平成 23 年東北地方太平洋沖地震津波における 利根川下流の津波遡上再現計算

THE NUMERICAL SIMULATION OF RUNUP TSUNAMI IN TONE RIVER
CAUSED BY THE 2011 OFF THE PACIFIC COAST OF TOHOKU EARTHQUAKE

赤穂 良輔¹・石川 忠晴²

Ryosuke AKOH and Tadaharu ISHIKAWA

¹ 正会員 工博 東京工業大学 環境理工学創造専攻 (〒 226-8502 横浜市緑区長津田町 4259 番)

² フェロー会員 工博 東京工業大学 環境理工学創造専攻 (〒 226-8502 横浜市緑区長津田町 4259 番)

This paper presents numerical simulation results for the run-up Tsunami in Tone River caused by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. 2-dimensional shallow water equations are solved with unstructured triangular meshes which can express the shore topography smoother and in more detail. Calculation scheme is based on a cell centered finite volume method using modified Roe's approximate Riemann solver which can handle the moving wet/dry fronts correctly. The simulation results are verified by time series of water surface level measured at some water gauge stations located in the river as well as data collected by survey of flooding trace after the Tsunami. Propagation and deformation characteristics of the tsunami waves are discussed in detail by the results of numerical simulation.

Key Words: *The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Tsunami, Tone river, Shallow water systems, Finite volume method, Triangular mesh, Wet/dry fronts*

1. 序論

平成 23 年 3 月 11 日に想定外の規模で発生した東北地方太平洋沖地震津波以降、従来の津波対策について再検討を余儀なくされている。特に被災地域の復旧・復興計画の策定等を支援する為、津波シミュレーションの重要性が非常に高まっている。国土交通省より「津波浸水シミュレーションの手引き¹⁾」が発表され、被災した沿岸地域を始めとして津波シミュレーションが実施されている。

現在用いられている津波シミュレーターは、二次元浅水流方程式を基礎方程式とした非定常平面二次元モデルより構築されている。特に 2004 年 12 月のスマトラ沖地震津波以降、TUNAMI-N2 などの直交構造格子を用いた津波シミュレーションが数多く行われており、最高水位について沿岸における痕跡調査結果と概ね一致する結果が得られている²⁾。

しかし一方で、河川の様に湾曲や分合流を含む領域における津波計算への導入は格子生成の制約上難しく、また、シミュレーションに対する検証用のデータも少なかったため、結果の信憑性まで踏み込んだ研究はあまり多くない。折敷らによる昭和 58 年日本海中部地震津波における米代川の津波遡上の再現計算³⁾では、痕跡値との比較は行われているものの、到達時刻に関する情報が非常に少ないため詳細な検討が行われてい

ない。そのため、浸水高および到達時刻共に非常に多くのデータが得られた今回の津波について再現計算を行い、結果の信憑性を示すことは津波対策計画へのシミュレーション導入を検討する上で非常に重要である。

また、近年は浅水流方程式に対する離散化手法について、数多くの研究が行われている^{4,5)}。特に、(1) 双曲型法定期系を特性線に沿った波動方程式(常微分方程式)系に分解し、これらの波動方程式に対して離散化を行う「特性曲線法」の採用、(2) 流束と河床勾配項のバランス(C-Property)の保持性、(3) 水域/陸域境界線の取扱いの三点は、計算結果の精度に大きな影響を与えることが指摘されている。より効果的な津波対策を行うには、これらを考慮した離散化手法を導入した津波シミュレーターを用いる必要がある。

以上の様な背景を踏まえ、本研究では、複雑地形での津波計算に有効な三角形格子における有限体積法を用いた平成 23 年東北地方太平洋沖地震津波における利根川下流の津波遡上再現計算を行う。離散化手法には先に示した三点を考慮したモデルを採用した。また、痕跡調査結果に加えて利根川各所で計測された水位の時間変動データと比較することで、浸水高および水位の時間変動の再現性について検証する。

