

ぬるぬる地震津波の数値解析

港湾空港技術研究所 正会員 柿沼 太郎

1. 序 論

地震波に基づく量的津波予報によって予測される波高よりも、大きな津波が発生する地震がある。このような地震は、Kanamori (1972) によって津波地震と名付けられ、その発生原因としては、様々な地震学的現象が考えられている(阿部, 1995)。例えば、海底の隆起速度が非常に遅くとも、それが海面上昇をもたらすに十分速い場合、観測された比較的弱い、または、長い周期の地震波から算出される気象庁マグニチュードを有する地震からは、想像できない程の大きな津波が発生する可能性がある。これは、津波形成過程の流体運動を考慮した地変の分類(柿沼, 2006)の A 形式、すなわち、一定領域における継続時間の長い地変が生じる場合であり、速度の遅い地変が長く継続することから、このような地震をぬるぬる地震とも呼ぶ。一方、同分類の B 形式の、場所を変えて起きる地変は、その発生場所を移動しながら、伝播中の津波の波高を効率的に増加してしまう。この B 形式の地変には、生成された津波が伝播する際に、その下方に再び地変が現れ、津波がより高く持ち上げられる場合(B-1 形式)や、弾性地盤に対して通常考えられている破壊伝播速度よりも遅い速度で地変の発生地点が移動する場合(B-2 形式)が含まれるが、両者の場合とも、津波波高の成長率が、各段階の地変が発生するタイミング、または、地変が継続して進展する時間に依存し、ある有限時間の経過につれて地変の効果が現れるため、これらの地変を伴う地震もまた、ぬるぬる地震という語の範疇に入る。

ここでは、B-1 及び B-2 の各形式の地変を想定し、これらの地変に伴う津波の発生過程を対象とした鉛直 2 次元の数値シミュレーションを行なう。二つの異なるモデルを用いた数値計算、すなわち、3 次元モデルを用いた計算(これを 3D と呼ぶ。)と非線形浅水波モデルを用いた 1 次元計算(これを SW と呼ぶ。)とを実行し、時間と共に進行する海底隆起によって形成される津波の水面形及び流速に関して、両者の結果を比較する。

2. 数値解析手法

3D では、非圧縮性流体の運動を対象とした連続方程式及び Reynolds 平均された Navier-Stokes 方程式を基礎方程式とし、静水压近似や長波近似を行なわない数値モデルを適用する。海底変位及び水面変動は、それぞれ、空隙率及び VOF 関数を用いることにより、全ての計算格子を固定したままで考慮される(柿沼・秋山, 2006)。他方、SW では、非線形・非分散の浅水波理論を基礎方程式とする 1 次元モデル(柿沼, 2006)を適用する。

数値解析の対象を $0 \text{ km} \leq x \leq 90 \text{ km}$ の領域とする。そして、計算格子間隔は、3D では、 $\Delta x = \Delta y = 1 \text{ km}$ 及び $\Delta z = 50 \text{ m}$ とし、 y 軸方向の格子数を 1 とする。他方、SW では、 x 軸方向の計算格子間隔を同様に $\Delta x = 1 \text{ km}$ とする。計算時間間隔は、両者共に $\Delta t = 0.5 \text{ s}$ とする。初期静水深 h_0 は、4,000 m で一様とする。また、地変(海底地形の変化)に関して、海底の隆起速度 W 及び永久変位 δ は、それぞれ、0.15 m/s 及び 3.0 m とする。

3. B-1 形式の地変(場所を変えて多段階で起きる複数の地変)による津波形成過程の解析

図 1 に、2 段階地変が生じる B-1 形式の地変の場合の、津波形成過程における水面形の時間変化の計算結果を示す。ここで、 $0 \text{ s} \leq t < 20 \text{ s}$ の間、 $50 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の領域内の海底が上昇し、その後、 $50 \text{ s} \leq t < 70 \text{ s}$ の間、 $40 \text{ km} \leq x < 50 \text{ km}$ の領域内の海底が上昇する。図 1 より、第 2 段階の地変によって、伝播中の津波が成長することがわかる。この場合、時刻 $t = 200 \text{ s}$ において、第 1 段階の地変のみが生じる場合の 2 倍以上の津波高さの津波が、ほぼ安定して伝播する。津波の成長率は、第 2 段階の地変の発生場所とタイミングに依存する。

3D と SW の結果を比較すると、SW が伝播津波の津波高さを過大に評価しており、また、SW の波形勾配、特に、津波の前面の波形勾配が 3D のそれよりも急であるという違いが見て取れる。図 2 に、 $0 \text{ s} \leq t < 20 \text{ s}$ の間、

キーワード → 津波地震, ぬるぬる地震, 津波, 地形変化, 量的津波予報

連絡先 → 〒239-0826 横須賀市長瀬 3-1-1 港湾空港技術研究所, Phone: 046(844)5045, E-mail: kakinuma@pari.go.jp

