

津波による地形変化の検証 —2004年スマトラ沖地震津波 スリランカ・キリンダ港—

西畑 剛*・田島芳満**・森屋陽一***・関本恒浩***

著者らは2004年12月に発生したインド洋大津波によるスリランカ・キリンダ港における被災状況調査を行い、港内に堆積していた土砂が津波により一掃されたことを確認した。本研究では、キリンダ港周辺の被災状況を説明する津波の再現計算を行うとともに、土砂移動モデルを取り込んだ数値計算により津波による地形変化を検証した。土砂移動量、移動範囲のほか港内における地形変化を詳細に見ることにより、港湾施設形状による土砂移動の影響も考察した。その結果、当港では引き波に伴う沖への土砂移動量が多く、調査時に防波堤基礎に沿って見られた洗掘を説明しうることがわかった。

1. はじめに

港湾部における津波による被災の形態として、防波堤の転倒や係留船舶や貯木の漂流、陸上遡上に伴う背後施設への浸水等、津波特有の水理学的性質に起因するものが挙げられる。一方、大規模な土砂の移動に伴う侵食・堆積による海岸施設の倒壊や取放水口の閉塞といった副次的な災害も懸念されている。

2004年12月26日に発生したインド洋大津波は沿岸各国に甚大な被害をもたらしたが、スリランカ南部のキリンダ港においても高さ約8mの津波が襲来した。キリンダ港はスリランカ南東部に位置しており、砂浜上に建設されている。当港は南側に主防波堤、北側に副堤、港内に旧副堤からなる漁港であり、さらに約400m南にも防砂堤が建設されている。図-1に防波堤の平面図、標準断面図を示す。当港は1985年に完成して以来、港内が埋没するほどの堆砂に悩まされており、津波襲来前は港内および主防波堤前面に堆砂が進行していた。特に主防波堤と旧副堤の間は津波襲来直前には閉塞していたが津波後には2堤間に開口部が復元しており、津波による土砂フラッシュがここで起こったと考えられる。筆者らは当地点の被災調査を行い、浸水高測定や海岸施設の被災状況を確認した他、汀線の移動や防波堤沿いにおける局所的洗掘が進んでいることを確認した。

本研究は土砂移動モデルを取り込んだ数値シミュレーションと被災調査結果を比較することにより、津波による土砂移動がどのようにして発生したかを検証し、土砂移動量及び移動範囲について推定する。そして、港湾施設が土砂移動に与える影響について考察する。

2. 調査概要

調査は2005年1月31日に行った。主な調査項目は次の

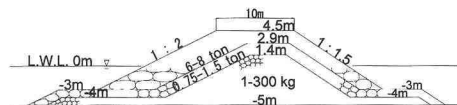
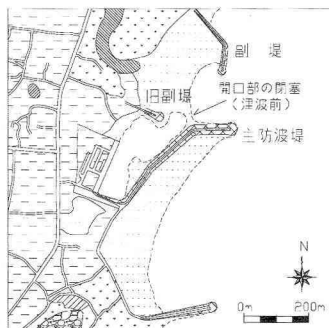


図-1 キリンダ港平面 (上)・防波堤断面図 (下)

通りである。

①施設等被災状況の確認

各防波堤とも被覆石法面の崩壊が各所に見られ、アスファルト天端も剥離しがちであった(写真-1)。岸壁背後の建屋は室内が波に洗われ、屋根の剥離等が見られた(写真-2)。また浚渫船が湾奥部へ打ち上げられていた。



写真-1 防波堤被覆の被災



写真-2 背後建屋の被災

②浸水高の測定

建屋に残った津波痕跡高から浸水高を測定した。ここでの浸水高は8.35mであり、これは著者らとは別に行われた調査(例えば横浜国大・東京海洋大・ルフナ大による合同調査で6.93m~9.26mの浸水高、遡上高)と

