

津波の伝播解析のための初期条件における残存流速

鹿児島大学工学部 正会員 柿沼太郎
慶應義塾大学理工学部 井口達雄

1. 序 論: 海底地震に伴う津波の伝播計算は、通常、津波の初期変位を底面の永久変位と等しく設定することから開始する。ところが、津波は、時間に依存する過程を経て生成する。そこで、柿沼・秋山 (2006) は、3次元モデル、または、1次元非線形浅水モデルを適用して、地変（海底地形の変化）に伴う津波の形成過程の数値解析を行なった。ところで、ここで適用された1次元非線形浅水モデルでは、海底面が隆起、または、沈降する際の地変速度の効果は、連続方程式にのみ考慮され、Bernoulliの式においては、その非線形効果が無視されていた。そこで、本研究では、1次元非線形浅水モデルを適用した津波の伝播解析において、非線形効果によってもたらされる地変終了時の流速場を初期条件として与え、地変に伴うこの残存流速が、津波の伝播に与える影響に関して検討する。

2. 基礎方程式: 柿沼 (2006) は、津波地震に伴う津波生成過程の数値解析を行なった。そこで適用された2層問題に対する非線形浅水方程式系を1層問題に還元すると、連続方程式及びBernoulliの式が次式となる。

$$\partial \zeta / \partial t = \partial b / \partial t - \nabla \{ (\zeta - b) \nabla \phi \} \quad (1), \quad \partial \phi / \partial t = - \{ g \zeta + (\nabla \phi)^2 / 2 \} \quad (2)$$

ここで、 ζ , b , ϕ 及び g は、それぞれ、水面変動、底面位置、速度ポテンシャル及び重力加速度である。また、 $\nabla = (\partial / \partial x, \partial / \partial y)$ は、水平方向の微分演算子である。

いま、海流といった、場の流れが存在しないとする。式(1) 及び (2) では、地変速度 $\partial b / \partial t$ の効果は、連続方程式にのみ考慮され、Bernoulliの式において無視されている。ところが、地変速度が場所的に変化する場合、浅水近似のもとで、Bernoulliの式にも地変速度の非線形効果が現れる。その結果、地変終了時に、式(3) で近似される形状の水面下において、式(4) で表わされる流速 u_b の速度場が形成される (井口)。

$$\zeta_0 = \zeta_{-t_b} + b_0 - b_{-t_b} \quad (3), \quad u_b = \frac{1}{2} \nabla \int_{-t_b}^0 \left(\frac{\partial b}{\partial t} \right)^2 dt \quad (4)$$

ここで、地変の開始時刻 $t = -t_b$ ($t_b > 0$) における水面変動及び底面位置をそれぞれ ζ_{-t_b} 及び b_{-t_b} とし、地変の終了時刻 $t = 0$ における水面変動及び底面位置をそれぞれ ζ_0 及び b_0 とする。

時刻 $t = -t_b$ において水面が水平面であるならば、式(3) が示すように、浅水近似のもとでは、時刻 $t = 0$ のいわゆる「津波の初期変位」が底面の永久変位と一致する。また、地変速度が場所によらず一様であるならば、式(4) の流速は、時刻 $t = 0$ に存在しない。従って、地変速度が一様であった場合の津波の伝播解析は、浅水近似のもとで、津波の初期変位として底面の永久変位を与え、初期流速を至る所で0として開始することになる。しかしながら、地変速度が場所的に変化する場合には、時刻 $t = 0$ において、式(4) で表わされる流速が存在する。この流速を「残存流速」と呼ぶ。従って、地変速度が場所的に変化し、残存流速が有意な値となる場合、津波の伝播解析は、浅水近似のもとで、津波の初期変位に底面の永久変位を与え、かつ、初期流速として、式(4) で算出される残存流速を与えて開始することになる。

3. 数値解析手法: 鉛直断面内の流体運動を対象とする。ここでは、3通りの方法により、津波の伝播解析を行なう。すなわち、Method A では、底面変位 b_0 と、式(3) 及び (4) より得られる津波の初期変位 ζ_0 及び残存流速 u_b を初期条件として与え、時刻 $t = 0$ から津波の伝播解析を行なう。Method B では、底面変位 b_0 と、式(3) より得られる津波の初期変位 ζ_0 を初期条件として与え、残存流速を至る所で0として、時刻 $t = 0$ から津波の伝播解析を行なう。また、Method C では、初期状態において、水面が水平面であり、流速が至る所で

