

海底地形変動に依存した津波初期波形の生成と伝播

長岡技術科学大学 環境社会基盤工学課程 4年 平澤 渉

1. はじめに

これまで、日本は多くの地震津波被害に遭遇しており、2011.3.11の東北地方太平洋沖地震で発生した津波などにより、津波に関する社会的関心は高い。津波の発生原因は地震や火山現象、地すべりなどが挙げられる。このような津波の発生原因に対して現行の津波数値計算は地震によって生じる海底地盤の鉛直変異を断層モデルなどで予測してその値をそのまま海水面の鉛直変位として与えるという手法をとることが多い。しかし、水平方向への水塊の発散や収束が生じて鉛直水面変動が緩和されるはずであり、水平方向への水の移動が考慮できる方が実現象に近い。本研究では海底地形の鉛直変位の時間変化に応じてその側方への水の動きを評価する考え方を整理することによって様々な海底地形変動に応じた津波初期波形の変動とその伝播特性について検証する。

2. 本研究で使用した津波造波法

(1) 津波数値解析のための基礎方程式

津波の運動は通常、非圧縮流体と仮定できるため、非圧縮性流体の連続式（流速の発散がゼロ）が成立し流速ベクトルの発散がゼロとなる。流速の発散(=0)を海底面から水表面まで鉛直積分すると以下のように表示される。

$$0 = \int_{-h}^{\eta} \text{div} \mathbf{u} dz = \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz + w(x, y, \eta) - w(x, y, -h) \quad (1)$$

ここで、 u , v , w , η , h は、それぞれ x , y , z 方向座標、海水面を基準とした水面変動および時間および空間的に変動する水深である。式(1)にライプニッツ積分式を適用して変形させる。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz - u(x, y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial x} - u(x, y, -h) \frac{\partial h}{\partial x} + \\ & \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} v dz - v(x, y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial y} - v(x, y, -h) \frac{\partial h}{\partial y} + \\ & w(x, y, \eta) - w(x, y, -h) = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

さらに、水面および底面での運動学的条件式は以下の式(3), (4)であり、

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u(x, y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial x} + v(x, y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial y} = w(x, y, \eta) \quad (3)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + u(x, y, -h) \frac{\partial h}{\partial x} + v(x, y, -h) \frac{\partial h}{\partial y} = w(x, y, -h) \quad (4)$$

式(3), (4)を(2)に代入して線流量 m , n を用いて、以下の式(5)が誘導される。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial m}{\partial x} + \frac{\partial n}{\partial y} = \frac{\partial z_b}{\partial t} \quad (z_b \equiv -h) \quad (5)$$

ここに z_b は、海底地盤標高であり、空間的に分布し、時間の関数でもある。このような展開は運動方程式に対しても同様となるが、津波の造波のソースとなるのは式(5)の右辺である。この項を場所と時間の関数 $f(x, y, t)$ として表示することができれば、任意の位置と時間において津波を造波することが可能となる。また、斜面の崩壊や陸上を含む斜面の隆起に対する津波の発生を評価することが可能となり、海底地盤変形量も計算に反映させられる。

(2) 本研究数値モデルと既往研究との比較

本計算手法の妥当性を検証するにあたり、既往研究について広範に整理がなされている柿沼らの研究¹⁾をベンチマークとして採用した。海底地盤変位量 $\zeta(t)$ を Impulsive, Transition, Creeping の3タイプを設定し、変形の速さによって水面がどのように応答するか時系列の波形を検証し、十分な精度を有するか確認する。具体的な式は以下の式(6)に示す。

$$\zeta(t) = \zeta_0 \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}} \right) \quad (6)$$

この式により、 ζ_0 は地盤の最終変位量であり、(6)の右辺における変数 $z_b(t)$ は、変形前の水深 h_0 によって式(7)で計算され、その時間微分も解析的に与えられる。

$$z_b(t) = \zeta(t) - h_0 \quad (7)$$

τ の値は、Impulsive, Transition, Creeping に応じて柿沼らの研究から換算した値、6.01, 34.0, 758.0 を与えた。なお、 h_0 , ζ_0 はそれぞれ、500m, 50m とし、

地盤変位量が水深の10%に対応している。柿沼らの計算は最大30%に及んでおり、深海域での津波としては非現実的であるが計算は可能である。図-1, 2では水面の時系列について柿沼らの結果と本研究での結果を比較している。図-2における縦軸は海底地形の最終鉛直変形量 ζ_0 で無次元化した各種鉛直変形量、