* 正会員 修(工) 五洋建設(株)技術研究所

** 正会員 Ph.D. 五洋建設(株)技術研究所

*** 正会員 博(工) 五洋建設(株)技術研究所

も整合するものである。

③ 汀線位置および陸上標高の確認

防波堤間の汀線位置および周辺地盤の標高を測量した。なお、測量時の潮位はほぼ0mであったので、潮位による汀線の移動は無視した。図-2に津波前後における汀線位置の変化を示す。副堤と旧副堤間での汀線位置が70m後退しており、津波による海岸線の侵食があったことがわかる。

④ 港内土砂フラッシュ箇所付近の水深測定

主堤と旧副堤間に明瞭な土砂フラッシュがあったことから、港内全体でも大規模な土砂移動があったことが予想される。そこで、本調査では特に防波堤被覆石法尻付近の局所洗掘に着目して、図-2に示す通り主防波堤沿いに測線を設定し、深浅測量を実施した。

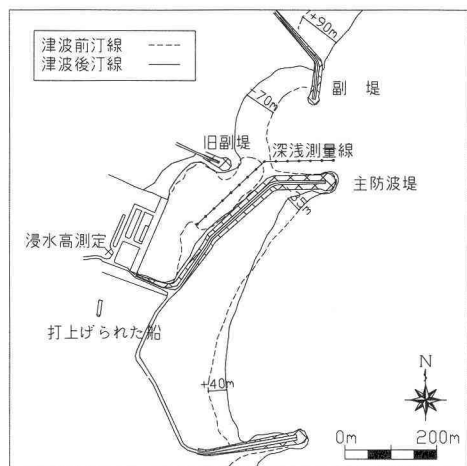


図-2 汀線変化と測量位置

3. 数値モデルによる地形変化の再現

津波による地形変化をある程度の精度で再現した研究としては、藤井ら（1998）および高橋ら（1999）があり、いずれも浮遊砂を考慮したフラックスモデルを用いている。また、いずれの研究でもチリ津波来襲時の気仙沼湾の地形変化を対象に検討しているが、検討範囲全体の堆積侵食量比の評価にとどまっており、汀線変化などの詳細な地形変化の検討は行っていない。

前述したように、インド洋大津波来襲時のキリンダ漁港では大きな汀線変化が生じた。本研究では、非線形長波の遡上計算に海底勾配の効果を考慮したフラックスモデルを導入して、津波による汀線の後退や陸上域のフラッシュ現象の再現を試みる。

再現計算では、まず被害調査と整合する津波浸水計算を行い、この計算から得られた水位と線流量を外側境界条件として土砂移動モデルによる地形計算をおこなった。

（1）津波の浸水計算

津波の数値計算は次の手順で行った。震源モデルは東北大学による Model-3 を用い、地震による初期地盤変位を *Mansinha & Smylie* による方法で計算した。大洋上の津波伝播計算は計算領域を広領域から狭領域へ格子サイズを変化させながら接続し、キリンダ周辺では最小12.5m格子にて港湾地形を表現した。広領域の計算では線形長波式を基礎式とし、陸域を完全反射境界とした。狭領域の計算では非線形長波式を基礎式とし、陸上では小谷ら（1998）の方法による遡上計算を行った。なお、潮位はゴール地点9時における水位+0.20mと同じとして計算した。数値計算では、各領域において水位と線流量を空間的・時間的に半格子ずらすスタッガードリーブプロック法を用いた。図-3に計算領域と数値解析手法を示す。

