

# 津波地震の発生原因に関する解析的検証

大町達夫\*・戸畑真弘\*\*・井上修作\*\*\*

近年、地震動が弱い割に大きな津波を発生させるいわゆる「津波地震」に関心が寄せられている。既往の研究では、津波地震の発生原因の一つとして震源断層の破壊継続時間が通常より長いことが指摘されている。そこで本研究では、震源断層の破壊継続時間に関係する断層の動的パラメータを変化させて数値解析を行い、地盤の永久変位や地震波の振幅および津波の波高に現れる影響を定量的に調べた。その結果、破壊継続時間が長くなると地震波の振幅は半分以下になり、地震波の振幅から求められるマグニチュードが過小評価される危険性が指摘できた。一方、地盤の永久変位や津波の波高は、動的パラメータの影響をほとんど受けないことを確認した。

## 1. はじめに

現在、日本の津波警報システムでは地震波から地震のマグニチュードを決定し、津波の規模を予測する方式が採用されている。一方、地震波から予測されるよりも大きな津波を発生させる地震があり、このような地震は津波地震と呼ばれている。このため地震波から津波の規模を予測する現在の津波警報システムは、津波地震に対しては有効に機能しないという懸念がある。

既往の研究では、津波地震のタイプとして、①断層の破壊継続時間が通常より長い地震、②海底の変形しやすい堆積物下での地震、③海底地滑りや火山噴火を伴う地震、等が指摘されている。本研究では、津波地震は断層の破壊継続時間が通常より長いという①の指摘に注目し、震源断層の破壊継続時間の変化によって、地震波や津波の発生効率にどのような影響が表れるかを調べることを目的とした。具体的には、断層パラメータのうち震源断層の破壊継続時間に影響する動的パラメータ（ライズタイム・破壊伝播速度）を変化させて数値解析を行い、地盤変位や津波に表れる影響を検討した。

## 2. 津波地震の定義と特徴

### (1) 津波地震の定義

1896年の明治三陸地震や1992年のニカラグア地震は、地震動の揺れが小さい割に大きな津波が発生しており、一般に「津波地震」とされてきた。現在は、原因はともあれ、比較的短周期の地震波の振幅から予想される津波と比べて、異常に大きい津波を発生する地震のことを、広義の津波地震と呼んでいる。

阿部(1988)は津波地震を定量的に定義している。それによれば、津波地震とはマグニチュードと比較して相

対的に大きな津波を起こす地震である。ただし、ここでいうマグニチュードは、モーメントマグニチュード  $M_w$  ではなく、地震波の振幅から決定するマグニチュード(気象庁マグニチュード  $M_j$  や表面波マグニチュード  $M_s$ ) である。そして、阿部の津波マグニチュード  $M_t$  と表面波マグニチュード  $M_s$  の差が、 $M_t - M_s \geq 0.5$  となる地震を津波地震としている。

渡辺(1995)は初め阿部にならない、渡辺の津波マグニチュード  $M_{10}$  と気象庁マグニチュード  $M_j$  の差が、 $M_{10} - M_j \geq 0.5$  となる地震を津波地震としたが、その後、震度分布から津波地震を判別する方法を提案(渡辺, 1997)し、津波地震を判定する値は  $M_{10} - M_j \geq 0.6$  が妥当としている。

### (2) 津波地震の特徴

表-1は、過去に津波被害を出した主な地震とそのマグニチュードである。\*印は、津波地震とされている地震である。表中にはマグニチュードはそれぞれ、表面波の振幅から計算される表面波マグニチュード  $M_s$ 、断層の面積とすべり量から決定されるモーメントマグニチュード  $M_w$ 、津波の波高から決定される津波マグニチュード  $M_t$  を示した。

通常地震では、これら3種類のマグニチュードの値はそれほど大きく異なることはない。しかし津波地震では各マグニチュードの差が明らかに大きくなっており、特に津波マグニチュードの値が大きくなっている。これは、津波地震が地震波から予測されるよりも大きな津波

表-1 津波被害をだした主な地震とマグニチュード

	地震名	$M_s$	$M_w$	$M_t$
1896	*明治三陸沖	7.2	8.0~8.1	8.2~8.6
1946	*アリューシャン	7.4	8.1	9.3
1983	日本海中部	7.7	7.9	8.1
1992	*ニカラグア	7.2	7.6~7.7	7.9
1993	北海道南西沖	7.6	7.7	8.1

