

東日本大震災における津波起源混濁流の発生源

THE SOURCE AREA OF THE TSUNAMIGENIC TURBIDITY CURRENT IN THE GREAT EAST JAPAN EARTHQUAKE

北海道大学工学部環境社会工学系 ○学生員 和田 萌実 (Moemi Wada)
 北海道大学大学院工学院教授 正会員 泉 典洋 (Norihiro Izumi)
 北海道大学大学院工学院准教授 正会員 渡部 靖憲 (Yasunori Watanabe)

1. はじめに

海底面上に生じた何らかの流動によって土砂が巻き上げられ水塊中の浮遊砂濃度が上昇すると、周囲の海水との密度差によって海底面上を流下する密度流が発生する。この密度流は混濁流と呼ばれ、流動によって海底面上の土砂をさらに巻き上げることで継続的に密度差を増加させ流下方向に加速していくという自己加速性を有している。この自己加速性によって混濁流は時としてその発生源から非常に長い距離を移動することが知られている。

大陸縁辺部（大陸棚の縁）には陸地に見られるものに類似した峡谷地形（海底峡谷）が見られることが知られている。海底峡谷の発生初期には大陸棚下流端から大陸斜面上に規則的な間隔で並んだ初期水路（海底ガリ）が形成されるが、大陸棚下流端や大陸斜面上を侵食し、これらガリやそれが発達した海底峡谷を形成する営力が、この混濁流であると考えられている¹⁾。しかし混濁流が海底ガリや海底峡谷の成因となるためには、海底地すべりを起源とするような点的な混濁流ではなく、大陸棚上で横断方向に一斉に発生するような線的・面的な混濁流である必要がある。Izumi¹⁾はこのような混濁流の発生原因として、水深 100 m 程度を有する大陸棚下流端の海底面上の土砂も巻き上げるような記録的な高波や高波浪の可能性を指摘している。しかし線的・面的な混濁流の発生についてその詳細はよくわかっていないのが現状である。

2011年3月11日14時46分18秒に海底を震源としたモーメントマグニチュード9.0の東日本大震災が発生した。これにより発生した巨大津波によって東北沖の太平洋海底では大規模な混濁流が発生した可能性が Arai et al.²⁾によって指摘されている。彼らによれば、地震発生3時間後に、北緯38度18分東経142度41分の海底に設置された海底圧力計(OBP)と海底地震計(OBS)が沖合の深海方向へ約1 km 流されるという事象が確認された。この原因としては地震によって発生した海底地すべりによるものも考えられるが、発生時刻が地震発生から3時間後であったこと、流された OBP および OBS の内部が土砂で充填されていたこと、流されると同時に OBS が約0.2℃の温度上昇を記録したことから、Arai et al.は地すべりによるものではなく津波によって発生した混濁流が OBP および OBS を深海側へ押し流したものと推測している。OBP および OBS が混濁流によって押し流される際、それらの内部が混濁流を構成する土砂によって充填され、浅海域の温度の高い流体が混濁流を形成し OBP を押し流したため温度の急上昇が記録されたので

ある。

本研究では、このような津波による混濁流の発生過程や発生源を明らかにするために津波シミュレーションソフト iRIC-ELIMO³⁾を用いて東日本大震災で発生した津波を再現し、東北沖海底における底面せん断応力分布を算出するとともに、海底面上における浮遊砂の巻き上げ量を見積もることで、混濁流の発生源を推測する。

2. iRIC-ELIMO の概要

2.1 基礎方程式

支配方程式は球面座標上で表記した水深積分型運動方程式で表される。大気圧を一定値と仮定し、水面のせん断応力を無視することで経度方向および緯度方向の運動方程式はそれぞれ次式のようになる。

$$\begin{aligned} \frac{Du}{Dt} = & -\frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} - \frac{\tau_{\lambda}^b}{\rho(h+\zeta)} + A_d u \\ & + \gamma_h^* \left(\frac{1}{R^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 u}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{R^2 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\cos \phi \frac{\partial u}{\partial \phi} \right) \right) \\ & + \left(2\Omega + \frac{u}{R \cos \phi} \right) v \sin \phi \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{Dv}{Dt} = & -\frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial \zeta}{\partial \phi} - \frac{\tau_{\phi}^b}{\rho(h+\zeta)} + A_d v \\ & + \gamma_h^* \left(\frac{1}{R^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 v}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{R^2 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\cos \phi \frac{\partial v}{\partial \phi} \right) \right) \\ & + \left(2\Omega + \frac{u}{R \cos \phi} \right) u \sin \phi \end{aligned} \quad (2)$$