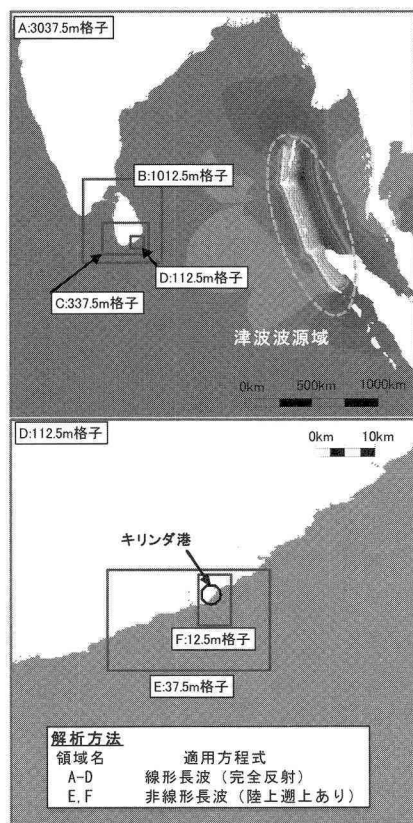


図-3 計算領域・解析方法

（2）地形変化予測モデルの概要

津波のように大規模で周期が長い外力条件下では、水位変動と水深変化が同じ時間スケールで発生することが予想されるため、地形変化計算を実施した狭領域（図-3領域F）では、次の連続式を用いて水深 h の変化を考慮した。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial U(h+\eta)}{\partial x} - \frac{\partial V(h+\eta)}{\partial y} - \frac{\partial h}{\partial t} \dots (1)$$

ここで, x, y はそれぞれ岸沖, 沿岸方向の座標軸, U, V は x, y 方向の断面平均流速である. さらに, 計算された断面平均流速から, 後述の方法で掃流砂フラックス $\bar{q}_{SB}$, 底面からの土砂の巻き上げフラックス p を算定し, これらの漂砂量フラックスと浮遊砂の沈降フラックスの収支から, 以下の連続式を用いて水深変化量を算定した.

$$(1-n)\frac{\partial h}{\partial t} = -(1-n)\nabla \bar{q}_{SB} - p + w_f C_b \dots (2)$$

ここで, n は底質砂の空隙率, $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$, w_f は底質粒子の沈降速度, C_b は後述で定義する底面付近の浮遊砂濃度である.

a) 底面剪断応力の算定

掃流砂量や底質の巻き上げ率を算定するために, まず, 流れによる底面剪断応力 τ_b を算定する. 底面剪断応力は, 鉛直方向に線形増加する渦動粘性係数 ν_t ,

$$\nu_t = \kappa u_{*b} z \dots (3)$$

に基づく平均流れの対数分布則を用いて次式で定義する.

$$\sqrt{|\tau_b|/\rho} = u_{*b} = \kappa |\bar{U}| / (\ln(h/z_0) - 1) \dots (4)$$

ここで, ρ : 流体密度, u_{*b} : 底面剪断流速, κ : カルマン定数 ($=0.4$), z_0 : 粗度高さ ($=k_N/30$), k_N : Nikuradse の相当粗度である. 相当粗度 k_N は底質が移動しない条件では底質の粒径 d で代表されるが, 津波来襲時に卓越することが予想されるシートフロー条件では k_N が粒径 d よりも大きくなることが予想される (小林ら, 1996). 本研究では, 以下の Herrmann (2004) の実験式を用いてシートフロー条件での相当粗度を算定する.

$$k_N = 2d + 4.5(\Psi - \Psi_{cr})d \quad (\Psi \geq \Psi_{cr}) \dots (5)$$

ここで Ψ は次式で定義されるシールズ数であり,

$$\Psi = u_{*b}^2 / \{(\rho_s - \rho)gd\} \dots (6)$$

Ψ_{cr} は底質移動限界時の限界シールズ数, ρ_s は底質粒子の密度である.

b) 掃流砂量の算定

底面剪断応力に伴う掃流砂量は, Madsen (1991) の物理的メカニズムに基づく掃流砂モデルに, 底面勾配による影響を考慮した次式で算定する (Tajima, 2004).

$$q_{SB}(t) = \frac{8(|\tau_b| - \tau_{cr,\beta})}{(\rho_s/\rho - 1)\rho^{3/2}g} \frac{(\sqrt{|\tau_b|} - \alpha_\beta \sqrt{\tau_{cr,\beta}})}{\cos \beta (\tan \beta + \tan \phi_m)} \frac{\tau_b}{|\tau_b|} \dots (7)$$

