岩手県陸前高田市における 2011年東北地方太平洋沖地震津波による 大規模土砂移動の再現計算

山下 啓¹・菅原大助²・高橋智幸³・今村文彦⁴・齋藤友一⁵・今任嘉幸⁵・
甲斐 恭⁵・上原 均⁵・加藤季広⁶・中田一人⁶・坂良太郎⁷・西川朝雄⁸

¹正会員 東北大学産学官連携研究員 災害科学国際研究所
(〒980-0845 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉468-1)

E-mail: yamashita@irides.tohoku.ac.jp

²非会員 東北大学助教 災害科学国際研究所 (〒980-0845 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉468-1)

³正会員 関西大学教授 社会安全学部安全マネジメント学科 (〒569-1098 大阪府高槻市白梅町7-1)

⁴正会員 東北大学教授 災害科学国際研究所 (〒980-0845 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉468-1)

⁵非会員 海洋研究開発機構 地球情報基盤センター (〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町3173-25)

⁶非会員 日本電気株式会社 第一官公ソリューション事業部 (〒108-8001 東京都港区芝五丁目7-1)

⁷非会員 株式会社NEC情報システムズ (〒211-8666 神奈川県川崎市中原区下沼部1753)

⁸非会員 アイエックス・ナレッジ株式会社 (〒108-0022 東京都港区海岸3-22-23)

岩手県陸前高田市における、2011年東北地方太平洋沖地震津波による大規模土砂移動を対象とした再現計算を実施した。その結果、津波の遡上過程や浸水高、地形変化量や海域における堆積土砂の分布傾向を、本計算が良好に再現することを示した。そして、津波による地盤の侵食は、従来の土砂移動を考慮しない解析と比較して陸域における遡上過程を早める効果を有することがわかった。また、2011年東北地方太平洋沖地震津波の第一波目の来襲により高田松原は消失し、特に、引き波時の強い戻り流れにより顕著に侵食されたことを明らかにした。こうした強い戻り流れは、対象地域の地理的特性によって引き起こされる場合がある。すなわち、平野部の奥行きが中規模である地域に津波が来襲する場合、強い戻り流れが生じ、地形変化が大規模化し得る。

Key Words : The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami, Rikuzentakata City, numerical simulation, sediment transport, return flow

1. 序 論

津波により強い流れが生じると、沿岸域における土砂の侵食・堆積が起こり、津波被害が拡大する。岩手県陸前高田市では、2011年東北地方太平洋沖地震津波（以下、2011年東北津波と呼ぶ）により、大規模な土砂移動が生じた。特に、高田松原では、砂浜の大部分が消失し^{1,2)}、大量の土砂が海域へ流出した。このため、高田松原一帯の地形変化量は、 $1.9 \times 10^6 \text{ m}^3$ に及んだ¹⁾。また、陸域に打ち上げられた大量の土砂は復旧作業に弊害をもたらした。こうした被災後においては、早期復旧や復興のためにも、陸域・海域にわたる土砂被害を把握することが重要である。一方、被災前であれば、想定するシナリオに基づいた予測シミュレーション結果を用いて、被害の規模と発展過程を推定することにより、より効果的な津波

対策を論理的に講じることが可能となる。

ところで、2011年東北津波による被害を把握するために、様々な現地調査が行なわれ、土砂被害等の津波被害の規模が明らかにされてきた。しかしながら、時空間的に発展した土砂の移動過程については、被害痕跡から判断することが困難であり、未だ不明な点が多い。

そこで、本研究では、2011年東北津波による被害が最も大きかった地域の一つである岩手県陸前高田市を対象とし、津波移動床モデル³⁾に基づく数値解析を実施する。そして、当該地域における津波氾濫・大規模土砂移動を再現し、その実態を把握することを試みる。また、土砂移動が生じない場合の解析を行ない、津波の遡上過程に及ぼす土砂移動の影響も調べる。