質量保存則からなる水深積分連続式は次式で表される。

$$\begin{aligned} \frac{D\zeta}{Dt} = & -\frac{g}{R \cos \phi} \left(\frac{\partial u h}{\partial \lambda} + \zeta \frac{\partial u}{\partial \phi} \right) - \frac{1}{R} \left(\frac{\partial v h}{\partial \phi} + \zeta \frac{\partial v}{\partial \phi} \right) \\ & + \frac{\tan \phi}{R} v (h+\zeta) \end{aligned} \quad (3)$$

ここで、

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{R} \frac{\partial}{\partial \phi}$$

底面せん断応力は次式で表される。

$$\tau_{\lambda}^b = \rho C_d |u| u, \quad \tau_{\phi}^b = \rho C_d |v| v$$

u, v は水深平均流速、 R は地球の中心からの距離、 Ω は地球の自転角速度、 ρ は清水の密度、 λ は経度、 ϕ は緯

度, h は水深, ζ は水位変動である. γ_h^* は修正水平運動量交換係数であり $\gamma_h^* = \gamma_h A_d$, γ_h は水平運動量交換係数, A_d は後述するスポンジ層における減衰係数, C_d は抵抗係数であり, ここでは海底面上の発達した流れの際に用いられる 5×10^{-3} を与えている.

2.2 数値計算法と境界条件

iRIC-ELIMO では, 高精度非線形差分計算を行って式(1)-(3)を解いている. 二段階分離解法を適用し, 移流項に対しては CIP 法, 水位勾配および拡散計算については予測子法が適用されている. 遡上計算は行わず汀線に仮想的な不透過壁を与えて津波高を求める汀線不透過条件が用いられている. また有限の計算領域の境界線で波浪が境界を通過する条件 Sommerfeld 放射条件⁵⁾が使われている. ただしこの条件では有意な波の反射が現れることがある. この影響を低減するため, Cruz らの減衰項⁶⁾を一様グリッド系に適用し, スポンジ層を境界に隣接する領域に配置することで波の減衰を促進させ境界からの反射波の影響を低下させている.

2.3 初期条件

東日本大震災で発生した津波の初期水位は, 国土地理院から発表されている2つの断層パラメータからなる矩形断層モデル⁷⁾(表-1)で再現される. 両断層領域の滑り発生時間に時差は設定していない. 海底地形データは日本海洋データセンターから得られる500mメッシュデータ⁸⁾を使用した. 経度 36~43 度, 緯度 140~146 度を解析領域とし, 緯度, 経度を 165×190 分割とした.

2.4 津波シミュレーション結果と観測データとの比較

iRIC-ELIMO によって得られた津波波形結果の妥当性を検討するために, GPS 波浪計観測データ⁹⁾との比較を

行う. 図-1(a)は GPS 波浪計の設置箇所を示した図であり, (b)および(c), (d), (e)はシミュレーション結果と GPS 波浪計観測データにおける水位変動を比較した図である. 図中の赤い実線は観測値, 青い実線はシミュレーション結果を示している.

図-1(b)を見ると分かるように岩手南部沖ではシミュレーション結果と観測値の一致はあまりよくない. 初期水位を簡易化した矩形断層モデルで与えていることや両断層領域の滑り発生時差を設定していないことなどが要因であると考えられるが, 少なくとも本研究で重要となる混濁流の発生源の可能性のある宮城以南の領域では合理的な範囲内で観測値を再現できている.