横軸の時間は無次元時間 $t\sqrt{g/h_0}$ である。Impulsiveの場合、中央での水面波形は海底地盤変動が終了するまで変形を追従しており、その後、急激に水面が低

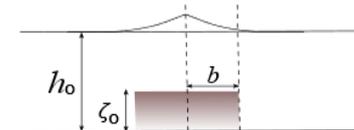


図-1 検証計算のための地形変化の模式図

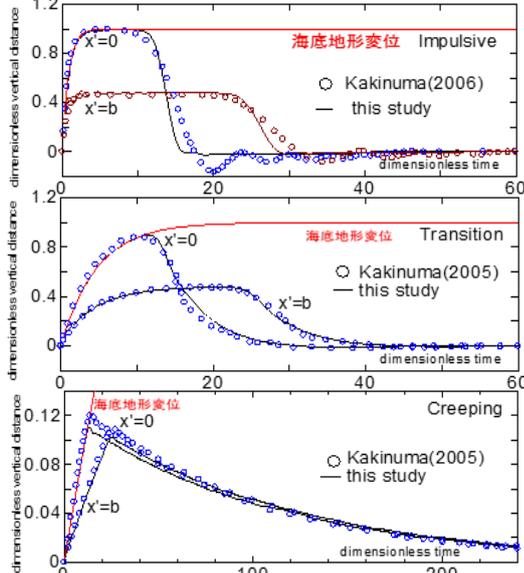


図-2 海底地形変位に応じた水面変形の時系列と既往研究との比較

1段: Impulsive 変形, 2段: Transition 変形 3段: Creeping 変形

下する。既往研究との一致性に関しては若干の差異はあるものの十分に一致していると判断される。

Transition では中央部の水面が海底地形を最後まで追従することができず、水面の低下が最終局面に至る前に生じている。既往研究との一致性に関しては特徴のある差異を見いだせないほど十分に一致していることがわかる。Creeping については地形変動がかなり小さいため、水面変動の地盤変動への追従性が時間的に初期に限られており、また、中央と外縁境界での水面変動の波形にあまり違いがない。また、最大水面の値に既往研究との差異が認められ、既往研究の方がやや大きな値を取っている。これらの比較の結果を総括すると、微小な差異はあるものの、柿沼による既往研究との一致性は十分であると評価した。本計算法の計算負荷が極めて小さいことを考慮すれば十分な一般性を有すると判断した。

3. 計算結果

(1) 初期波形と伝播過程の形状ごとの差異

実際の海底変動は様々な形態を有しており、いくつかの単純で特異な形状を地形の最終変位と仮定し、11 ケースで解析を行っているが、ここではその代表ケースとして図-3 に一様隆起の初期波形を示す。鉛直方向の最大変位量を 1m とし、60 秒間で計算が終了するものとした。運動方程式は1次元の非線形長波方程式で連続式は式(5)を1次元化したものであり、差分