2. 数値解析手法

津波による土砂移動を再現するために、高橋ら³⁾により提案された掃流砂層と浮遊砂層の交換砂量を考慮した津波移動床モデルに基づく数値モデル (Sugawara ら⁴⁾) を用いる。計算対象領域は、波源域を十分に含む東日本の広範囲である。ネスティングにより計算メッシュサイズを細かくし、空間解像度に関して6階層とする。ここで、陸前高田市が位置する最小メッシュ領域 (領域 6) の格子間隔は、 $\Delta x_6 = 5\text{m}$ である。

土砂移動計算では、土砂は砂質地盤からのみ供給されるよう、土地利用別に土砂供給源を限定し、シルト等で構成される泥の運動は考慮しない。従って、津波氾濫・土砂移動計算において、家屋や舗装面、または、田畑等 (写真-1) における地盤高は、地震による地盤沈下量より低下しない。ただし、2011 年東北津波により、高田松原背後に位置する第 2 線堤 (T.P. + 5.5m) を始め多くの堤防が破堤したため、これら各堤防の一部または全てを砂質土で構成された構造物として土砂移動の対象とする。なお、土砂移動計算における掃流砂や交換砂量に関するパラメタについては、高橋ら⁵⁾の水利実験結果に基づいた値を用いる。そして、砂粒の粒径は、Naruse ら²⁾の現地調査結果を参考に、 0.267mm とする。また、津波氾濫計算において用いる粗度係数は、小谷ら⁶⁾を参考として、土地利用別に決定した。

他方、2011 年東北津波の津波波源として、Satake ら⁷⁾により提案された津波波源モデルを用いる。すなわち、断層面上の時空間的なすべり分布を用いて、Okada⁸⁾の弾性体理論により海底地盤の変位量を算出する。

3. 津波氾濫・土砂移動計算の再現性の検討

(1) 津波の遡上過程・浸水高

土砂移動の駆動力である、津波氾濫計算の再現性を調べる。陸前高田市の海岸部には、潮位計が設置されていなかったため、本計算による水位の時間変化の再現性を調べることは困難である。そこで、津波の遡上過程の推定結果⁹⁾や、浸水高の痕跡調査結果^{10,11)}を用いて、津波氾濫計算の再現性を評価する。

図-1 に、陸前高田市における浸水範囲及び地震発生後各時刻における遡上津波の先端位置を示す。ここで、土砂移動を考慮した計算結果 (with STM; Sediment Transport Model) と、牛山・横幕⁹⁾による推定結果が比較されており、原口・岩松¹²⁾による浸水範囲の調査結果も描かれている。なお、推定結果はデジタルカメラ等のタイムスタンプ付き画像データに基づき推定された先端位置であり、ここではこの推定結果を真値と考えた。牛山・横幕⁹⁾による推定では、高田松原背後の東部 (市街地部) を遡上する津波が、西部 (田畑部) の津波に先行する。そして、本計算もその傾向を捉えており、地震発

写真-1 2010 年 7 月 23 日 (震災前) における陸前高田市の衛星写真 (Image © 2015 Digital Globe)

図-1 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による浸水範囲及び地震発生後各時刻における遡上津波の先端位置

図-2 図-1 の測線 C 上における浸水高の計算結果と現地調査結果^{10,11)} (横軸は、第2線堤からの距離である。)

生 39 分後以降、遡上速度に大きな違いは見られない。

図-1 の測線 A, B 及び C 上の 22 地点における浸水高の、土砂移動を考慮した計算結果と調査結果^{10,11)}の適合度を調べると、相田¹³⁾による幾何平均 K 及び幾何標準偏差 κ は、それぞれ、 $K=0.97$ 及び $\kappa=1.16$ であり、土木学会¹⁴⁾が規定する値 ($0.95 < K < 1.05$, $\kappa < 1.45$) を満足する。なお、図-2 に、図-1 の測線 C 上における浸水高の計算結果と調査結果の比較を示しており、両者とも同様の傾向を有する。すなわち、陸前高田市における浸水高は、汀線から内陸に向かうほど大きい。