3. 浮遊砂巻き上げ量の計算

底質が混合砂で構成されているとし, その粒径をいくつかのカテゴリに分ける. カテゴリ i に属する砂の無次元巻き上げ速度 E_i は Garcia and Parker の式¹⁰⁾を用いると次のように表される.

$$E_i = F_i E_{ui} = F_i \frac{AZ_{ui}^5}{1 + \frac{A}{0.3} Z_{ui}^5} \quad (4a)$$

$$A = 1.3 \times 10^{-7}, Z_{ui} = \lambda_m \frac{u_{*s}}{v_{si}} \text{Re}_{pi}^{0.6} \left(\frac{D_i}{D_{50}} \right)^{0.2} \quad (4b, c)$$

$$\lambda_m = 1 - 0.298\sigma \quad (4d)$$

ここで, E_{ui} は海底面上の砂が粒径カテゴリ i のみで構成されているとした時の無次元巻き上げ速度, F_i は河床土砂に含まれる粒径カテゴリ i の割合, u_{*s} は底面摩擦速度($=\sqrt{\tau_b / \rho}$), v_{si} は粒径カテゴリ i の沈降速度, Re_{pi} は粒子レイノルズ数($=\sqrt{RgD_i}D_i/\nu$), σ は河床土

表-1 東日本大震災における矩形断層モデル

	緯度[°] latitude	経度[°] longitude	長さ[km] rupture length	幅[km] rupture width	走向[°] strike angle	傾斜角[°] dip angle	滑り角[°] rake angle	滑り量[m] slip length
断層1	39.00	143.49	199	85	202	18	97	27.7
断層2	37.21	142.51	176	82	201	15	81	5.9

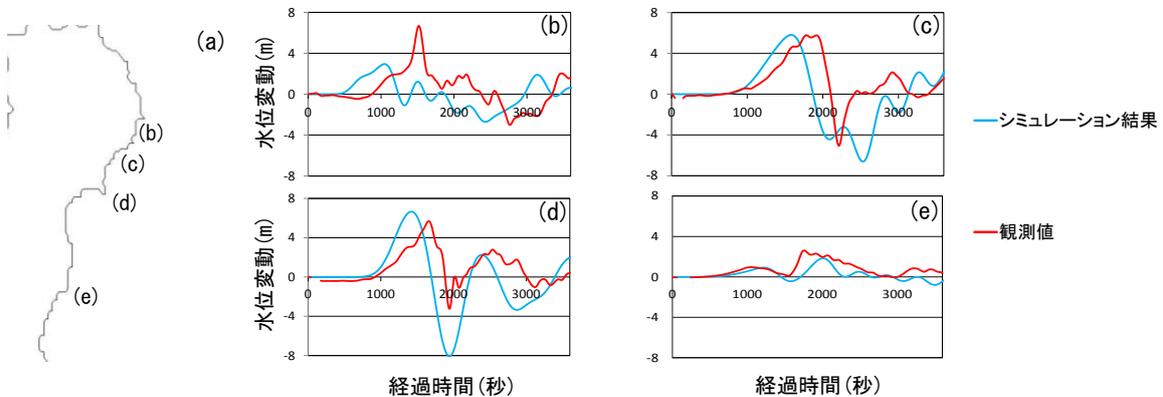


図-1 GPS 波浪計から得られた水位変動と ELIMO によるシミュレーション結果との比較 (a)GPS 波浪計設置箇所 図中の記号はその他の図の枝番号に対応 (b)岩手南部沖, (c)宮城北部沖, (d)宮城中部沖, (e)福島沖

砂に対する標準偏差である。また τ_b は底面せん断応力
で次式により表される。

$$\tau_b = \left[(\tau_{\lambda}^b)^2 + (\tau_{\phi}^b)^2 \right]^{1/2}$$

カテゴリ i に属する砂の沈降速度 v_{si} は Dietrich⁽¹¹⁾ が提案
した次式を用いて求める

$$\frac{v_{si}}{\sqrt{RgD}} = \exp \left\{ \begin{array}{l} -b_1 + b_2 \ln(\text{Re}_p) - b_3 [\ln(\text{Re}_p)]^2 \\ -b_4 [\ln(\text{Re}_p)]^3 - b_5 [\ln(\text{Re}_p)]^4 \end{array} \right\}$$