ここで, β は流下方向の海底勾配, $\tan \phi_m$ は底質粒子の動摩擦角, $\tau_{cr,\beta}$ は海底勾配の影響を考慮した移動限界剪断応力, α_β は海底勾配による補正係数である. 式 (7) は $\beta = 0$ とした条件では一般的に用いられる Meyer Peter-Muller の掃流砂量算定式と良く一致する (Mad-

sen, 1991). 上式では流下方向の海底の下り斜面勾配 β が動摩擦角 ϕ_m ($\approx 30^\circ$) に近づくと無限大となり, 逆に登り斜面勾配が 90° に近づくとゼロに漸近する. 本モデルのように海底勾配の影響を考慮したモデルを用いることによって, 津波の引き波時に形成される水みちへの土砂の落ち込みなどが, 妥当に再現されることが期待できる.

c) 浮遊砂濃度の算定

水中に巻き上げられた浮遊砂の水深平均濃度 C は, 鉛直積分した次の移流拡散方程式で算定する.

$$\frac{\partial Ch}{\partial t} + U \frac{\partial Ch}{\partial x} + V \frac{\partial Ch}{\partial y} = p - w_f C_b + \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon h \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon h \frac{\partial C}{\partial y} \right) \dots (8)$$

ここで渦動拡散係数 ε の定義についてはまだ課題が残るものの, 等方性乱流を想定して式 (3) で定義した渦動粘性係数の水深平均値となる $\varepsilon = \kappa u_{*b} h / 2$ で与えた. 巻き上げ率 p は, 底面高さ $z_a = 7d$ における定常流条件下での平均浮遊砂濃度の実験式 (Herrmann, 2004) を基に, 定常状態では浮遊砂の沈降フラックスが巻き上げ率とバランスしていると仮定して導いた次式で定義した.

$$p = 0.0022 w_f (\tau_b / \tau_{cr,\beta} - 1) \dots (9)$$

最後に底面付近における浮遊砂濃度 C_b は, 上述の水深平均濃度 C から以下の要領で逆算する. まず, 鉛直一次元の拡散方程式に渦動拡散モデルを導入し, 浮遊砂濃度の鉛直分布を C_b の関数として表す. 次に得られた浮遊砂濃度の鉛直分布を水深方向に平均して C を求め, 式を変形して C_b を C の関数として再整理する. たとえば, 渦動拡散係数 ν_s を $\nu_s = \nu_t$ として式 (3) を用いれば, 底面付近における浮遊砂濃度 C_b は次式で表される.

$$C_b = \frac{C(1-m)(h-z_b)}{h(z_b/h)^{-m} - z_b} \dots (10)$$

ここで $m = w_f / \kappa u_{*b}$ である. 一方, 水深方向に一樣な渦動拡散係数として, たとえば $\nu_s = \kappa u_{*b} h / 2$ を用いれば, C_b は次式で表される.

$$C_b = \frac{Ch w_f / \nu_s}{1 - \exp(-w_f(h-z_b)/\nu_s)} \dots (11)$$

本研究では, 津波遡上時のように大規模な外力条件下では激しい乱れが発生していると考え, 海底近くでも比較的大きな拡散係数を与える式 (11) を用いて C_b を算定した.

(3) モデルの検証

構築したモデルの妥当性を検証するために, 藤井ら (1998) の狭窄部を有する開水路での移動床実験にモデルを適用した. 図-4 に開水路の平面図と, 実験後の水深変化量の計算値を実測値と比較する. 図に見られるように, モデルでは狭窄部周辺での侵食量とその背後にお

