

幾つかの形態の地変による 海底地震津波の数値解析

NUMERICAL SIMULATION OF TSUNAMI FORMATION DUE TO SEVERAL TYPES OF SEABED DEFORMATION

柿沼太郎

Taro KAKINUMA

正会員 博(工) 独立行政法人港湾空港技術研究所 海洋・水工部
(〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬三丁目 1-1)

Several processes of tsunami generation and growth due to seabed deformation of submarine earthquakes have been simulated using the 3D numerical model based on the Reynolds-averaged Navier-Stokes equations or the 1D numerical model based on the nonlinear shallow-water-wave equations for incompressible-fluid motion. The initial wave profiles of tsunamis generated by the uniform uplift of seabed were compared between the results through these two models. The tsunami-earthquake cases where the seabed deformation changed its place along the horizontal direction were also treated to evaluate the profile and height of steady tsunamis propagating outside their wave-source areas.

Key Words: Tsunami generation, 3D numerical calculation, porous model, nonlinear shallow-water model, tsunami earthquake

1. 序 論

津波の脅威を減ずるために、様々な角度から開発が進められている。

リアルタイム予測を視野に入れた観測機器の進化・整備と、大規模データを対象とする高速処理系の発達とに呼応した情報伝達網の構築は、広域的かつ肌理細やかな展開を示し、付随する、自治体間、延いては、国際的な障壁を乗り越える努力が続けられている。一方、地域特性を考慮した新規構造物の設計や、最適避難経路の決定といったハードとソフトの両面における対策は、組織並びに個人の意識改革と相俟って、防護施設や防災マニュアル等の更なる強化へと進展している。今後、平常時と災害時の両局面を見据えた社会基盤及び環境の創造が課題となるであろう。

津波の脅威の本質は、強大な外力としての作用にある。

その一般的・基本的な特性のみならず、各事象・各地域に特徴的な事柄をも明らかにするために、観測や痕跡調査、獲得されたデータの解析、古文書探

査、そして、水理実験及び数値実験による分析・確認が行なわれ、津波の有する物理的特質の研究が進められている。このうち、津波の数値解析において、伝播計算では、波動の非線形性や分散性によってもたらされる影響が、地形を考慮して検討され、また、遡上計算では、建造物や地盤の破壊現象を含む、津波とこれらとの相互干渉の再現が試みられ始めた。

ところで、海底地震に伴う津波の、こうした伝播や遡上を対象とする数値計算の出発点は、津波のいわゆる初期波形の算出、または、仮定である。従って、波源域における津波の形成過程を正確に評価していなければ、その後のすべての計算において妥当な結果を得ることができない。来襲する津波の規模や特性の正確な把握なしには、想定地震に対する的確な防護施設の設計も、避難経路の決定も、不可能である。

そこで、本研究では、津波形成過程の流体運動を対象とした数値解析を行なう。幾つかの形態の地変を想定し、これらに伴う津波の、鉛直2次元断面における形成について調べる。

本論文では、まず、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、1次元非線形浅水波モデルを用いた計算(これを LW と呼ぶ。) とを実行する。そして、時間とともに進行する海底の隆起や沈降によって生成される津波の水面形について、両者の結果を比較する。

次に、LW を適用して、津波の生成・伝播・成長過程の数値解析を行なう。その際、津波地震¹⁾に言及する。海底地震の発生後、来襲するであろう津波の規模は、気象庁によって迅速に予測される。すなわち、津波に先んじて観測される地震波に基づく、量的津波予報である。ところが、海底地震が津波地震であるならば、量的津波予報の予測値を大きく上回る規模の津波が伝播して来る可能性がある。このような津波地震には、未だ解明されていない点が幾つも残されており²⁾ それに対する警戒が極めて重要となる。

先に述べたように、津波の流体力や遡上高さの正確な予測データを提供するためには、高精度の数値流体モデルによって、津波生成過程を正確に評価する必要がある。そして、津波生成過程における流体運動を詳細に調べるもう一つの意義は、流体力学の視点から地変と津波の関係について考察し、未解明の地変現象を明らかにしていくことにある。