なお、本研究で用いる津波痕跡は、「東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ」によって行われた調査結果の速報値(<http://www.coastal.jp/tjt>, 2011 年 9 月 27 日

図-1 利根川下流域の平面図

図-2 代表的な横断方向断面図 (6KP)

参照) および田中らによる速報値を活用した^{6,7)}。

2. 利根川下流域における津波解析

(1) 利根川下流域の諸言

図-1 に利根川下流域の平面図を示す。図中の“KP”は河口からの縦断距離を示しており、18.5KP の位置に河口堰が建設されている。河道は概ね直線的で、大きな蛇行部はない。図-2 に代表的な断面を示す。なお、地形データは国土交通省に提供して頂いた。堤防法線間距離は約 1,000m、低水路は幅約 800m、水深約 5m の典型的複断面である。なお河床勾配は 1 万分の 1 以下でほぼ水平である。

(2) 数値計算モデル

a) 支配方程式

本研究では、二次元浅水方程式に基づく数値計算モデルを用いて解析を行う。具体的には、保存変数 $q = [h, M, N]^T$ 、流束 $F(q), G(q)$ 、Source 項 S とおくと、

$$\partial_t q + \partial_x F(q) + \partial_y G(q) = S \quad (1)$$

$$F = \begin{bmatrix} M \\ \frac{M^2}{h} + \frac{gh^2}{2} \\ \frac{MN}{h} \end{bmatrix}, G = \begin{bmatrix} N \\ \frac{MN}{h} \\ \frac{N^2}{h} + \frac{gh^2}{2} \end{bmatrix}, S = \begin{bmatrix} 0 \\ S_{bx} + S_{fx} \\ S_{by} + S_{fy} \end{bmatrix}$$

となる。ここで、 h は水深、 M, N は x, y 方向の平均線流量、 g は重力加速度である。また、 S_{bx}, S_{by} は河床勾配項、 S_{fx}, S_{fy} は外力項であり、それぞれ次式より与え

られる。

$$\begin{aligned} S_{bx} &= -gh\partial_x z, S_{by} = -gh\partial_y z, \\ S_{fx} &= -\frac{\tau_{bx}}{\rho} + \partial_x(h\tau_{uu}) + \partial_y(h\tau_{uv}) + f_{cx}, \\ S_{fy} &= -\frac{\tau_{by}}{\rho} + \partial_x(h\tau_{uv}) + \partial_y(h\tau_{vv}) + f_{cy} \end{aligned} \quad (2)$$

ただし、 z は河床高、 ρ は水の密度である。また、 τ_{bx}, τ_{by} は底面せん断応力、 $\tau_{uu}, \tau_{uv}, \tau_{vv}$ は平均流に対し水深平均した Reynolds 応力を表しており、本論文では、それぞれ Manning 式、0 方程式モデルより与える。更に f_{cx}, f_{cy} は地球自転に起因するコリオリ力を表す。

b) 離散化手法

先に記述した理由から本解析には三角形格子における有限体積法、特に双曲型方程式である浅水方程式に有効な Godunov 系統の計算手法を採用する。本手法は、特性線に沿って波動方程式を分解し、波の風上方向を考慮した定式化を行うことができる。なお、ここでは具体的な時間発展式のみを記載するに留める。本手法の詳細については、文献⁸⁾等を参照にされたい。

式 (1) を積分することで得られる次式を用いて、各セルにおける保存変数の積分平均値 q_i を時間発展させる。

$$q_i^{n+1} = q_i^n - \frac{\Delta t}{\Delta s_i} \left(\sum_{j=1}^3 (E_j^* \cdot n \, dl_j - \Delta s_i S_{bj}^*) \right) + \Delta t S_{fi}^n \quad (3)$$

ここで、 $E_j^* = (F, G)_j^*$ は数値流束テンソル、 $n_j = (n_x, n_y)_j$ は各境界の外向き単位法線ベクトル、 $S_b^* = \sum_{j=1}^3 S_{bj}^*$ 、 S_f^* はそれぞれ Source 項のセル積分値を示している。本論文では、数値流束は Roe の近似 Riemann 解法を用いて次式より評価する。

$$E^* \cdot n = \frac{1}{2} [E_R \cdot n + E_L \cdot n - R|\Lambda| R^{-1}(q_R - q_L)], \quad (4)$$