図-1 及び 図-2 には、津波の遡上過程に及ぼす土砂移動の影響を調べるために、堤防以外の地盤での土砂移動を考慮しない場合の計算結果 (without STM) も示している。また、図-3 に、土砂移動を考慮する場合と考慮しない場合での、地震発生後各時刻における遡上津波の水位分布を示す。ここで、図-3 は、図-1 の測線 D 上にお

図-3 地震発生後各時刻における遡上津波の水位分布

ける計算結果である。そして、赤色の実線は津波第一波の来襲前の底面形であり、黒色の実線及び破線は地震発生後 43 分後における底面形である。土砂移動を考慮しない場合、高田松原砂州 (T.P. +3 m 程度) が侵食されないため、砂州が堤防としての機能を果たす (図-3)。このため、遡上津波の先端位置は、土砂移動を考慮する場合より遅れる。一方、浸水範囲及び浸水高については、両者に大きな差異は殆ど認められない。

ところで、最近、リアルタイムの津波浸水シミュレーション技術が高度化しており¹⁵⁾、近い将来には、リアルタイム計算に基づいた詳細な避難情報発信システムが構築されることが期待される。しかしながら、従来の津波浸水シミュレーションでは、土砂移動を考慮しておらず、上記の土砂移動の有無による遡上過程の差異は、避難という観点から見た場合、注意すべき点である。

(2) 土砂移動による地形変化及び堆積土砂分布

津波氾濫・土砂移動計算のうち、土砂移動計算の再現性を調べる。図-4 (a) 及び (b) に、それぞれ、加藤ら¹⁾による現地調査及び本計算によって得られた、津波来襲前後の地盤高の変化量を示す。ここで、現地調査は、震災後の 2011 年 5 月に実施されており、地盤高の変化量は、地震による地盤沈下量を除外した値である。

図-4 (a) 及び (b) より、本計算結果は現地調査結果に現われている侵食・堆積の分布傾向を良好に捉えていることがわかる。特に、高田松原砂州～潜堤の再現性は高い。現地調査では、砂州の地盤高が、最大で、5～7 m 程度低下した地点 (図-4 (a) における赤丸) があることが判明している。そして、本計算は、これらの位置と低下量のみならず、潜堤の陸側の堆積土砂や潜堤間に形成された滞筋もまた良好に再現している。更に、図-4 (b) において赤色の破線で示した領域の、本計算による地形変化量は、 $2.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ の侵食であり、図-4 (a) において黒色の破線で示した領域内の現地調査結果 ($1.9 \times 10^6 \text{ m}^3$) と同程度である。

図-5 に、本計算による堆積土砂の層厚分布を示す。ここで、層厚が 0 m である場合、白黒の色は色抜きされている。図によると、広田湾における層厚分布には三つの特徴が見られる。まず、土砂が広田湾に広く堆積している点である。これは、土砂が長距離にわたり運搬された、または、比較的深水域においても、海底土砂が移動

(a) 現地調査結果 (2011 年 5 月の調査。加藤ら¹⁾ の図に加筆)

(b) 本計算結果

図-4 津波来襲前後の地盤高の変化量

図-5 堆積土砂の層厚の計算結果

したことを示す。次に、気仙川の河口域における層厚が厚い点である。最後に、潜堤周辺の層厚分布である。すなわち、潜堤間における層厚が相対的に小さく、そして、その潜堤間の湾軸方向のやや沖側の地点における層厚が相対的に大きく、更に沖側では小さい。これら三つの傾向は、現地調査結果¹⁶⁾と同様である。

他方、陸域では、古川沼の背後地において、土砂が相対的に厚く堆積していることが現地調査により確認されているが²⁾、本計算では、同地域における堆積土砂は殆ど認められない。本計算では、第1線堤及び第2線堤を土砂移動の対象としている。このため、破堤の時間発展を適切に考慮できておらず、これら堤防の背後地における流れ場の再現精度に、少なからず問題があったことは否めない。しかしながら、それでもなお、津波の遡上過程や浸水高、そして、地形変化量や海域での堆積土砂分布の傾向が、本計算では良好に再現されている。従って、こうした被害の痕跡結果のみならず、その過程における挙動もまた、再現性が高いことが期待される。