この後者の重要性に着目し、ここでは、津波地震を次のように分類する。

- (I) 流体運動と相互に干渉しない地変
 - A 形式: 一定領域における継続時間の長い地変
 - B 形式: 場所を変えて起きる地変
 - C 形式: 流体運動が周辺の影響を受ける地変
 - D 形式: 水中の有意な圧縮波を伴う地変
- (II) 流体運動と相互に干渉する地変
 - E 形式: 地滑りによる地変
 - F 形式: 非弾性的な地盤挙動による地変
 - G 形式: 噴出としての地変

(III) 複合的な形態を示す地変

本論文では、このうち、B 形式に含まれる基本的な地変を想定して、津波形成過程の、LW による解析を行なう。

2. 二つの数値モデル

非圧縮性流体の運動を対象とする。

3次元数値計算、すなわち、3D では、連続方程式と Reynolds 平均された Navier-Stokes 方程式とを基礎方程式とする数値モデル³⁾ を適用する。このモデルでは、静水圧近似や長波近似を行なわない。

また、海底地形の変化及び水面位置の変動は、それぞれ空隙率及び VOF 関数を用いて算出する。従って、全ての計算格子を固定したままで、底面と水面の両者の、差分格子内における変動を考慮することができる。

他方、1次元数値計算、すなわち、LW では、非線形・非分散の浅水波理論に基づく多層流体モデル⁴⁾ を適用する。LW では、3D と異なり、流体の非回転運動と圧力の静水圧分布とを仮定している。本論文の解析では、流体の layer 数を 1 とする。

3. 底面の隆起に伴う津波発生過程の検証計算

3D と LW の二つの数値モデルの検証計算を行なった。Hammack⁵⁾ は、底面をある領域にわたって一様に変動させて水面波を発生させた。このうちの transitional motion の底面隆起の場合の実験結果と計算結果を比較する。

鉛直 2次元断面内において、 $x=0$ に関して水平方向に対称な運動を考える。ある領域内で、底面 $z=b(x,t)$ が、空間的に一様に隆起する。その隆起量 $(b+h_0)$ の時間変化を次式に従って与える。

$$b+h_0 = \delta(1-e^{-\alpha t}) \quad \text{when } t \geq 0 \quad (1)$$

ここで、 h_0 及び δ は、それぞれ、初期静水深及び底面の永久変位であり、 $\alpha > 0$ とする。

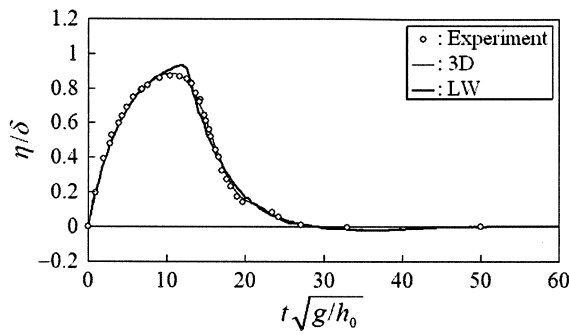
隆起部の x 軸方向の幅を $2r$ とし、 $r/h_0 = 12.2$ とする。相対永久変位 δ/h_0 、並びに、 $b(t_c) + h_0 = 2\delta/3 \Rightarrow \alpha t_c = \ln 3$ を満たす時刻 t_c を次式のように与えることにより、式(1)の底面隆起量が定まる。

$$\delta/h_0 = 0.1 \quad \text{and} \quad t_c \sqrt{gh_0}/r = 0.39 \quad (2)$$

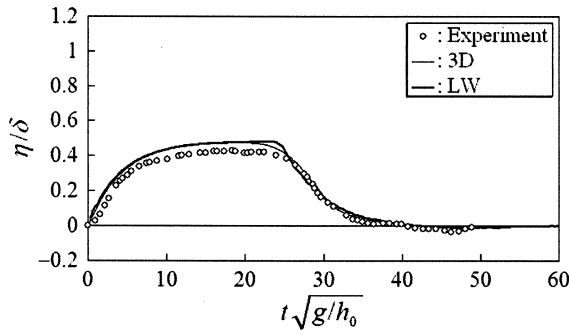
図-1 に、検証計算による水面変動 η の結果を示す。ここで、 $x=0$ 及び r は、それぞれ、この隆起域の中央及び一端の位置である。LW が最高水位をやや過大に評価しており、その誤差は、図-1(a)より、実験値の最高水位の約 5.1% に相当する。