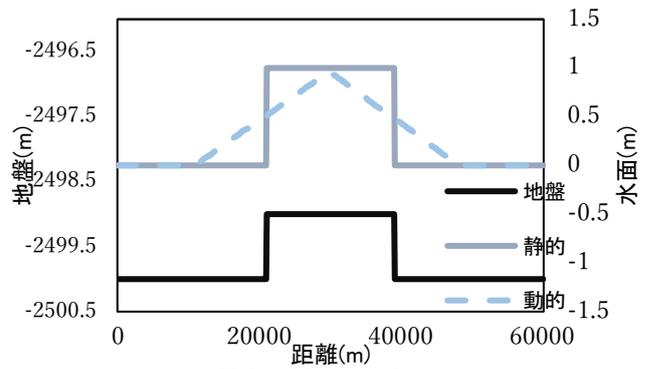


図-3 一様隆起の初期波形

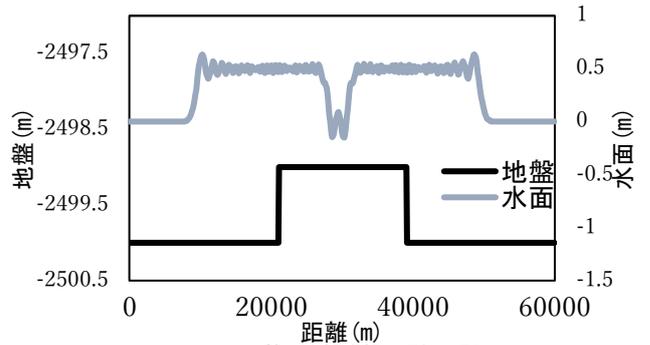


図-4 静的な一様隆起の伝播波形

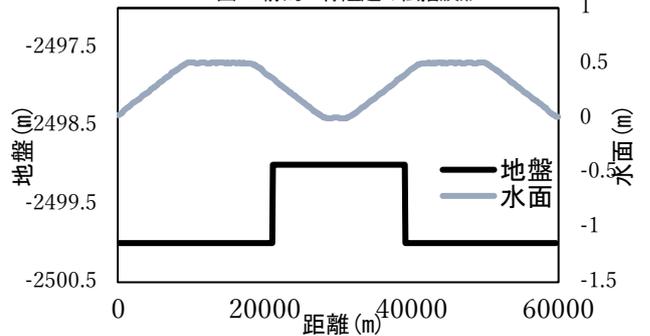


図-5 動的な一様隆起の伝播波形

近似して時間発展を求めた。計算の諸元は、水深は 2500m の一様とし、解析区間は 60 km である。地形変化は計算領域の中心から±9 km の全長 18 km の範囲で与えた。海底地盤変位の最終形状は初期水面として与えて計算する方法とはかなり水面形状に差異があることがわかる。また、海底地盤の最大変位 1m よりも今回使用した計算法での最大水位変動量は小さい。海底地盤変動量を津波伝播の初期水面として与えて計算する方法とはかなり水面形状に差異があった。

(2) 遡上時の津波到達時間の形状ごとの差異

計算手法は前節と同じであるが、計算条件諸元は異なり、水深 100m ($0 < x < 45$ km), 1/100 勾配 ($45 < x < 60$ km) とし、海底地盤変位を領域左端 ($x=0$) から 12~24km, 地盤変位量 5.0m とした。図-6, 7 には伝播と遡上計算の一様隆起の結果を示す。斜面を遡上している波の波形に顕著な差異はなかった。海底が動的に変動することを考慮した計算と比較するために静的な津波造波計算もあわせて行い、到達時間を調べるととも

表-1 津波到達無次元時間の動的・静的計算の比較

無次元 到達時間	隆起					沈降					隆起沈降 直線
	一樣	直線	2次	1/4楕円	半楕円	一樣	直線	2次	1/4楕円	半楕円	
静的	303.595	303.908	304.629	303.658	312.423	306.91	307.01	307.45	306.91	314.80	310.30
動的	311.735	312.048	312.736	311.766	320.438	314.30	314.43	314.93	314.33	322.38	318.34
差分	8.14	8.14	8.107	8.107	8.015	7.388	7.419	7.482	7.419	7.575	8.045