\*印は津波地震とされている地震

$M_s$ : 表面波マグニチュード

$M_w$ : モーメントマグニチュード

$M_t$ : 津波マグニチュード

\* 正会員 工 博 東京工業大学教授 大学院総合理工学研究科人間環境システム専攻

\*\* 学(工) 東京工業大学博士前期課程 大学院総合理工学研究科人間環境システム専攻

\*\*\* 正会員 修(工) 東京工業大学教務職員 大学院総合理工学研究科人間環境システム専攻

を発生させることを表している。(なお1993北海道西  
沖地震は  $M_s - M_i = 0.5$  であるが、津波地震とはされてい  
ない。)

### 3. 各種マグニチュードに対する定性的検討

津波地震の特徴として、地震波から計算されるマグニ  
チュードより津波の波高から計算されるマグニチュード  
が有意に大きいことが指摘された。そこで次に数値シ  
ミュレーションで定量的な検討をする前に、断層の破壊  
継続時間により、これらのマグニチュードがどのように  
変化するか、各マグニチュードの定義式(宇津ら, 2001)  
をもとにまず定性的に考察する。

#### (1) 表面波マグニチュード $M_s$

$$M_s = \log \frac{A}{T} + 1.66 \log \Delta + 3.3 \dots \dots \dots (1)$$

ここで、 $A$  は周期 20 秒程度の表面波の上下あるいは  
水平成分の振幅 ( $\mu\text{m}$ )、 $T$  は平均の周期 (s)、 $\Delta$  は震央  
距離 (度単位) である。

$M_s$  は表面波の振幅などから直接計算するため、断層運  
動を推定する過程を必要としない。その容易さもあって、  
現在地震の尺度として広く使われている。しかしマグニ  
チュードのもつ物理的な意味が明確ではないという指摘  
もある。また  $M_s$  も含め、地震波の振幅から決定するマグ  
ニチュードは、いわゆる頭打ちを起こす可能性が指摘さ  
れている。

#### (2) モーメントマグニチュード $M_w$

$$M_w = \frac{\log M_0 - 9.1}{1.5} \quad M_0 = \mu DS \dots \dots \dots (2)$$

ここで  $M_0$  は地震モーメント (Nm)、 $\mu$  は剛性率 (N/  
 $\text{m}^2$ )、 $D$  はずれの大きさ (m)、 $S$  は断層の面積 ( $\text{m}^2$ ) だ  
る。

上式のように、モーメントマグニチュード  $M_w$  は地震  
モーメントの値から計算するマグニチュードであり、断  
層面のずれの総量で定義されるため頭打ちを起こさな  
い。また断層運動と結び付けて考えることができるので、  
物理的にも理解しやすく地震の大きさの尺度として最適  
であると考えられている。

#### (3) 津波マグニチュード $M_t$

$$M_t = \log H + \log \Delta + D \dots \dots \dots (3)$$

ここで  $H$  は津波の最大振幅 (m)、 $\Delta$  は直線伝播距離  
(km) である。 $D$  は定数であるが、 $M_t$  の数値がモーメン  
トマグニチュード  $M_w$  に最もよく一致するように決めら  
れる。津波マグニチュードの定義式 (3) は地震波から  
決定するマグニチュードの定義式 (1) とよく似ており、  
伝播距離の違いが考慮されている。

断層の破壊継続時間が通常より長い地震とは、一面で  
は断層運動の破壊伝播速度が通常より遅いと言い換える

ことができる。このような地震は kanamori (1972) の定  
義した狭義の津波地震であり、「ゆっくり地震」ともいわ  
れる。破壊伝播速度は通常地震では地殻内の S 波速度  
より少し遅く 3 km/s 程度であるが、ゆっくり地震では  
1~2 km/s 程度まで遅くなると指摘されている  
(Pelayo・Wiens, 1992)。そのため、断層運動の継続時間  
は数十秒から 100 秒以上になり、長周期の地震波が卓越  
する震源過程となる。表面波マグニチュード  $M_s$  は周期  
20 秒程度の地震波を使って決定されているため、このよ  
うな長周期の地震に対してはマグニチュードを過小評価  
することになる。ゆえに津波地震では表面波マグニ  
チュード  $M_s$  と津波マグニチュード  $M_t$  に大差が生じる  
原因の一つとして、断層の破壊継続時間が通常より長い  
ことを挙げることができる。

本研究ではこれらの事を確認するために、断層パラ  
メータのうち断層の破壊継続時間に影響する動的パラ  
メータ (ライズタイムと破壊伝播速度) を変化させ、数  
値解析を行う。