4. 底面の隆起に伴う津波発生過程の数値計算 - 3D と LW による計算結果の比較 -

計算対象領域を $0 \text{ km} \leq x \leq 90 \text{ km}$ とする。計算格子間隔は、3D では、 $\Delta x = \Delta y = 1 \text{ km}$ 、 $\Delta z = 50 \text{ m}$ とし(アスペクト比は、 $\Delta x:\Delta z = \Delta y:\Delta z = 20:1$ である。)、 y 軸方向の格子数を 1 とする。他方、LW では、計算格子間隔を同様に $\Delta x = 1 \text{ km}$ とする。



(a) 底面の隆起域の中央 ($x=0$)



(b) 底面の隆起域の一端 ($x=r$)

図-1 検証計算における水面変動の比較 (実験値は, Hammack⁵⁾ による, transitional motion の底面隆起の場合の結果である.)

また, 計算時間間隔は, 両者の計算とも $\Delta t = 0.5$ s とする.

初期状態を一様水深 h_0 の水域における静水状態とし, 初期水位 ($z=0$) から鉛直上向きに z 軸をとる. 地変として, 海底の $30 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が, 空間的に一様に, 一定速度で隆起する場合を考える. すなわち, この領域内の底面が, 鉛直上向きに 0.15 m/s の速度で上昇し, $t=0 \sim 20$ (s) の 20 s 間変形した後, 停止する. その結果, 底面の永久変位の大きさは, 3 m となる. ここで, 変位は, ある時間後の鉛直方向の移動距離を表わし, 鉛直上向きに正とする. 3D では, この地変を数値計算で表現するために, その 20 s の間, $30 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ を占める最下位の格子の空隙率を 1 から 0.94 まで一定の割合で減少させる. 他方, LW では, $30 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ における底面位置 $z=b$ の時間変化 $\partial b/\partial t$ を与える.

初期水深が $h_0 = 500, 1,000$ 及び $4,000 \text{ m}$ の場合の, 時刻 $t = 20 \text{ s}$ における水面形をそれぞれ図-2, 3 及び 4 に示す. 水深が相対的に浅いと, 時刻 $t = 20 \text{ s}$ における水面形, すなわち, 津波初期波形は, 3D と LW の結果に殆ど差がなく, 両者の水面変動とも底面の永久変位にほぼ一致している. しかし, 水深が深い場合には, 図-4 に見られるように, 地変の端部上において津波初期波形の空間勾配がなだらかになり, この傾向は, 3D の方が LW

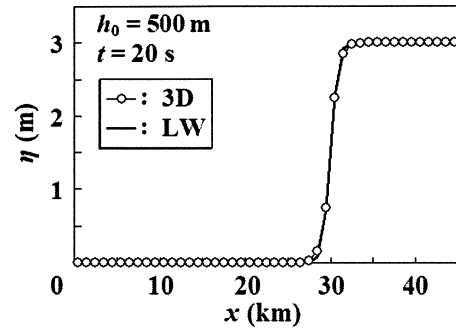


図-2 底面の一部の領域の一様隆起によって生成される津波の水面形 ($h_0 = 500 \text{ m}, t = 20 \text{ s}$)

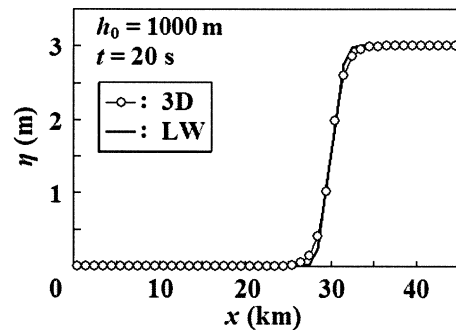


図-3 底面の一部の領域の一様隆起によって生成される津波の水面形 ($h_0 = 1,000 \text{ m}, t = 20 \text{ s}$)

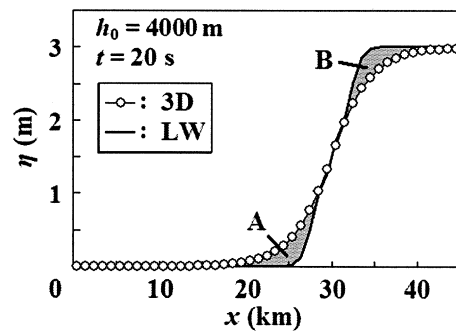


図-4 底面の一部の領域の一様隆起によって生成される津波の水面形 ($h_0 = 4,000 \text{ m}, t = 20 \text{ s}$)

よりも著しい. また, 3D の方が LW より波長が長くなっている.