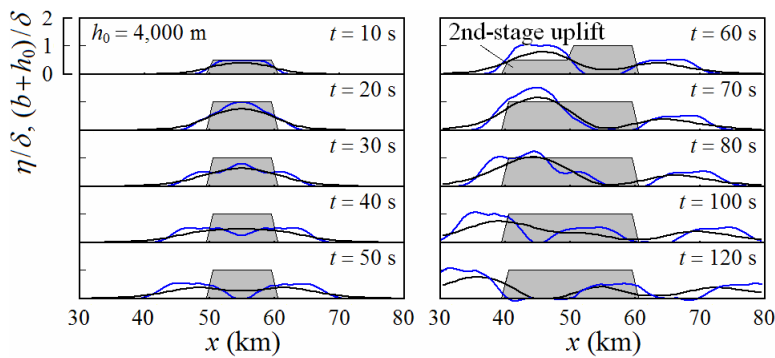


図1 B-1形式の異なる場所で発生する2段階の地変に伴う津波形成過程における水面形の時間変化（黒線: 3D, 青線: SW, 第2段階の地変は, $50 \text{ s} \leq t < 70 \text{ s}$ に起きている. 灰色を付した部分の上面は, 海底面の形状を表わす.）

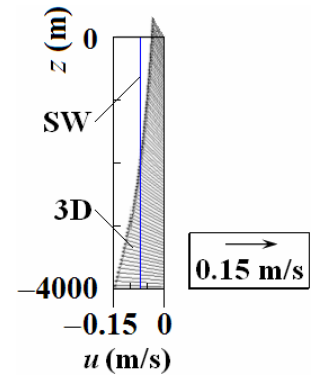


図2 1段階隆起のみの場合の流速（矢印: 3Dの流速ベクトル, 青線: SWの水平流速）

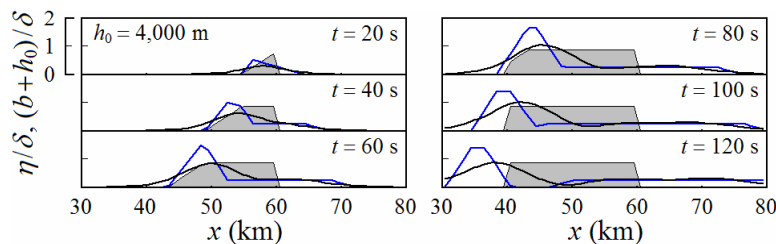


図3 B-2形式の $-x$ 方向に進展する地変に伴う津波形成過程における水面形の時間変化（黒線: 3D, 青線: SW）

$30 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の領域内の海底が $W = 0.15 \text{ m/s}$ の速度で上昇する1段階隆起のみの場合の, 時刻 $t = 20 \text{ s}$ における $x = 29.5 \text{ km}$ の地点の, 3Dによる流速ベクトル及びSWによる水平流速の計算結果を示す. この場合のように, 対象領域の水深が比較的深いと, 流速の鉛直分布が考慮されないSWでは, 上層内の水平流速が過大評価されるため, 波の分散性が表現されず, 水位上昇が過大に評価される.

4. B-2形式の地変（異なる場所に連続的に進展する一つの地変）による津波形成過程の解析

図3に, 海底の隆起地点が移動するB-2形式の地変の場合の, 津波形成過程における水面形の時間変化の計算結果を示す. ここで, 海底の隆起地点は, 始点 x_0 から終点 $(x_0 - R)$ ($R > 0$) まで, 一定速度 $-R/\tau$ で移動し, 始点及び終点のそれぞれにおいて, 海底の隆起が時刻 $t = 0 \text{ s}$ 及び $\tau \text{ (s)}$ に開始する. 地変領域の始点位置 x_0 及び全幅 R , そして, 地変の進展時間 τ は, それぞれ, 60 km , 20 km 及び 70 s である. この場合, 時刻 $t = 200 \text{ s}$ において x 軸の負の方向に進む津波の津波高さは, この地変の全領域にわたって1段階で海底隆起が生じる場合の2倍以上に増大する. このように, 伝播する津波を海底の隆起部が追いかけると, 津波の成長率が著しく高くなる可能性がある. しかしながら, 津波波高の効率的な増加に關与する海底の隆起幅が, 全幅よりも狭いため, 水深が深いと水面波形がなだらかになる傾向が強くなり, この場合, 3Dによる伝播津波の津波高さは, SWによる津波高さの6割程度である. 他方, x 軸の正の方向に進む水面波は, 海底の隆起部がこの水面波から遠ざかるため, 津波生成に有効な隆起幅がより狭くなり, 波長が伸長し, 波高が大きくなりません.

5. 結 論

B形式の地変を想定し, 3次元モデル及び非線形浅水波モデルを用いて, 津波形成過程の鉛直2次元数値シミュレーションを行なった. 波の分散性が考慮されない後者による解析では, 津波高さが過大に評価された.

謝 辞: 本概要で示した3Dの計算結果は, みずほ情報総研株式会社の秋山 実氏の御助力なくして得られなかった. 感謝の意を表す.

参考文献: 阿部勝征 (1995), 津波工学研究報告, 第12号, pp. 45-58.; 柿沼太郎 (2006), 海岸工学論文集, 第53巻, pp. 191-195.; 柿沼太郎・秋山 実 (2006), 土木学会論文集, Vol. 62, pp. 388-405.; Kanamori, H. (1972), Phys. Earth Planet. Inter., Vol. 6, pp. 346-359.