### 4. 解析手法の概要

本研究では、震源断層の破壊継続時間に注目して解析  
を行うことから、断層運動を考慮した津波の動的解析手  
法を用いる(大町ら, 1999)。これは海底地盤(地盤領域)  
と海(流体領域)を非結合系でモデル化し、断層運動に  
伴い発生する動的な地盤変位を時々刻々流体の底部に入  
力することで津波を発生させ、解析を行う手法である。

地盤領域には境界要素法を用いる。津波の発生・伝播  
解析には、従来から採用されている長波理論を用いず、  
Navier-Stokes 方程式を採用する。また流体の圧縮性は  
質量保存方程式に音速を取り入れて考慮する。これらの  
方程式を差分法を用いて計算し、自由表面の挙動をシ  
ミュレーションする。

### 5. 2次元津波シミュレーションと考察

#### (1) 計算モデルの設定

ここでは、2次元モデルを用いて地震動と津波の動的  
解析を行い、断層の破壊継続時間が地震動や津波に与え  
る影響を考察する。

2次元モデルを図-1、断層パラメータと地盤条件を  
表-2に示す。断層中心から±300 km までをシミュレー  
ションの対象領域とする。断層は、破壊が下方から上方  
へ一定速度で一様に伝播する逆断層を想定する。海底地  
盤は半無限弾性体の岩盤と考え、P波速度 6.9 km/s、S  
波速度 4.0 km/s とし、水深  $D=3000$  m を仮定する。

#### (2) 断層の破壊継続時間の影響

まず、断層の破壊継続時間が、地震動および津波に与  
える影響を調べた。

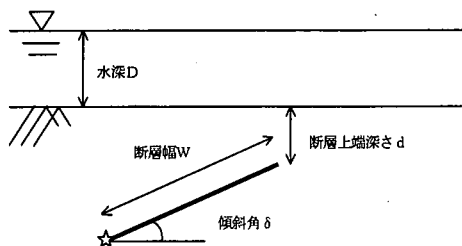


図-1 2次元解析モデル

表-2 解析に用いた断層パラメータ

静的パラメータ	
断層上端深さ	10 km
すべり量	10 m
断層幅	30 km
傾斜角	30度
動的パラメータ	
破壊伝播速度	3 km/s
ライズタイム	3 s

海底地盤と海面の変動状況を、図-2に示す。地震発生時刻を0sとし、時刻30~90sにおける地盤の上下変位と波高を30秒毎に示している。点線は地盤の変位を、実線は海面の波高を表している。

時刻30sでは断層運動はすでに終了しており、震央付近では地盤の永久変位が生じている。またそれに伴って海面も上昇している。時刻30~90sでは、地盤の永久変位とは異なる動的地盤変位（表面波）が主として右方へ伝播しており、その直上の海面でよく似た位相の波が生じている。時刻60s以降、震央直上付近で左右に分かれてゆっくり伝播しているのが津波である。

ここで、断層の破壊継続時間が、地盤変位および津波の波高に与える影響を調べる。図-3は、動的パラメータ（ライズタイム・破壊伝播速度）と地震波および津波の関係である。全体的な傾向を見るために、ライズタイムおよび破壊伝播速度の変動範囲を広く取って計算した。

図-3(a)は、横軸にライズタイムを、縦軸に地盤変位および津波の波高をとっている。これによると、津波の波高や地盤の永久変位は、ライズタイムの影響をほとんど受けないことがわかる。しかし、表面波の振幅はライズタイムが長くなるほど、すなわち断層の破壊継続時間が長くなるほど小さくなっている。

同様に図-3(b)は、横軸に破壊伝播速度を、縦軸に地盤変位および津波の波高をとっている。これによると、津波の波高や地盤の永久変位は、破壊伝播速度の影響をほとんど受けていないことがわかる。一方、表面波の振幅は、破壊伝播速度が1~2 km/sと遅くなると、すなわち断層の破壊継続時間が長くなると小さくなることわかる。