従って, 3D と LW により算出された津波では, 特に, 次のような 2 点の違いが現れるであろう.

- 1) 生成された津波の位置エネルギーの相違
- 2) 伝播する津波の波形勾配の相違

このうち, 1) の, 生成された津波の位置エネルギーについて考える. 底面の隆起によって, その上

にある海水の多くの部分が持ち上げられ、そのうちの一部が静水面より上に押し出される。ここで対象としているケースでは、津波生成時に水面振動が発生しておらず、時刻 $t = 20$ s における津波初期波形には、谷がなく、峰しか存在しないから、静水面よりも上方に持ち上げられた非圧縮性の海水の体積は、地盤の隆起部の体積に一致し、3D と LW で等しい。ところが、図-2 ~ 4 のいずれの場合も、程度の差こそあれ、持ち上げられた水塊の位置エネルギーは、LW の方が 3D よりも大きくなっている。すなわち、図-4 に示した領域 A の面積の海水が、LW では、より高位に位置する領域 B まで持ち上げられている。この高みに上がった海水は、崩れ落ちる等して過剰なエネルギー減衰を引き起こさない限り、伝播波のエネルギーを高めることになる。

生成された津波の、ある時刻における位置エネルギー E_p は、次式で表わされる。

$$E_p = \iint_S \left(\int_{\zeta-h_0}^{\eta} \rho g z \, dz - \int_{-h_0}^0 \rho g z \, dz \right) dS \quad (3)$$

ここで、 g は、重力加速度であり、 η 及び ζ は、それぞれ、津波の水面変動及び底面の変位である。また、 S は、曲面 $z = \eta$ の任意の一つの峰 ($\eta \geq 0$)、または、谷 ($\eta \leq 0$) の $x-y$ 平面への正射影である。

海水の密度 ρ が一様かつ一定であると仮定すると、式(3)は、次式となる。

$$E_p = \frac{\rho g}{2} \iint_S (\eta^2 - \zeta^2 + 2h_0\zeta) dS \quad (4)$$

図-4 の場合、3D 及び LW によって得られる、 $t = 20$ s における津波の E_p をそれぞれ E_{3D} 及び E_{LW} とし、 $\eta = \zeta$ を仮定したときの E_p を E_0 とすると、 $(E_0 - E_{LW}) / (E_0 - E_{3D}) \approx 0.52$ となっている。

また、3D と LW で相違が現れるであろう 2) の伝播する津波の波形勾配については、6. で述べる。

5. 底面の隆起部と沈降部が隣り合う場合の津波発生過程の数値計算

海底の、隣り合う $30 \text{ km} \leq x < 45 \text{ km}$ 及び $45 \text{ km} \leq x \leq 60 \text{ km}$ の部分が、それぞれ、一定速度で一樣に隆起及び沈降する場合を考える。海底の変形速度は、それぞれ、 0.15 m/s 及び -0.15 m/s であって、両部分とも、 $t = 0 \sim 20$ s の 20 s 間変形した後、停止する。

図-5 に、初期水深が $h_0 = 4,000 \text{ m}$ の場合の時刻 $t = 20$ s における水面形を示す。3D の水面変動の極値は、図中に破線で示した、底面の永久変位に達しない。

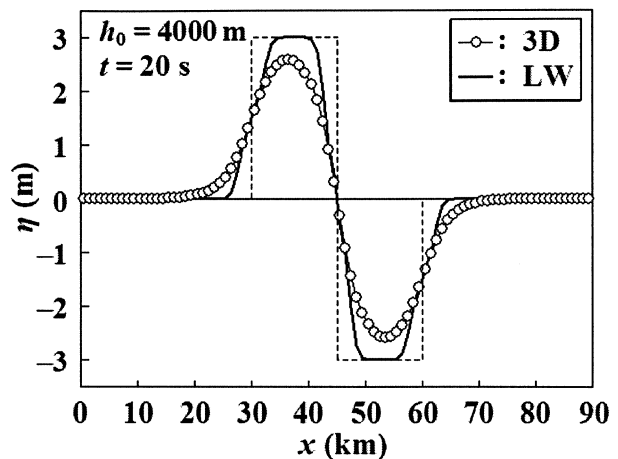


図-5 海底の隆起部と沈降部が隣り合う場合に生成される津波の水面形 ($h_0 = 4,000 \text{ m}$, $t = 20 \text{ s}$)