R はヤコビアン $A = \partial E(q)/\partial q$ の右固有行列、 Λ は固有値 λ を対角成分に、他は 0 となる行列である。

また、河床勾配項についても数値流束と同様に風上を考慮して以下のように離散化を行うことで、静止状態 ($h + z = \text{const}, M = N = 0$) において数値流束とバランスすることができ、非物理的な数値振動が生じない定式化となる。

$$S_{bj}^* = R(I - |\Lambda|\Delta z)R^{-1}S_{bj} \quad (5)$$

I は単位行列を表し、また S_b は次式より与える。

$$S_b = \left[0, -g \frac{h_L + h_R}{2} \Delta z \cdot n_x, -g \frac{h_L + h_R}{2} \Delta z \cdot n_y \right]^T \quad (6)$$

ただし、 $\Delta z = (z_R - z_L)$ とする。

c) 遡上計算

本研究では、陸域/水域の移動境界手法として計算格子を固定した Euler の手法を用いる。ここでは、Castro によって提案された手法⁴⁾を採用した。本手法は、陸域まで含めて計算格子を作成し、水際に隣接するセル

図-3 水際セル境界における特殊操作の概念図

において以下に示す特殊操作をすることで，式 (3)-(6) で示した時間発展式をそのまま適用することができる．

まず，陸域/水域の判定水深 ε を設定し， $h \leq \varepsilon$ のセルを陸域， $h > \varepsilon$ のセルを水域とそれぞれ定義する．陸域セルの保存変数は全て 0 とする．また，陸域と水域の接するセル境界を水際とする．今，図-3(a) に示すような左のセルが水域，右のセルが陸域である水際のセル境界を考える．この時，そのまま z_R, z_L を用いて式 (5) より河床勾配項を求めると数値流束とバランスが崩れてしまい，非物理的な流入が生じてしまう．そこで，図-3(b) の様に，水際に接する陸域セルにおいて以下の様な疑似的な河床高 $\tilde{z}_R$ の再定義を行う．

$$\tilde{z}_R = \begin{cases} h_L + z_L & \text{if } h_L + z_L < z_R \\ z_R & \text{otherwise} \end{cases} \quad (7)$$

式 (7) を用いて河床勾配 $\Delta z = \tilde{z}_R - z_L$ を与えることで水際においても数値流束とバランスした定式化を行うことができる．更に，水際に接する水域セルの保存変数を $\tilde{q}_i^n = [h_i^n, 0, 0]^T$ として，式 (4) より数値流束を求めることで，水域から陸域へ遡上しない場合は，水際境界を壁境界として計算することが可能となる．

(3) 計算条件

a) 津波解析の概要

本論文では，計算コストを抑えるために以下の手順に従って，利根川下流域における津波解析を行った．

まず，図-4 に示す震源域～房総沖を含む領域 A において比較的粗い計算格子を設置し，波源からの津波計算を行うことで，利根川河口における水位・流量を算出する．なお，図-4 の左下に示す利根川周辺の地形コンター図から分かるように，領域 A においても解像度は低いものの利根川が含まれている．

次に，図-5 に示す利根川河口 (-1KP) から河口堰 (18.5KP) までの領域 B に対してより細かい計算格子を設置し，河口となる断面 (a) に上記の水位・流量を境界条件として与えて再現計算を行うことで，河道内における津波の再現性について詳細に検証を行う．

具体的には，領域 A, B 共に計算格子は全て三角形とし，領域 A の計算格子のサイズは海域で約 75000m，沿岸で約 500m，利根川および陸域では約 50m に設定した．また領域 B は全域で約 10m と設定した．なお，本論文では，特に指定しない限り図に記載された座標軸は IX 系平面直角座標系を用いている．