ける堆積量を妥当に再現できている。再現計算では、実験結果に対する合わせ込みを一切行っておらず、より一般的な条件でのモデルの妥当性が期待できる。

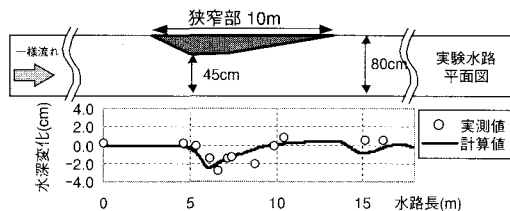


図-4 開水路実験模型と水深変化量検証結果

4. 再現計算結果

(1) 津波の浸水計算

浸水計算は地震発生後、240分間に渡って行った。数値計算では地震発生後およそ134分 (Local Time 9:13) にキリンダ港周辺での津波第1波の水位が最大となった。キリンダにおける実際の第1波到達時刻は不明だが、その25 km 西南西に位置するハンバントータでは9時22分に第1波が到達しており、計算結果とほぼ一致する。また、第1波は南東より来襲しており、主防波堤を乗り越えている。こうした越波により防波堤の被覆石や天端が被災したことが予想される。図-5にキリンダ周辺の計算浸水領域を示す。計算では最大7.6 mの高さまで浸水しており、浸水高調査地点 (図-5 地点 a) では水位が7.4 mとなった。浸水高8.35 mであった調査結果より若干小さい値ではあるが、水位の補正などの合わせ込みも行っていないことを勘案すれば妥当な計算結果であると考えられる。

(2) 地形変化計算

図-6に津波来襲時におけるキリンダ港周辺での断面平均流速の平面分布を示す。図の(a)は当該地点に津波第1波が到達して遡上を開始した押波時の流況を示し、(b)には地震発生から137分後の第一波の引波時におけ

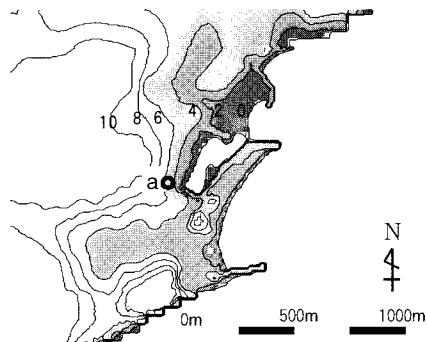


図-5 キリンダ周辺の計算浸水領域

る流況場を示す。副堤と旧副堤の間の円弧状海浜では、押波時に岸に向かう流速ベクトルが等深線と直交するように屈折して広がり、結果として流速がやや低減している。これに対して、引波時には主防波堤と副防波堤の間や侵食に伴い形成された水みちに流れが集中し、流速が増大している。図中の濃淡は浮遊砂濃度を表すが、浮遊砂濃度は押波時よりも引波時の方が大きくなった。以上より、侵食により失われた土砂の多くは引波によって沖側に運ばれたことが予想される。

図-7には、旧副堤と主防波堤の間で、津波来襲前には陸上だった地点 (図-6 地点 b) での、水位や流速、浮遊砂濃度、水深の時間変化 (計算値) を示す。図に見られるように、第一波の押波時には比較的大きな流速に伴い底質砂が巻き上げられて浮遊砂濃度が増大し、1 m程度の侵食が見られた。続く引波時には、水深が押波時よりも深くなっているにも関わらず大きな冲向き流速が卓越した。海底勾配が流下方向にくだり斜面となっていることもあり、水深変化は引波時の方が大きくなった。第2波以降の来襲波では、押波時にはほとんど水深変化が起らず、顕著な水深変化は引波時にのみ見られた。

港内深浅測量線上 (図-2) の縦断地形変化の実測値と計算値を図-8に比較する。さらに図-9には、地震発生から240分後のキリンダ漁港周辺の侵食堆積分布の平面図を示す。また図-9には地震発生前後の汀線の実測値と計算値との比較も示した。図-8より、第一波の押波