また、水面形の空間勾配の絶対値は、地変領域の端部 ($x = 30$ 及び 60 km) 付近と、隆起部と沈降部の境界 ($x = 45 \text{ km}$) 付近とで異なり、3D 及び LW とも前者の方が緩やかである。

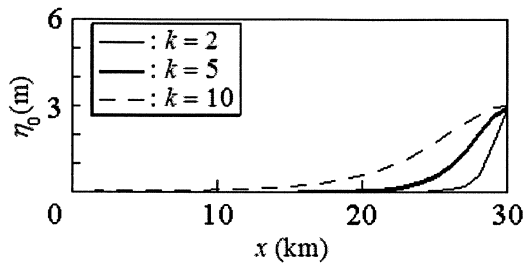
6. 津波初期波形の伝播津波に対する影響

6. 及び 7. では、LW によって得られる解析結果に基づいて考察する。

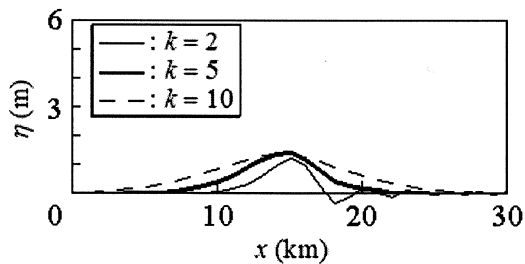
地変によって生成された津波は、分離し、伝播津波となって進行する。従って、伝播津波の水面形は、津波初期波形に依存するであろう。この依存性に関して調べるために、初期水深が $h_0 = 4,000 \text{ m}$ の水域に、ある地変によって、次式で表わされる初期波形を有する津波が生じたと仮定する。

$$\begin{aligned} \eta_0 &= c_1 / (10^5 + 10^{-5}), \\ s &= (x/c_2 - 30)/k, \\ c_1 &= 6 \text{ m}, \quad c_2 = 1 \text{ km} \end{aligned} \quad (5)$$

式(5)の係数 k を $k = 2, 5$ 及び 10 としたときの津波初期波形を図-6(a) に示す。ここで、前後に対称な初期波形の半分のみを描いている。これらの各初期波形のもとで速度ポテンシャルが至る所で 0 である状態を初期状態として、時刻 $t = 0$ s に伝播し始める津波の、 $t = 80$ s における水面形の LW による計算結果を図-6(b) に示す。ここでは、 x 軸の負の向きに進行する津波の水面形を描いている。初期波形の異なる状態から伝播を開始した津波の波形勾配に、差異が見られる。また、 $k = 2$ の場合には、津波の tail に振動が見られ、これにより、第 1 波の峰の長さが短くなっている。



(a) 津波初期波形 ($t=0$ s)



(b) 伝播する津波の波形 ($t=80$ s)

図-6 津波の伝播波形の初期波形による違い ($h_0 = 4,000$ m)

波形勾配の異なる津波は、沿岸域に伝播すると、異なった浅水変形を見せ、それらの碎波点位置も一致しないであろう。従って、同一の地変を対象として得られる津波初期波形が、3D と LW で異なれば、それらの初期波形に基づいて算出される様々な値、例えば、津波が構造物や海浜にもたらす流体力やその継続時間といった値が、異なる値として評価されることになる。従って、津波の伝播計算を行なうための既存の数値モデルに、津波の生成過程を再現するためのモデルを組み込む際には、生成される津波の精度を吟味しておく必要がある。

7. 異なる場所に連続的に進展する地変による津波の形成

7. では、ある形態の地変を想定し、そのときの津波形成過程について、LW によって調べる。

ここで対象とする地変は、断層の幅方向に徐々に進む地変である。すなわち、地変の発生場所が時間とともに連続的に変化し、津波の生成・伝播・成長の過程が、進展する地変上で同時に起きる。本問⁶⁾は、地盤破壊が進行する場合の1次元解析を行ない、津波の伝播特性を調べた。また、Aida⁷⁾は、線形理論に基づく計算を行ない、水平方向に指向性を有する津波の増幅特性について考察した。こうした、主として断層の長軸方向に沿った破壊の進行のみな