図-4 領域 A の初期水位および利根川周辺の地形図

図-5 領域 B の河床地形：(a) 河口 (-1.0KP)，(b) 銚子 (0.76KP)，(c) 波崎 (1.5KP)，(d) 荒波 (7.0KP)，(e) 太田新田 (16.5KP)，(f) 河口堰下 (18.0KP)

また，文献⁹⁾より 6 分程度で岩手県沖から茨城県沖の三か所が順次変動したことから，3 月 11 日 14 時 52 分を本解析の初期時刻とし，計算時間間隔を 0.1[s] に設定して 3 時間後まで計算を行った．更に，陸域/水域の判定水位を $\varepsilon = 1.0e - 6$ [m] とした．ただし，微小水深領域では非常に大きな流速が発生し計算が不安定になるため， $h < 0.05$ [m] の計算セルでは流速 0 と設定した．

b) 初期条件

まず領域 A については，初期波形に東北地方太平洋沖地震の断層モデル (東北大学モデル (version1.0))¹⁰⁾ を採用し，Manshna&Smylie の方法¹¹⁾ により地震に伴う海底地盤変位量を計算する．また，潮位は時間変動を考慮せず，3 月 11 日の 14 時と 15 時の利根川河口水位¹²⁾ より内挿した地震発生時の河口水位 T.P.-0.49m と設定し，海底地盤変位量と潮位の合計を初期水位として与えた．領域 A の初期水位のコンター図を図-4 に示す．

次に領域 B については，3 月 11 日 13:00 ~ 15:00 までの堰流量および河口水位¹²⁾ を境界条件とした助走計算を行い，得られた結果を初期条件として与えた．なお，再現計算では河口堰を壁境界として与えた．

c) 地形条件

領域 A については，文献¹⁾に基づき JTOPO30((財)日本水路協会)，J-EGG500(日本海洋データセンター)，M7000 シリーズ ((財)日本水路協会) より作成された地

図-6 津波伝播の様子 (水位のコンター図)

形データを三角形格子へ内挿した．粗度係数は文献¹⁾を参考に全域 0.025 とした．

領域 B については，国土交通省より提供して頂いた 1km 間隔の利根川横断地形データおよび利根川下流河川環境基図（河床コンター図）¹³⁾より内挿した．利根川周辺の地形図を図-5 に示す．粗度係数は文献¹⁴⁾を参考に低水路を 0.02，高水敷を 0.04 とした．なお，領域 A，B 共に粗度係数については，今後の検討の余地がある．

3. 再現計算および検証

(1) 茨城県沿岸における津波最高水位の比較

図-6 に 100 分後までの水位の変動を示す．これらより各海岸線における津波は，第一波は初期波源に起因するが，第二波以降は周辺の海岸線で反射した波であることが見て取れる．茨城県沿岸に到達する第二波以降の津波は，いわきから銚子にわたる湾曲した海岸線で反射した第一波により形成されている．そこで，本論文では銚子での第一波の最高水位が観測結果と一致するように試行計算を行い，東北大学モデルの変位量を 1.7 倍にして計算した結果を用いて議論する．なお，このような調整を行った場合，本計算モデルより得られる東北地方沿岸での最高水位は，調査結果と比較して矛盾がないことを確認している．

まず，図-7(a) に茨城県沿岸における最高水位のコンター図を示す．今回の津波では，小名浜港，大津港，大洗海岸，飯岡港といった岬のすぐ南側の海岸において

図-7 津波最高水位分布図

高くなる傾向が様々な調査結果から報告されている．再現計算でもこの様な傾向が表れており，定性的に良く一致していることが分かる．

また，図-7(b) に計算結果の最高水位を赤で，浸水高の調査結果⁶⁾を青で示した．(a) と (b) は縦軸を合わせて記述している．(b) より明らかなように，茨城県沿岸において両者は概ね一致しており，本初期条件の調整は茨城県沿岸において定量的に妥当であると考えられる．