4. 数値解析に基づく高田松原の消失過程とその要因の一考察

(1) 高田松原の消失過程

高田松原の消失過程を数値解析結果に基づき調べる。

図-6 は、図-7 における★印の地点（静水深 10 m）での水位の時間変化の計算値である（図中の①及び②の番号は、図-7 のスナップショットの番号に対応する。）。

図-7 に、図-6 の各時刻における地盤高と地震発生 10 分後における地盤高の差を示す。第一波の押し波が、陸域を通過したとき（地震発生 48 分後）、海域における地形変化量は十分に小さい。一方、高田松原砂州の大部分が数 m ほど侵食され、砂州から運搬された大量の土砂が、陸前高田市街地に広範囲にわたって堆積する。そして、その後の引き波により（地震発生 65 分後）、高田松原砂州の地盤高さは更に低下する。また、この引き波により、潜堤の陸側において、調査結果¹⁾で確認された堆積層が形成され、潜堤間に明瞭な滞筋も形成される。更に、気仙川河口部が大きく侵食される。

なお、図-8 (a) 及び (b) に示されるように、引き波時における砂州の侵食深は、押し波時の約 2 倍である。そして、第二波目以降では、砂州地形は、殆ど変化しない。すなわち、今次津波の第一波目の押し引きが主外力となり、高田松原は消失した。特に、引き波時の強い戻り流れにより顕著に侵食され、大量の土砂が海域へ流出した結果、大規模な地形変化が起こった。

(2) 平野部の水平距離と浸水高及び戻り流れとの関係

陸前高田市では、海岸線沿いの広範囲にわたって強い戻り流れが生じたが故に、地形変化が大規模化した。そこで、強い戻り流れが生じた原因を浸水高分布の特徴に着目して考える。

陸前高田市では、海岸線付近から内陸に向かうほど浸水高が高い（図-2）。これは、陸域において最大水位を示したとき、陸域全体にわたって水位が高く、津波の位

図-6 図-7 における★印の地点（静水深 10 m）での水位の時間変化の計算値

図-7 図-6 の各時刻における地盤高と地震発生 10 分後における地盤高の差（陰影は水面の凹凸を表す。）

置エネルギーが比較的大きかったことを意味する。そして、この大きな位置エネルギーは引き波の際に運動エネルギーに変換されるため、強い戻り流れが生じ、高田松原砂州は顕著な侵食を受けた。一方、陸前高田市における浸水高分布と大きく異なる傾向が仙台平野では見られた^{4), 10), 11)}。すなわち、仙台平野における浸水高は、内陸へ向かうほど小さい。これは、戻り流れが生じる際に、陸域における水位が比較的低かったことを意味する。このため、戻り流れは小さく、引き波時における侵食作用は比較的弱かったと推測される。

こうした浸水高と戻り流れの特徴は、平野部の水平距離、勾配、入射波の波高及び周期（波長）に関係するであろう。そこで、ここでは、浸水高及び戻り流れに対し

図-8 図-1の測線Dにおける水位、底面形及び単位水柱当たりの浮遊砂量の計算結果(横軸の距離は、震災前における汀線からの距離であり、陸側が正である。)

て、平野部の水平距離の違いが及ぼす影響を調べるために、水平床部と一様勾配斜面部からなるモデル地形(図-9)を対象とした1次元浸水計算を行なう。入射波として、陸前高田市に來襲した2011年東北津波(図-6)の第一波目を模擬した進行波を、 $x = -35$ kmに位置する沖側境界から与える。また、斜面勾配は、 $s = 6.5 \times 10^{-3}$ であり、高田松原前面の広田湾の斜面勾配と同程度である。