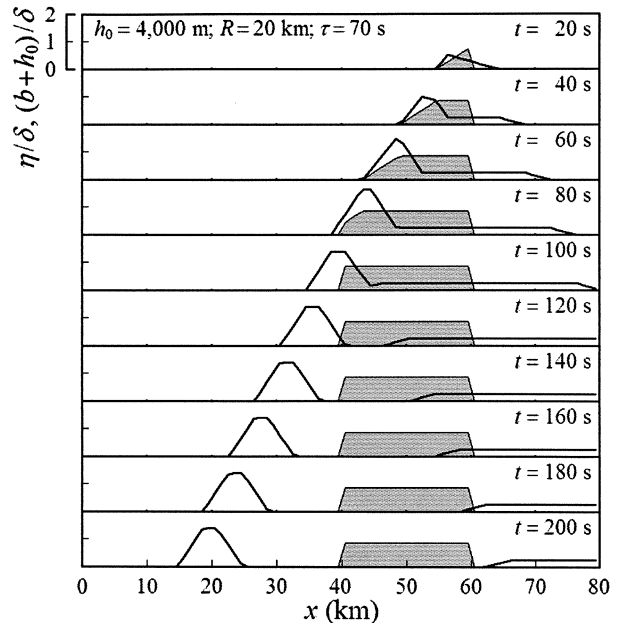


図-7 底面の隆起域の全幅が $R = 20$ km で地変の進展時間が $\tau = 70$ s の場合の水面形の時間変化 (灰色を付した部分は、初期状態からの底面の変位を表わす。)

らず、ここでは、津波の位置エネルギーをより高める可能性のある、断層幅方向の地変の進展をも考慮に入れる。

底面の隆起域が、 x 軸の負の方向に、一定速度 R/τ (km/s) で進展していく場合を対象とする。ここで、 τ は、地変が全幅 R だけ進むために要する進展時間である。各地点における底面の隆起速度は、一定値 W (m/s) であり、底面の変位がその永久変位 $\delta = 3$ m になったとき、底面隆起が停止する。初期状態における静水深は、 $h_0 = 4,000$ m で一様であるとする。

底面の隆起域の全幅及び地変の進展時間が、それぞれ、 $R = 20$ km 及び $\tau = 70$ s のときの、津波の形成過程における水面形の時間変化を図-7 に示す。

この場合、底面の隆起域が進展する向きと同じ向きに進む津波、すなわち、 x 軸の負の向きに進む津波において、津波の生成に対する底面隆起の効果が大きくなっている。その結果、津波は、著しい成長を示す。

逆に、 x 軸の正の向きに進む水面波からは、底面の隆起域が逃げて行くので、津波の生成に対する底面隆起の効果が低減し、水位上昇があまり見られない。波の峰の長さは、非常に長くなっている。

また、底面の隆起速度が $W = 0.15$ m/s の場合の、時刻 $t = 190$ s における伝播津波の津波高さ η_{\max} と地変の進展速度 R/τ との関係が、図-8 のように得られる。ここで、津波高さとは、ある時刻の水面変動における、津波に起因する偏差の最大値である。

また、時刻 $t = 190$ s において、津波は、波源域外を伝播しており、その水面形は、安定している。

図-8 に描いた一点鎖線は、水深がこの場合の初期水深と等しい水域を伝播する水面波の長波の波速である約 0.2 km/s の値を示している。底面の隆起域の全幅が $R = 10, 20$ 及び 30 km のどの場合においても、地変の進展速度 R/τ が水面波の長波の波速の近傍にあるとき、地変の進展側で、津波の成長率が著しく高くなる。

地変の進展速度が地盤の一般的な破壊速度程度であるならば、すなわち、 R/τ が 3.0 km/s 程度であるならば、図-8 に見られるような大きな津波は、実際に現れない。しかし、断層の滑り角が浅い場合や、地盤表層の構成物が塑性体であって 1. で記した F 形式の非弾性的な地変⁸⁾ が生じる場合には、弾性地盤内の破壊速度がこのオーダの値であっても、底面に現れる地変の進展速度は、非常に遅くなる可能性がある。また、E 形式の海底地滑り⁹⁾ や、堆積層内へのマグマの貫入¹⁰⁾ によって、緩やかな進展速度を有する地変が現れるならば、ここで算出されたような大きな津波が形成され得る。LW の水面形の結果には、3. ~ 5. で述べたような誤差が含まれていることに注意する必要があるが、図-8 は、 $\eta_{\max}/\delta \cong 4.2$ となるまでに成長した津波の可能性を示唆している。このような大きな値を無視してよいと判断するには、議論を要するであろう。