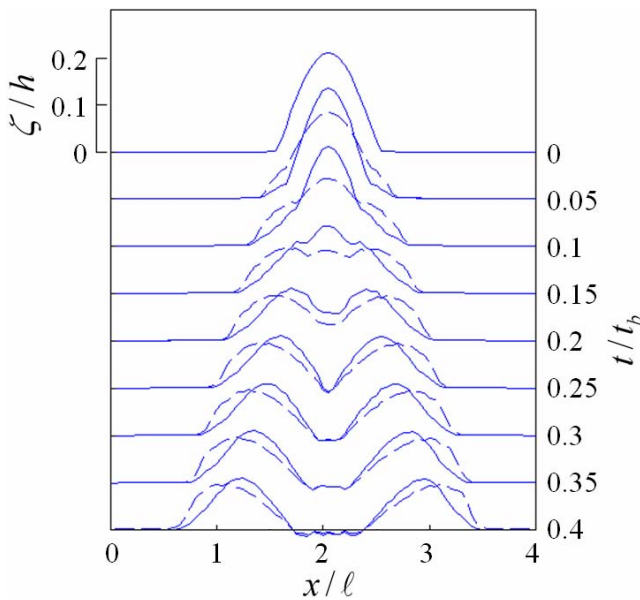


図1 水面形の時間変化（実線: Method A, 破線: Method B）

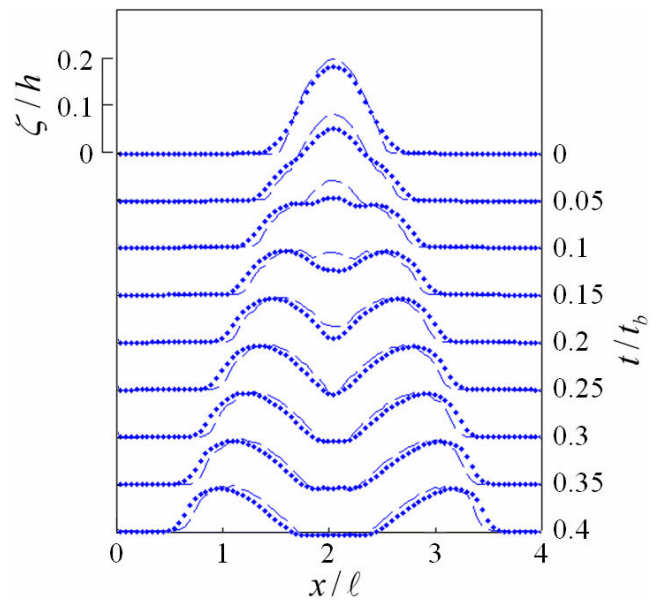


図2 水面形の時間変化（破線: Method B 点線: Method C）

0 として, 時刻 $t = -t_b$ から津波の生成及び伝播の解析を行なう. いずれの場合にも, 基礎方程式として式(1) 及び (2) を適用する. 基礎方程式は, 前進差分を用いた陽解法で解く. すなわち, 式(1) より, 次の時刻の ζ を求め, 式(2) より, 次の時刻の ϕ を求める. これを繰り返して, 新しい時刻の物理量を求めていく.

4. 数値解析結果: 時刻 $t = -t_b$ における対象水域の静水深が $h = \text{const.}$ であるとし, 底面の $\xi \leq x \leq \xi + \ell$ の部分が, $-t_b \leq t \leq 0$ の時間に, 次式を満たすように隆起すると仮定する.

$$b = w(t + t_b) \sin\{\pi(x - \xi)/\ell\} - h \quad \text{in } \xi \leq x \leq \xi + \ell \quad \text{while } -t_b \leq t \leq 0 \quad (5)$$

この場合, Method A を用いた数値解析では, 時刻 $t = 0$ において, 次式により算出される底面変位 b_0 , 津波の初期変位 ζ_0 及び速度ポテンシャル ϕ_0 を初期値として与える.

$$b_0 = wt_b \sin\{\pi(x - \xi)/\ell\} - h, \quad \zeta_0 = b_0 + h, \quad \text{and} \quad \phi_0 = \frac{1}{2} \int_{-t_b}^0 \left(\frac{\partial b}{\partial t} \right)^2 dt = \frac{1}{2} w^2 t_b \sin^2 \frac{\pi(x - \xi)}{\ell} \quad (6)$$

式(5) において, $w/\sqrt{gh} = 0.45$, $t_b\sqrt{g/h} = 0.44$, $\xi/\ell = 1.5$ 及び $h/\ell = 0.5$ であるとき, Method A 及び B を用いて得られる津波の伝播過程の水面形の時間変化を図 1 に示す. 残存流速を考慮した場合, 時刻 $t = 0$ 以降にも津波の成長が見られ, 水面変動の最大値が底面の永久変位の最大値の約 1.2 倍となっている. 津波波源域の中央に向かう残存流速が, 津波波高の増加に寄与したため, こうした成長が生じた.

また, Method B 及び C を用いて得られる津波の生成・伝播過程の水面形の時間変化を図 2 に示す. この場合, 津波生成中の津波伝播により, 津波の初期変位の最大値が底面の永久変位の最大値に達していないが, 伝播する津波の波高は, Method B 及び C を用いた両者の場合で殆ど差が見られない.

5. 結 論: 非線形効果によってもたらされる地変終了時の残存流速を考慮し, 1 次元非線形浅水モデルを適用して津波の伝播解析を行なった. 地変終了時刻における津波の変位が底面の変位とほぼ一致していても, 地変速度が場所的に変化していた場合, 残存流速が存在し, 特に, 有意な値の残存流速が収斂するような初期流速場を形成していると, 津波が地変終了時刻以降にも成長する可能性がある.

参考文献: 井口達雄: 未発表論文.; 柿沼太郎 (2006): 津波地震がもたらす幾つかの地変形態を対象とした津波形成過程の数値解析, 海岸工学論文集, 第 53 巻, pp. 191-195.; 柿沼太郎・秋山 実 (2006): 海底地形の変動に伴う津波発生過程の数値解析, 土木学会論文集, Vol. 62, pp.388-405.