図-10に、浸水高 $\eta_{\max}$ 及び流速の最小値 $u_{\min}$ の空間分布を示す。ここで、 $u_{\min}$ は、各地点において生じる最も強い戻り流れの流速を意味する。また、図-9の陸域における水平距離 L_{land} が、0, 2, 3または5 kmである場合の結果である。図によると、 $L_{\text{land}} = 2, 3$ kmである場合の浸水高は、内陸において高く、図-2の陸前高田市における浸水高分布に類似する。そして、汀線位置($x = 0$ km)において、相対的に強い戻り流れが生じていることがわかる。他方、 $L_{\text{land}} = 5$ kmである場合、内陸における浸水高は、汀線位置の浸水高より低く、仙台平野における浸水高分布と類似する。そして、戻り流れの強さも相対的に弱い。

図-9における平野部の水平距離と、浸水高及び戻り流れとの関係を示したものが図-11である。ここで、汀線位置($x = 0$ km)における、浸水高 $\eta_{\max}$ 及び流速の最大値 $u_{\max}$ 並びに最小値 $u_{\min}$ を示している。また、遡上高 $\eta_{\text{run-up}}$ も示している。 $L_{\text{land}} = 0$ kmである場合、浸水高及び遡上高が最も大きい。しかしながら、汀線位置が遡上位置に近い場合、 $L_{\text{land}} > 0$ kmである場合と比較して、汀線位置における流れは、押し波時及び引き波時の両者とも弱い。他方、平野部の水平距離が3 km程度である場合、汀線位置において、相対的に強い流れの影響を押し波と引き波の際に、二度受ける。

ところで、入射波の波長は、 L_{land} と同様、長さスケールである。従って、浸水高及び戻り流れに対する、入射

図-9 モデル地形と諸量の定義

図-10 浸水高 $\eta_{\max}$ 及び引き波時における流速の最小値 $u_{\min}$ の空間分布

図-11 図-9における平野部の水平距離と、浸水高及び戻り流れとの関係

波周期(波長)の影響は、図-11に基づいて推測することが可能である。例えば、図-9において $L_{\text{land}} = 3$ kmである場合、本計算と異なる周期の波が入射するとき、周期が短い場合ほど、内陸における浸水高は図-11の場合より低く、汀線における戻り流れはより弱い。また、入射波周期が本計算より短い場合、戻り流れが卓越する L_{land} は3 kmより短い。他方、本計算条件に対して入射波波高のみが小さい場合、陸域における遡上速度が遅くなるため、 $L_{\text{land}} \leq 3$ kmにおいて、戻り流れが卓越する。

以上のように、來襲する津波の規模に対して、平野部の奥行きが中規模である地域では、汀線近傍における地盤は、一度ならず二度、大きな侵食作用を受けるため、地形変化が大規模化し得る。なお、陸前高田市の平野部の岸沖方向の代表的な距離として、図-1に示す範囲内における浸水面積を汀線の距離で除した値を算出したところ、約2 kmであることを確認した。そして、図-11における $L_{\text{land}} = 2$ kmに対応する浸水高及び戻り流れは、図-2及び4.(1)に示した陸前高田市における津波の挙動と整合する。

5. 結 論

岩手県陸前高田市における、2011年東北地方太平洋沖地震津波による大規模土砂移動を対象とし、津波移動床モデルに基づく再現計算を実施した。その結果、津波の遡上過程や浸水高、地形変化量や海域における堆積土砂の分布傾向が、本計算により良好に再現された。そして、津波による地盤の侵食は、陸域に流入する水量を増加させるため、従来の土砂移動を考慮しない解析より陸域における遡上過程を早める効果を有することがわかった。また、2011年東北津波の第一波目の来襲により高田松原は消失し、特に、引き波時の強い戻り流れにより顕著に侵食されたことを明らかにした。

津波による強い戻り流れは、津波の規模に対して、平野部の奥行きが中規模である地域で生じ得る。従って、こうした地理的特性を有する地域に津波が来襲する場合、押し波時のみならず引き波時もまた侵食作用が大きく、地形変化が大規模化し得ることに注意する必要がある。