(2) 利根川縦断方向の水位の比較

3.(1) で示した領域 A の計算結果を用いて，領域 B の計算を行った．図-5 に示す (a) から (f) の計 6 断面の湾における水位の時間変化を図-8 に示す．赤線が計算結果，青点が河道内に設置された水位計より得られた観測データである．まず，(1) の結果と一致する河口 (a) での水位について，第一波が計算開始から約 40 分後に到達し，その後第二波が約 90 分後，第三波が 150 分後に到達している．第二波は観測データと比較して 15 分程早くなっているが，第一波，第三波については非常に良く一致している．また，第一波が最も高く約 T.P.+2m，次に第三波が約 T.P.+1.5m，最も低い第二波は約 T.P.+0.5m となっており，いずれも観測データとほぼ一致している．更に，河口より上流の地点である (b) ~ (f) の各位置においても，水位が観測データよりやや低い箇所が見受けられるものの，観測データと良く一致しており，非常に再現性の高い計算結果であることが示された．

(3) 水際周辺の流況

図-9 に，図-5 の青枠 (A) の位置における水際境界の移動および流速ベクトルの時間変動の様子を示す．図中の左側が低水路（水域），右側が高水敷（陸域）であり，赤線が初期水際を示している．また，図の左上側が上流，右下側が下流である．水位が上昇するに従って水際境界が移動し，高水敷に浸水する流況が再現できていることが分かる．河川遡上する津波の様に波が進行する方向と平行に水際境界がある場合，水際周辺の流速ベクトルは水際に垂直な方向，すなわち水域が広

図-8 水位の時間変化の比較：(a) 河口 (-1.0KP)，(b) 銚子 (0.76KP)，(c) 波崎 (1.5KP)，(d) 荒波 (7.0KP)，(e) 太田新田 (16.5KP)，(f) 河口堰下 (18.0KP)

がる方向に向いている．そして，浸水領域が広がり水際から離れるに伴い河道に沿った流速分布となっていることが分かった．

(4) 縦断方向の水位変動

続いて，図-10 に縦断方向の湾における水位の時間変動を示す．先に示したように，領域 B の河道幅は全域にわたってほぼ一定であり，またほぼ直線的であるため，津波の上流側への伝播速度は河道の深さに概ね依存している．具体的には，いずれの波も 10 分あたり 6KP より下流側では 4km 程度，上流側では 3km 程度の速度で伝播している様子が確認できる．

水位についても，河口で最も大きく，伝播するにつれ徐々に低下しており，湾曲や深堀等の局所的な地形に依存した水位変化は現れていないことが見て取れる．ただし，河口堰付近では，津波が堰き止められているため水位が高くなっており，また，10KP から 12KP においては，第 2 波と河口堰で反射した第 1 波が合体する為に水位が高くなっている様子が確認できる．

(5) 最高水位分布および浸水深分布

図-11 に最高水位分布，図-12 に浸水深 (最高水位-河床高) のコンター図を示す．具体的な浸水領域としては，

図-9 水際境界の移動と流速ベクトル変動

(A) 松本町周辺，(B) 高田川合流地点，(C) 高田町周辺，(D) 利根川河口堰 (利根川右岸)，(E) 利根川河口堰 (利根川左岸) が挙げられる．これらの箇所は田中に報告された津波痕跡調査⁷⁾でも浸水が確認されている．図-12 に赤で示した数値は各箇所における痕跡浸水深であり，平面流況についても概ね良好に再現できていると考えられる．

特に，(C) の周辺では右岸・左岸共に，下流側よりも最高水位が大きくなっており，浸水深が 1m 以上となっている．また，特に左岸側は広い範囲で浸水する結果が得られた．今回行った再現計算では，防波堤等の構造物に関してはモデルに組み込まれていないため，過大評価していることも考えられる．しかし，本領域は先に示したように，第二波と河口堰で反射した第一波が衝突する位置であり，また左岸側は比較的低い地形となっている．更に，上流の緩やかな湾曲形状から直線形状へ遷移している箇所である為，湾曲内側となる左岸側の運動量が高くなり，結果として第二波と衝突した際に水位が上昇した可能性が考えられる．