ここで、 D は粒径、 R は混濁流に含まれる浮遊粒子の水

中比重であり通常の土粒子では 1.65、 g は重力加速度
($= 9.8 \text{ m/s}^2$)、 ν は動粘性係数 ($= 1 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$)、 b_1
 $= 2.891394$ 、 $b_2 = 0.95296$ 、 $b_3 = 0.056835$ 、 $b_4 = 0.002892$ 、
 $b_5 = 0.000245$ である。東北沖に分布する砂の粒径が
 $0.017 \sim 0.20 \text{ mm}^2$ であることから沈降速度は $0.00026 \sim$
 0.022 m/s 、粒子レイノルズ数は $0.29 \sim 11.16$ の範囲とな
る。これらの値および式(4)から混合砂における巻き上
げ速度 $\varepsilon \text{ m/s}$ を以下の式で求めることができる。

$$\varepsilon = \sum E_i v_{si} \quad (5)$$

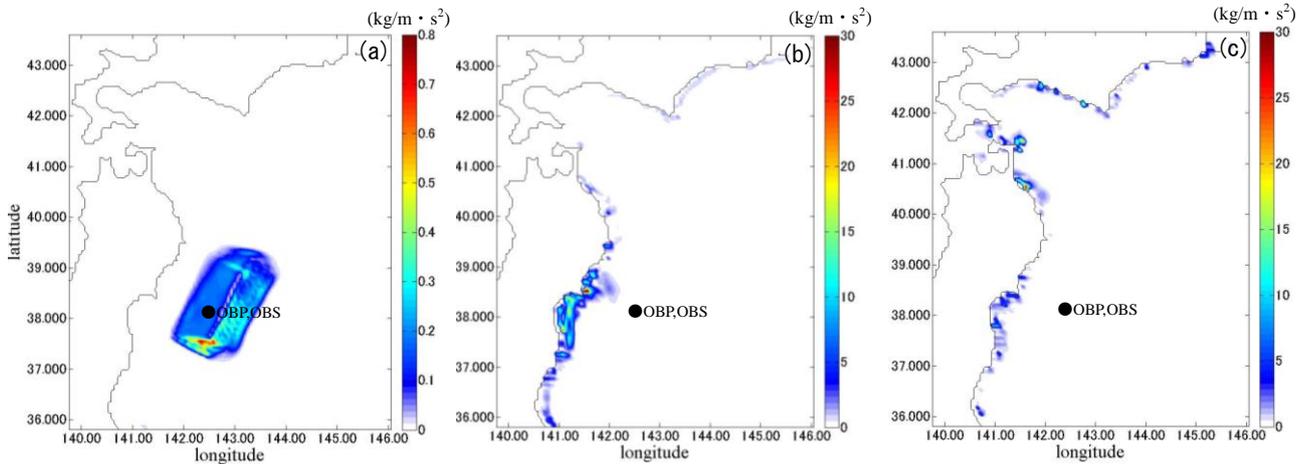


図-2 せん断応力の空間分布図 (a)津波発生直後、(b)1時間後、(c)3時間後

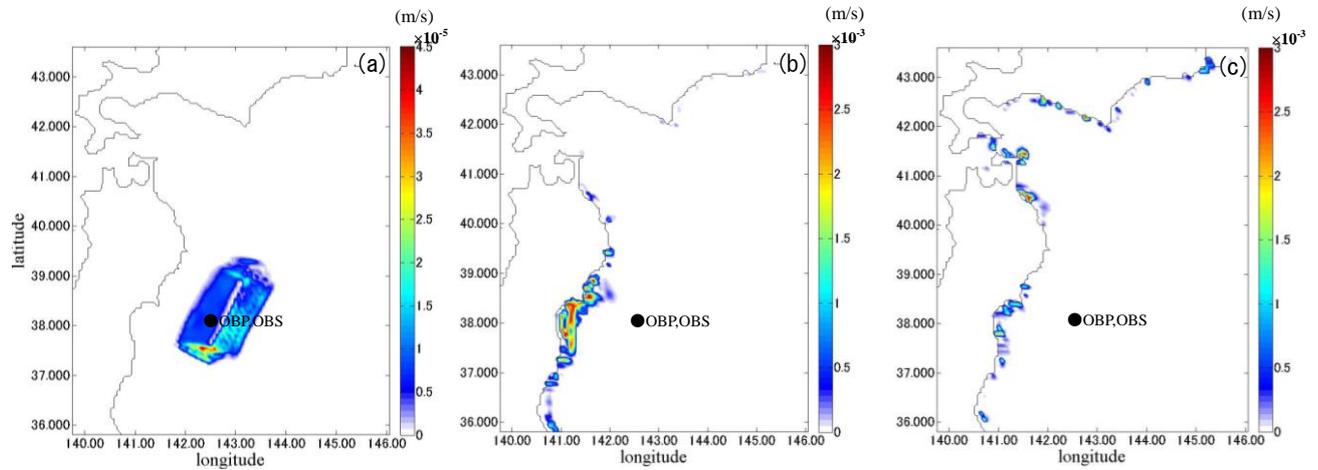


図-3 巻き上げ速度の空間分布図 (a)津波発生直後、(b)1時間後、(c)3時間後

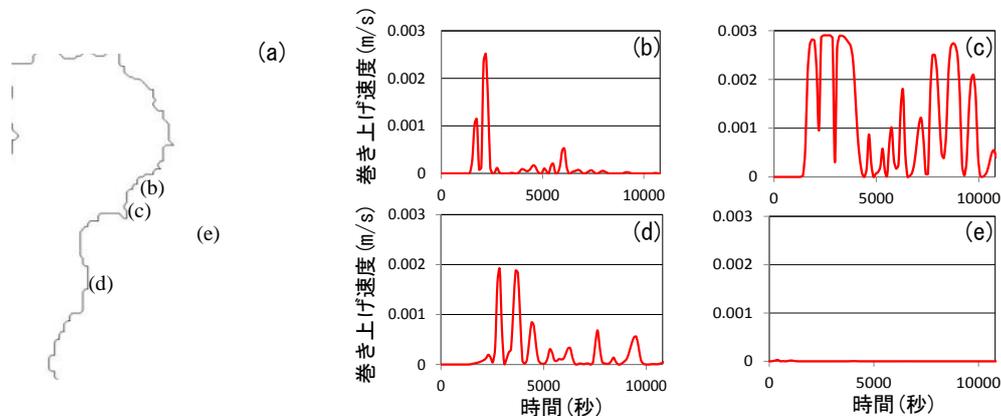


図-4 各場所における巻き上げ速度の時間変化 (a)各場所の位置

図中の記号はその他の図の枝番号に対応 (b)宮城北部沖、(c)牡鹿半島北側、(d)仙台湾南側、(e)OBP, OBS 設置箇所

4. 結果と考察

4.1 せん断応力の時間変化

図-2(a)および(b), (c)はそれぞれ津波発生直後, 1時間後, 3時間後における底面せん断応力の空間分布である。グラフにより凡例中の最大値が異なる点に注意されたい。図-2(a)より, 津波の発生直後に沖合から押し寄せる津波第1波目は沖合約100kmの海底で比較的大きな底面せん断応力 $0.86 \text{ kg/m} \cdot \text{s}^2$ を作用させていることが分かる。