謝 辞：本論文の結果の一部は、理化学研究所のスーパーコンピュータ「京」を利用して得られたものです（課題番号: hp140222）。

参考文献

- 1) 加藤史訓・野口賢二・諏訪義雄・坂上敏彦・佐藤祥昭, 津波による地形変化に関する現地調査, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol.68, No.2, I_174-I_179, 2012.
- 2) Naruse, H., K. Arai, D. Matsumoto, H. Takahashi, S. Yamashita, G. Tanaka and M. Murayama: Sedimentary features observed in the tsunami deposits at Rikuzentakata City, *Sedimentary geology*, Vol. 282, pp. 199-215, 2012.
- 3) 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔, 掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発, 海岸工学論文集, 第 46 巻, pp.606-610, 1999.
- 4) Sugawara, D., T. Takahashi and F. Imamura, Sediment transport due to the 2011 Tohoku-oki tsunami at Sendai: Results from numerical modeling, *Marine Geology*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2014.05.005>, 2014.
- 5) 高橋智幸・黒川貴博・藤田将孝・島田広昭, 津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理実験, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.67, No.2, I_231-I_235, 2011.
- 6) 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫, GIS を利用した津波遡上計算と被害推定法, 海岸工学論文集, 第 45 巻, pp.356-360, 1998.
- 7) Satake, K., Y. Fujii, T. Harada and Y. Namegaya: Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku earthquake as inferred from tsunami waveform data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473-1492, 2013.
- 8) Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.75, No.4, pp.1135-1154, 1985.
- 9) 牛山素行・横幕早季, タイムスタンプデータによる津波到達直前の陸前高田市内の状況の推定, 自然災害科学, Vol.31, No.1, pp.47-58, 2012.
- 10) 諏訪義雄, 海岸堤防の被災状況と仙台平野における津波痕跡分布の特徴, 東北地方太平洋沖地震津波に関する合同調査報告会予稿集, pp.92-98, 2011.
- 11) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, 現地調査結果 (オンライン), <http://www.coastal.jp/ttjt/>, 2012.
- 12) 原口 強・岩松 暉, 東日本大震災津波詳細地図<上巻>青森・岩手・宮城, 古今書院, 2011.
- 13) 相田 勇, 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 東京大学地震研究所彙報, Vol.52, pp.71-101, 1977.
- 14) 土木学会原子力土木委員会津波評価部会, 原子力発電所の津波評価技術, 2002.
- 15) Oishi, Y., F. Imamura and D. Sugawara, Near-field tsunami inundation forecast using the parallel TUNAMI-N2 model: Application to the 2011 Tohoku-Oki earthquake combined with source inversions, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.42, pp.1083-1091, doi: 10.1002/2014GL062577, 2015.
- 16) 横山由香・坂本 泉・八木雅敏・井村理一郎・飯島さつき・金井辰樹・根元謙次・鬼頭毅・藤巻三樹雄・藤原義弘・笠谷貴史, 広田湾に分布する津波堆積物の特徴, 地球惑星科学連合大会, MIS23-P04, 2014.

(2015.3.18 受付)

NUMERICAL SIMULATION OF LARGE-SCALE SEDIMENT TRANSPORT DUE TO THE 2011 TOHOKU EARTHQUAKE TSUNAMI IN RIKUZENTAKATA CITY

Kei YAMASHITA, Daisuke SUGAWARA, Tomoyuki TAKAHASHI, Fumihiko IMAMURA, Yuichi SAITO, Yoshiyuki IMATO, Tadashi KAI, Hitoshi UEHARA, Toshihiro KATO, Kazuto NAKATA, Ryotaro SAKA and Asao NISHIKAWA

A numerical modeling of sediment transport was performed to investigate coastal geomorphic change due to the 2011 Tohoku Earthquake tsunami in Rikuzentakata City. The simulation was verified for observed inundation process and height, and measured topographic change and sediment deposition. The role of sediment transport on the modeling of tsunami inundation was also investigated. The numerical results revealed that the most of the sand dune was flushed out by the first wave, especially during the strong return flow. Such strong flow and total erosion of sand dune could also occur elsewhere, in case when a tsunami inundate a plain with moderate distance by shore-normal direction to the coastline.