以上のように、底面隆起の進展側において、津波が伝播しながら継続して地変の影響を受ける場合、津波地震による津波として、波が徐々に成長する可能性がある。このような地変は、B 形式に含まれる、津波地震による地変の一形態と言える。

8. 結 論

地変に伴う津波の発生過程を対象として、数値シミュレーションを行なった。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(3D)と1次元非線形浅水波モデルを用いた計算(LW)とを実行し、時間とともに進行する海底の隆起や沈降によって鉛直2次元断面内に生成される津波の水面形について、両者の結果を比較した。同一の地変を対象としても、条件によっては、得られる津波初期波形が3DとLWで一致しない。従って、津波の波形勾配、碎波点位置や、流体力及びその継続時間といった評価値が、津波初期波形を算出するために用いたモデルによって、異なる可能性がある。

また、津波形成過程における流体運動に着目して、津波地震による地変をA~Gの七つの形式に分類し、このうちのB形式の一形態の地変、すなわち、

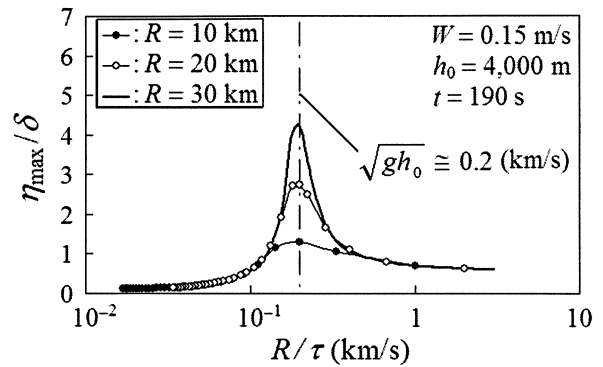


図-8 底面の隆起速度が $W = 0.15$ m/s の場合の伝播津波の津波高さ η_{\max} と地変の進展速度 R/τ との関係(底面の隆起域の全幅 R 毎に計算結果を示す。)

連続的に進展する地変を想定して、形成される津波の数値解析を LW により行なった。このとき、伝播津波の津波高さは、底面の隆起域の全幅、地変が進展に要する時間及び隆起速度に依存し、ここで想定した地変に対しては、津波高さが底面の永久変位の約 4.2 倍となる場合があった。このように津波を大きく成長させる地変が、実際に起こり得るのか否か、地震学的な研究によって明らかにする必要がある。

参考文献

- 1) 桜井謙人編: 三陸~房総沖津波地震, 月刊地球, Vol. 25, pp. 337-405, 2003.
- 2) 阿部勝征: 津波地震に関する研究の現状, 津波工学研究報告, 第12号, pp. 45-58, 1995.
- 3) 柿沼太郎・秋山 実: 海底地形の変動に伴う津波発生過程の数値計算, 海岸工学論文集, 第52巻, 2005.
- 4) 柿沼太郎: 海底の変動によって発生し伝播する表面波及び内部波の数値計算, 土木学会第56回年講概要集, II, pp. 4-5, 2001.
- 5) Hammack, J. L.: A note on tsunamis: their generation and propagation in an ocean of uniform depth, J. Fluid Mech., Vol. 60, pp. 769-799, 1973.
- 6) 本間正作: 海底変動の進行において生ずる波 (II), 験震時報, 第16巻, 第1号, pp. 81-87, 1952.
- 7) Aida, I.: Numerical experiments for tsunamis caused by moving deformations of the sea bottom, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 47, pp. 849-862, 1969.
- 8) Tanioka, Y. and Seno, T.: The sediment effect on tsunami generation of the 1896 Sanriku tsunami earthquake, Geophys. Res. Lett., Vol. 28, pp. 3389-3392, 2001.
- 9) Kanamori, H. and Kikuchi, M.: The 1992 Nicaragua earthquake: A slow tsunami earthquake associated with subducted sediments, Nature, Vol. 361, pp. 714-716, 1993.
- 10) Kanamori, H., Ekstrom, G., Dziewonski, A., Barker, J.S. and Sipkin, S. A.: Seismic radiation by magma injection: An anomalous seismic event near Tori Shima, Japan, J. Geophys. Res., Vol. 98, pp. 6511-6522, 1993.