津波波形によるインバージョン方法は線形性が成立することを前提としており、解析するデータとしては津波計のような深海域で得られたものが最適である。

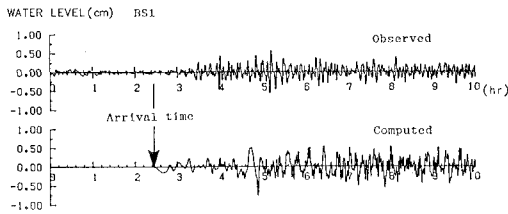


図-7(a) 津波計記録と数値計算結果(モデル A)との比較

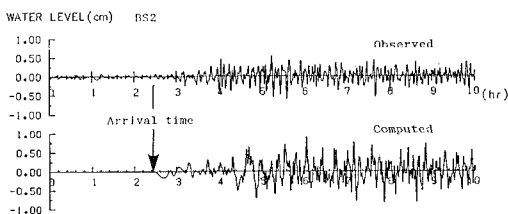


図-7(b) 津波計記録と数値計算結果(モデル A)との比較

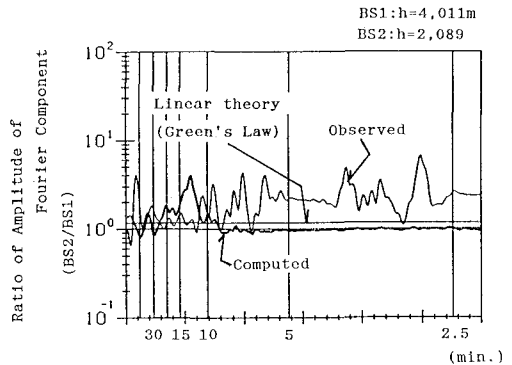


図-8(a) 2 地点でのフーリエスペクトルの変化(振幅比)

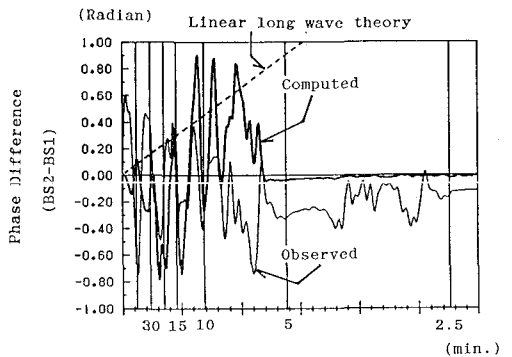


図-8(b) 2 地点でのフーリエスペクトルの変化(位相差)

しかし、今回のデータを解析するには、いくつかの問題点があることが分かった。まず、水深が深いところで津波の短周期成分も扱うとなると、長波近似が成り立たなくなり、波形経時変化を再現するには波数分散性を考慮する必要がある。特に、海溝沿いを伝播する場合には水深変化も大きいために、平均的に分散効果を合わせる方法〔今村ら, 1990〕ではなく、その場所の水深に対応した波数分散性を考慮し、かつ数値誤差を除去した高精度の計算方法〔佐山ら, 1987〕を採用する必要がある。また、通常の解析には反射波を含まない初期変動の範囲を対象とするが、今回のように記録に現れた初期変動が小さくノイズが無視できない場合には、初期波形ではなく新たな指標による方法を考えなければならない。

6. おわりに

本研究で得られた主な結論を以下にまとめる。

潮汐・ノイズ除去のためにはバンドパスフィルターが効果的であり、その有効周波数幅は下限値として初期波源形状から推定される周期に、また、平常時記録と津波を含んだ記録によるスペクトルの差によってその範囲を決定できた。

一定の地震モーメントである4種類の断層モデルを仮定し記録値と比較した結果、モデルAが最も記録を説明することを示した。これは、一般的な長短軸比 2:1 より小さい 3:2 の値を持つ。

陸棚斜面上での波形変化特性として、フーリエスペクトルの振幅と位相の特性を示し、実測値と計算値の振幅や位相の分布形状が異なり、特に低周波部分では逆の傾向にあることが分かった。海溝付近での経路を定める屈折関係に及ぼす地形表現の精度とに、今後解決されるべき問題が残されている。また、数値計算結果と津波計と

の比較や津波インバージョンを実施するには、波数分散性を考慮し、かつ数値誤差を除去した高精度の計算方法を採用する必要がある。

海底津波計による観測は気象庁のほか、アラスカを中心として U.S.A. の NOAA により行われている〔Gonzales ら, (1991)〕。実際、1990年マリアナ地震津波も記録されたようである。短軸方向成分の解析や初期変動の問題も含め、このデータの解析も行う予定である。

謝辞: 本論文の公表にあたり、小川記念基金の補助を受けた。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 阿部邦昭・岡口正実・つじよしのぶ (1990): 深海正断層起源の1990年マリアナ津波, 地震学会講演会予稿集 1990年度秋季大会, p. 262.
- 今村文彦・首藤伸夫・後藤智明 (1990): 遠地津波の数値計算に関する研究 その2 太平洋を伝播する津波の挙動, 地震第2輯, 第43巻, pp. 389-402.
- 気象研究所 (1980): 海底地震常時観測システムの開発, 気象研究所技術報告, 第4号, 233 p.
- 気象研究所 (1984): 御前崎南方沖における海底水圧観測, 気象研究所技術報告, 第9号, 90 p.
- 佐竹健治・吉田康宏・阿部勝正 (1990): マリアナ地震のメカニズム (2) 津波波形の解析, 地震学会講演会予稿集 1990年度秋季大会, p. 70.
- 佐山順二・今村文彦・後藤智明・首藤伸夫 (1987): 外海域における津波の高精度計算法に関する検討, 第34回海岸工学講演会論文集, pp. 177-181.
- 羽鳥徳太郎 (1991): 1990年4月6日マリアナ海溝地震による津波, 地震学会講演会予稿集 1991年度春季大会, p. 123.
- Aida, I. (1967): Water level Oscillation on the continental shelf in the vicinity of Miyagi-Enoshima, Bull. Earthq. Res. Inst., vol. 45, pp. 61-78.
- Gonzalez, F.I., C.L. Mader, M.C. Eble and E.N. Bernard (1991): The 1987-88 Alaskan bright tsunamis: deep ocean data and model comparisons, Natural Hazards, no. 4, pp. 119-139.