図-3から、地盤の永久変位および津波の波高は断層

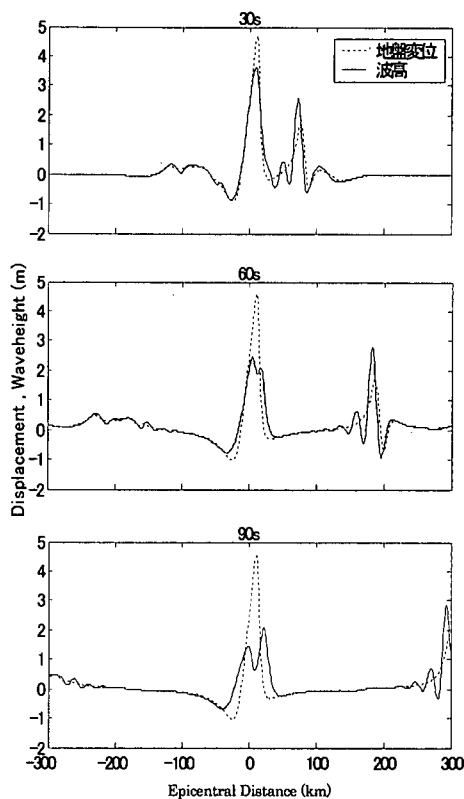


図-2 地盤変異と界面変動のスナップショット

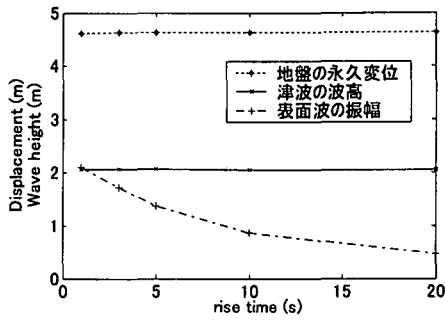
の破壊継続時間による影響をほとんど受けないこと、および津波の波高には海底地盤の永久変位が支配的な影響を与えることが確認できる。一方、表面波の振幅は断層の破壊継続時間による影響が大きいが指摘できる。

次に、断層の破壊継続時間によって、地震波による動的変位と永久変位をあわせた地盤変位のフーリエ振幅スペクトルに、どのような違いが表れるか調べた。特に表面波マグニチュード  $M_0$  の決定に用いられる周期20秒程度の地震波や、さらに長周期の地震波のフーリエ振幅スペクトルの変化に注目した。ここでは、震央距離が+100 kmにおける地盤変位の時刻歴波形をフーリエ変換した。

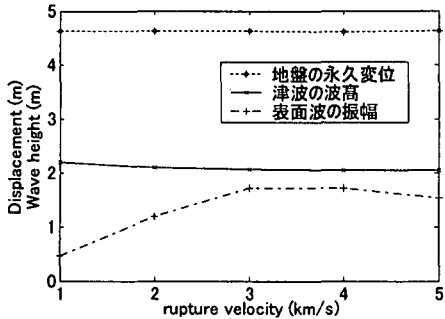
図-4は、ライズタイムおよび破壊伝播速度の違いによるフーリエ振幅スペクトルの変化の様子を表している。

図-4(a)によれば、全体的な傾向として、ライズタイムが長いほど、短周期側での振幅スペクトルが小さくなっている。ここで、ライズタイムの違いが、どの周期の振幅スペクトルに影響を与えるか注目する。

ライズタイムが5秒以下の振幅スペクトルに注目すると、地震波の周期が10秒以下の部分では、ライズタイムが長いほど振幅スペクトルが小さくなる。ライズタイム

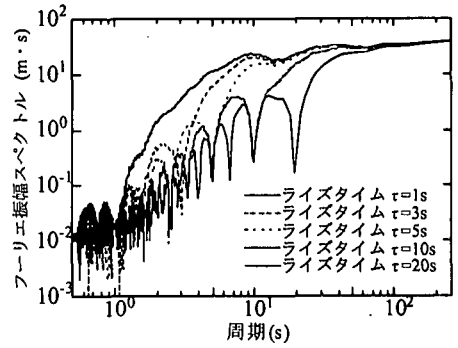


(a): ライズタイムの影響

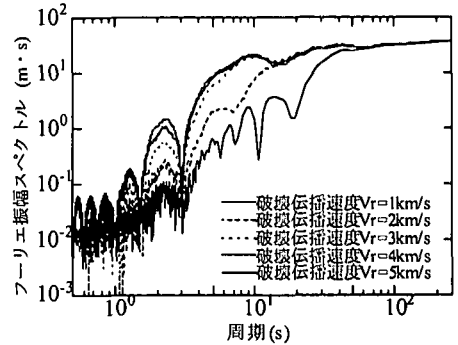


(b): 破壊伝播速度の影響

図-3 動的パラメータと地震波および津波の関係



(a): ライズタイムの影響



(b): 破壊伝播速度の影響

図-4 動的パラメータが振幅スペクトルに及ぼす影響

による違いが見られなくなるのは、地震波の周期がおよそ10秒以上の部分である。しかし、ライズタイムが10秒や20秒の振幅スペクトルに注目すると、地震波の周期が10秒程度の部分では、まだ振幅スペクトルが小さくあり、特にライズタイムが最も長い20秒の振幅スペクトルは、地震波の周期が30秒程度になっても他の振幅スペクトルと比較して値が小さい。ライズタイムによる影響が見られなくなるのは、地震波の周期がおよそ100秒以上になってからである。