津波が東北沿岸部に到達してからは岸から50km以内の近海域で $30 \sim 50 \text{ kg/m} \cdot \text{s}^2$ のせん断応力が長時間作用し, その後徐々に作用する範囲を広げながら減衰していく。特に, せん断応力が最大となるのは津波発生から40分後の牡鹿半島北部で $128 \text{ kg/m} \cdot \text{s}^2$ の応力が作用している。図-2(b)および(c)より, 1時間後に牡鹿半島北部で $36 \text{ kg/m} \cdot \text{s}^2$, 3時間後には $5 \text{ kg/m} \cdot \text{s}^2$ まで減衰していくものの, 津波第1波が沖合100kmの海底に作用するせん断応力より大きい応力であることがわかる。

4.2 巻き上げ速度の時間変化

底質の粒度分布がほぼ正規分布しているとして, 最小粒径 0.017 mm を25%, 平均粒径 0.11 mm を50%, 最大粒径 0.20 mm が25%混合されていると仮定し浮遊砂の巻き上げ量の計算を行った。

図-3(a)および(b), (c)はそれぞれ津波発生直後, 1時間後, 3時間後における混合砂の浮遊砂巻き上げ速度の空間分布図である。グラフにより凡例中の最大値が異なる点に注意されたい。図-3(a)を見ると津波第1波による最大巻き上げ速度は $5.14 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ で以後の巻き上げ速度と比較すると大きなものではなかった。図-3(b)を見ると牡鹿半島北側における巻き上げ速度が $2.9 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ と最も速く, 仙台湾内に約 $1.0 \sim 2.6 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ の巻き上げ速度が広範囲に発生している。巻き上げ速度は徐々に減衰していき, 図-3(c)3時間後には牡鹿半島北部では $2.0 \times 10^{-3} \text{ m/s}$, 仙台湾内では $0.4 \sim 2.0 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ となるものの, 津波第1波が沖合100kmの海底の土砂を巻き上げた速度より速いことが分かる。