図-10 縦断方向の水位変動

図-11 利根川の最高水位分布

図-12 利根川の浸水深分布

4. 結論と今後の課題

本論文では、三角形格子における浅水流計算モデルを用いて、平成23年東北地方太平洋沖地震津波の再現計算を行った。得られた結論は以下のとおりである。

1. 東北大学モデル (version 1.0) から得られた初期波形を調整することで、茨城県沿岸における津波最高水位を再現することに成功した。
2. 利根川下流域への遡上津波再現計算を行い、観測データと比較したところ、水位および到達時刻共に概ね良好に一致することを確認した。

3. 高水敷への浸水領域について、再現計算の結果は痕跡調査の結果と概ね一致していることを示した。
4. 10KP付近の高田町周辺において、第二波と河口堰で反射した第一波が合体し、周囲と比べてより大きな最高水位となる可能性を示した。

今後は構造物モデルの導入や、湾曲部における二次流を考慮できる準三次元モデルを採用することで、更に実用的な再現計算モデルの構築を行う予定である。
謝辞： 本研究で用いた諸条件データは東京建設コンサルタント、国土交通省利根川下流河川事務所より提供して頂きました。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 国土交通省水管理・国土保全局海岸室，国土交通省国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室 (2011): 平成23年東北地方太平洋沖地震による津波の対策のための津波浸水シミュレーションの手引き
- 2) 藤間 功司，松本 浩幸，高橋 智幸，越村 俊一，富田 孝史，家村 浩和 (2007): インド洋津波からスマトラ沖地震を分析する，海岸工学委員会・地震工学委員会・津波被害推定ならびに軽減技術研究小委員会
- 3) 折敷秀雄，千葉周二，岩瀬浩之，藤間功司，松井幸一 (2008): 米代川における1983年日本海中部地震津波の再現計算と解析上の課題，海岸工学論文集，第55巻，pp.241-245.
- 4) M. J. Castro, A. Ferreiro, J. A. García-Rodríguez, J. M. González-Vida, J. Macías, C. Parés and M. E. Vázquez-Cendón (2005): On the numerical treatment of wet/dry fronts in shallow flows: application to one-layer and two-layer systems, Math. Comp. Mod. **42**, pp.419-439.
- 5) 重枝未玲，秋山壽一郎，重岡広美 (2007): ドライ・ウェット状態となる地形起伏がある場での氾濫流の数値シミュレーション，水工学論文集，第51巻，pp.781-786.
- 6) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループの website: <http://www.coastal.jp/tjtj/>
- 7) 田中規夫，八木澤順治 (2011): 沿岸部における砂丘・海岸林が東北地方太平洋沖地震による津波被害軽減に及ぼした効果～千葉県北部における被害状況調査結果～
- 8) R. J. Leveque (2002): Finite Volume Methods for Hyperbolic Problems, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS.
- 9) 気象庁地震予知情報課 (2011): 「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」について (第15報)
- 10) 今村文彦，越村俊一，大家隆行，馬淵幸雄，村嶋陽一 (2011): 東北地方太平洋沖地震を対象とした津波シミュレーションの実施 東北大学モデル (version1.0), 東北大学大学院工学研究科 附属災害制御研究センター
- 11) Mansinha, L., Smylie, D. E. (1971): The Displacement fields of inclined faults, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.61, No.5, pp.1433-1440.
- 12) 独立行政法人水資源機構利根川下流総合管理所利根川河口堰管理所の website: <http://water.go.jp/kanto/tonekako/>
- 13) 国土交通省関東地方整備局利根川下流河川事務所，利根川下流河川環境基図 (平面図ベース)，No.1-6.
- 14) 吉田圭介，石川忠晴，箕浦靖久 (2009): 準三次元 CIP-Soroban モデルによる利根川洪水流の大規模数値計算，水工学論文集，第53巻，pp.877-882.

(2011.9.30 受付)