図-4 (b) によれば、破壊伝播速度が遅いほど、短周期側での振幅スペクトルが小さくなっている。ここで、破壊伝播速度の違いが、どの周期の振幅スペクトルに影響を与えるか注目する。

破壊伝播速度が3 km/s以上の振幅スペクトルに注目すると、地震波の周期がおよそ3秒以上の部分では、ほとんど違いは見られない。破壊伝播速度が2 km/sの振幅スペクトルは、破壊伝播速度が3 km/s以上の場合と比較すると値が小さくあり、両者の違いが無くなるのは地震波の周期がおよそ10秒以上の部分である。また、破壊伝播速度が1 km/sの振幅スペクトルと破壊伝播速度が3 km/s以上の振幅スペクトルを比較した場合は、両者の違いが無くなるのは地震波の周期がおよそ50秒以上の部分である。

図-4から、断層の破壊継続時間が長くなると、表面波

マグニチュード  $M_s$  の決定に用いられる周期20秒程度の地震波の振幅スペクトルは、小さくなる傾向が確認できる。この傾向から、断層の破壊継続時間が通常より長い地震を表面波マグニチュード  $M_s$  で評価すると、実際の地震規模より過小評価になる可能性が指摘できる。

## 6. 結 論

震源断層の破壊継続時間が長くなると地震波の振幅は低下するが、海底地盤の永久変位はほとんど変わらず、津波の波高にもほとんど影響がないことが確認できた。このことから、断層の破壊継続時間が通常より長い地震は、地震動が弱い割に大きな津波を発生させる、いわゆる津波地震になり得ると考えられる。現在、日本の津波警報システムは地震波の振幅から地震のマグニチュードを決定し、津波の規模を予測しているが、これは地震波の振幅と津波の波高が一对一の関係になることを前提としている。しかし、断層の破壊継続時間が通常より長い地震を津波地震とすれば、現在の津波警報システムは津波地震による津波を過小評価してしまう危険性が高い。本研究で確認できたように、例えば周期20秒程度の表面波の振幅から求められる表面波マグニチュード  $M_s$  では、震源断層の動的パラメータによっては地震のマグニチュードを過小評価する危険性がある。このため、津波

地震およびその津波に効果的に対応するためには、周期20秒程度の地震波より、さらに長い周期の地震波を観測し利用するのも一案と考えられる。

### 参考文献

- 阿部勝征(1981): 巨大地震と津波の大きさ, 科学, Vol. 51, No. 12, pp. 754-761
- 阿部勝征(1988): 津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化, 地震研究所彙報, 第63巻, pp. 289-303
- 宇津徳治・嶋悦三・吉井敏尅・山科健一郎(2001): 地震の辞典 [第2版], 朝倉書店, pp. 53-61
- 大町達夫・築山洋・松本浩幸(1999): 断層運動に伴う動的地盤変位を考慮した津波シミュレーションの評価, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 321-325
- 岡田恒男・土岐憲三(2000): 地震防災の辞典, 朝倉書店, pp. 44-47
- 松本浩幸・大町達夫・築山洋(2001): 断層運動に伴う動的地盤変位と震源過程を考慮した津波シミュレーションの評価, 第26回地震工学研究発表会講演論文集, Vol. 1, pp. 529-532
- 渡辺偉夫(1995): 日本近海で発生した津波のマグニチュード決定の地域性, 地震, 第2輯, 第48巻, pp. 271-280
- 渡辺偉夫(1997): 震度分布による地震津波の一判別法—日本近海における津波地震の分布, 地震, 第2輯, 第50巻, pp. 29-36
- 渡辺偉夫(1998): 日本被害津波総覧[第2版], 東京大学出版会, pp. 4-14
- Kanamori, H (1972): Mechanism of tsunami earthquake, Phys. Earth Planet, Inter., Vol. 6, pp. 346-359
- Pelayo, M. A. and D. A. Wiens (1992): Tsunami earthquakes: slow thrust-faulting events in the accretionary wedge, J. Geophys. Res., Vol. 97, No. B11, pp. 15321-15337
- Satake, K (1994): Mechanism of the 1992 Nicaragua tsunami earthquake, Geophys. Res. Lett., Vol. 21, No. 23, pp. 2519-2522.