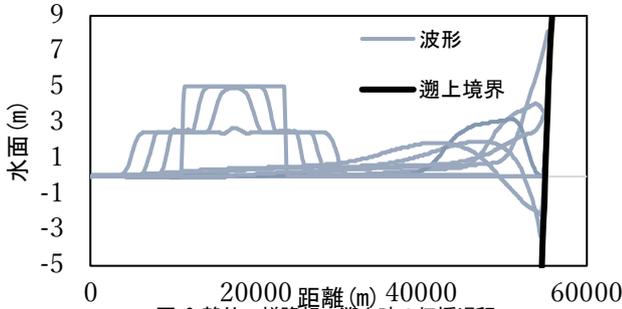


図-6 静的な隆起の遡上時の伝播過程

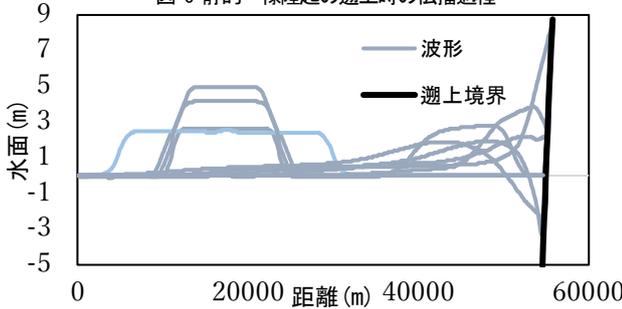


図-7 動的な隆起の遡上時の伝播過程

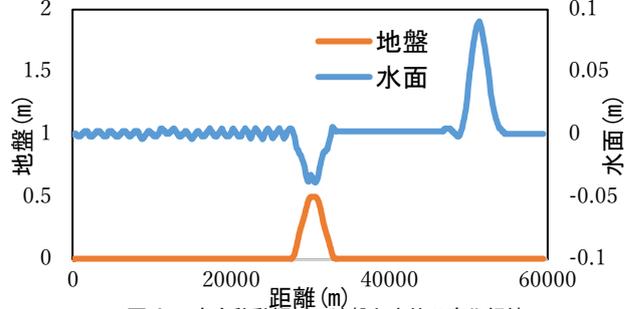


図-8 一方向移動解析の地盤と水位の変化経緯

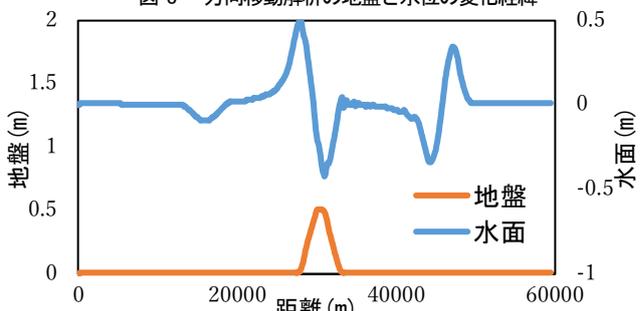


図-9 水平振動解析の地盤と水位の変化経緯

に動的計算との差分を求めた。隆起の方が沈降よりも早く到達することがわかった。また、一樣、4分の1楕円、直線、2次曲線のように陸側(右側)に強い隆起を持つ形状の場合、到達時間が早くなった。

(3) 一方向移動と水平振動解析

一方向に移動していく地盤について解析を行った。計算手法は前節と同じであるが、計算条件諸元は異なり、水深 2500m 一樣、海底地盤変位を領域左端($x=0$)から 20~25km 地盤速度 34m/s、地盤変位量 0.5m とした。初期の地盤変化によって生じた伝播波形が最大水位になっている。移動中の地盤の地点の水位は 0.04m 程度水位が下がる。

次に、水平振動する地盤について解析を行った。計算手法を同じであるが、計算条件諸元は異なり、水深 2500m 一樣、海底地盤変位を領域左端($x=0$)から 30~35km 地盤速度 17m/s、地盤移動区間は 30~40km、地盤変位量 0.5m とした。図-8、9には地盤と水位の変化経緯を示す。移動中の地盤の地点の水位は水位が下がっている。地盤が左方向から右方向へ変化したときに生じた伝播波形が最大水位になっている。

4. 考察

本研究では非線形長波方程式に時間的に変動する海底地形変動の条件を付加する理論的な背景を再確認し、計算コードを作成した。既往研究と比較してその妥当性の検証を行い、VOF法と比べても遜色がないほど一致しているため、既往研究との一致性は十分であると考えられる。また、様々な海底地形変化によって生じる水面変動の特性を調べ、その初期波形の生成および津波到着時間の違いについて検討した。初期波形は、静的解析のほうが動的解析に比べて水位が大きく水面勾配も大きくなり、それは伝播過程時も同様である。変形形状が直線や曲線など偏っている場合は、静的解析では実際より大きな波形で造波、伝播を計算することになるため動的のほうが好ましいと考える。津波到達時間は、水平方向に逃げていく流量の関係で動的計算のほうが短くなることが考えられる。以上のことから、数値解析を正確に行う上で、動的計算することは重要である。また、一方向移動と水平振動解析により本計算手法の複雑な海底地形変動への対応力を確認できた。

参考文献

- 1) 柿沼太郎, 秋山実: 海底面の変動に伴う津波発生過程の数値計算, 土木学会論文集; 2006

- 2) Hammack J.L. (1973): A note on tsunamis : their generation and propagation in an ocean of uniform depth, J. Fluid Mech., Vol.60, part 4, pp.769-799.
- 3) Ichiye, T : A Theory on the Generation of Tsunami by an Impulse at the Sea Bottom, J.Oceanographical Society of Japan, Vol.14, No.2, pp.41-44