図-4(a)に示した(b)宮城北部沖, (c)牡鹿半島北側, (d)仙台湾南側, (e)OBSおよびOBP設置箇所における浮遊砂の巻き上げ速度の時間変化を示した。OBPおよびOBSが流された3時間後に対応する10800秒まで示されている。図-4(b)および(d)では, 津波第一波が到達したときに巻き上げ速度が最大となるが, その後著しく低下しているのがわかる。図-4(c)では, 2530秒後に最大の巻き上げ速度 $2.9 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ を示し, その後減少するものかなり大きな巻き上げが継続するのがわかる。

図-4(e)では津波発生から10800秒まで巻き上げ速度は $1.4 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ 前後で大きな変動はなく, 他の点と比較して巻き上げ速度は著しく小さい。

以上のことから, 津波第一波によって沖合で発生した巻き上げは, 牡鹿半島北部から仙台湾にかけて継続的に発生したものと比べると, 大きさおよび継続時間ともにごくわずかな値しか示していない。津波第一波によって沖合に発生する土砂巻き上げは, 第一波が通過する際の

みの一過性のものであり, 津波が東北沿岸部に到達して以降, 再び巻き上げが発生することはない。それに対し, エッジ波が岸近傍で発生することで繰り返しせん断応力を与え続けるため沿岸部で大きな巻き上げを発生させる。特に大きな巻き上げ速度が継続するのは牡鹿半島北部および仙台湾の岸から40kmの範囲内である。

以上のことを考えるとOBPおよびOBSを沖合に押し流した混濁流は, 津波第一波によって沖合で発生したと考えるより, 牡鹿半島北部から仙台湾沿岸の岸から40kmの範囲で発生したと考えるのが妥当である。

5. 結論

本研究では東北地方沿岸域において津波シミュレーションを行い, その結果から底面せん断応力を見積り, 浮遊砂の巻き上げ速度を算出した。対象とした全領域において粒度分布が一様である等の近似を行っているものの, 本研究によって岸から40km範囲内, 特に牡鹿半島北部および仙台湾内北部で海底面上の多くの土砂が巻き上げられたことが明らかになった。これは, 津波によって岸近くに発生したエッジ波が海底面上に長時間大きなせん断応力を与えたため大量の浮遊砂が巻き上げられたことを示唆している。これらのことから, OBPおよびOBSを押し流した混濁流の発生源は牡鹿半島北部および仙台湾内北部である可能性が高いと推測できる。

参考文献

- 1) Izumi, N.: The formation of submarine gullies by turbidity, *J. Geophysical*, Vol. 109, C03048, doi: 10.1029/2003JC001898, 2004.
- 2) Arai, K., Naruse, H., Miura, R., Kawamura, K., Hino, R., Ito, Y., Inazu, D., Yokokawa, Y., Izumi, N., Maruyama, M. and Kasaya, T.: Tsunami-generated turbidity current of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Soc. Am. Bull.*, 2013.
- 3) 河川シミュレーションソフト: <http://i-ric.org/ja/index.html>
- 4) Patrick J. Lynett, Tso-Ren Wu. and Philip L.-F. Liu.: Modeling wave runup with depth-integrated equations, *Coast. Eng.* 46, pp. 89-107, 2002.
- 5) Orlandi, I.: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, *J. Comp. phys.*, Vol.21, pp. 251-269, 1976.
- 6) Eric Cruz, 横木裕宗, 磯部雅彦, 渡辺晃: 非線形は同方程式に対する無反射境界条件について, *海岸工学論文集*, 40, pp. 46-50, 1993.
- 7) 地理地殻活動研究センター: 電子基準点(GPS連続観測測点)データ解析による地殻変動と震源断層モデル
- 8) 日本海洋データセンター: 500mメッシュ水深
- 9) Nowphas.: 東北地方太平洋沖地震による津波観測データ
- 10) Garcia, M. and Parker, G.: Entrainment of bed sediment into suspension, *J. Hydr. Eng.*, 117(4), pp. 414-435, 1991.
- 11) Dietrich, W.E.: Settling velocity of natural particles, *Water Resour. Res.*, 18(6), pp. 1626-1982, 1982.