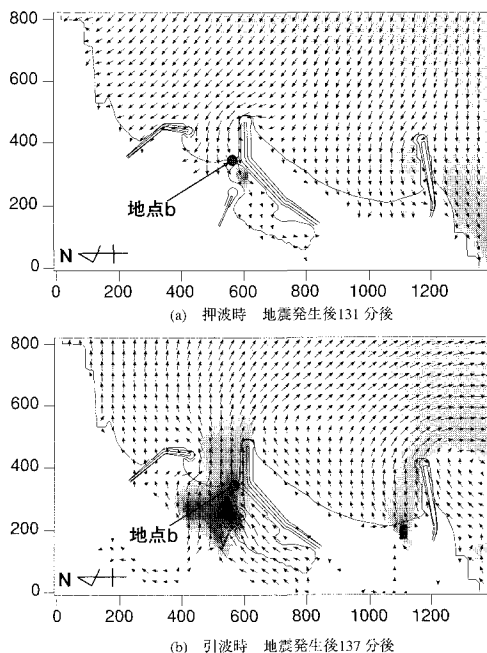


図-6 流速・浮遊砂濃度

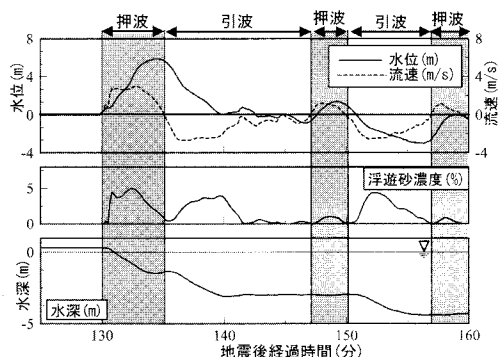


図-7 地点Aでの水位、流速、浮遊砂濃度、水深の時間変化

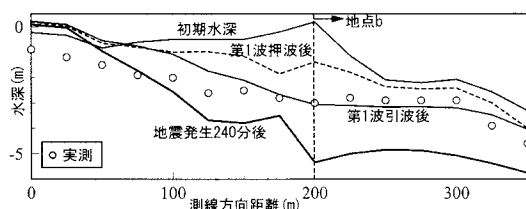


図-8 縦断地形変化

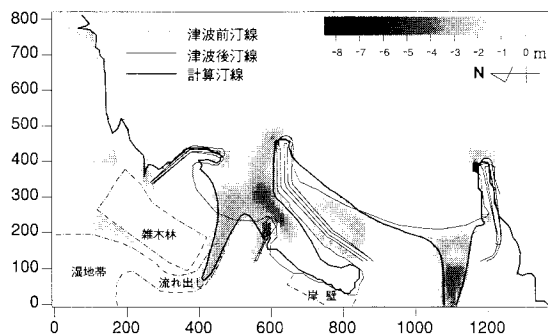


図-9 侵食堆積分布図

によって、地点b(測線方向距離200m付近の陸上域)が局所的にフラッシュされ、続く引波時には全測線上で大規模な侵食が起きている。実測値でも地点b付近で最も大きな侵食が見られ、防波堤間狭窄部での遡上波による土砂フラッシュと引波時の構造物に沿った冲向流速に伴う洗掘が原因であったことが予想される。また、旧副堤の北側(図-9左側)では、津波来襲後の汀線が鋭角に後退しており、この領域で流線に沿った水みちが形成されて侵食が促進されている。現地調査結果では、このような鋭角な汀線後退は見られなかったものの、計算上で水みちが形成された範囲の一部は、雑木林背後の湿地帯から海への流れ出し下流域と重なっており、被災直後にはこのような水みちが形成されていたことが予想さ

れる。また、図-8で縦断地形を比較した測線上における津波来襲後の水深変化量は、計算値では実測値の約2倍となったが、これは、現地観測を実施したのが津波来襲の約1ヶ月後であり、急峻な水みち地形が平常波浪によって埋め戻されたことなど、様々な要因が考えられる。

また図には示さなかったが、浮遊砂の拡散係数が水底からの距離に比例する式(10)で C_b を算定した場合は、地点bでの侵食後水深が約-2mとなり、図-8に示した侵食量の約4割程度となった。以上より、津波による地形変化では浮遊砂の移動による影響が大きく、津波来襲時における最適な拡散係数モデルの構築が今後の課題となる。しかしながら、剪断応力に基づく一般的な漂砂量算定手法を用いた地形変化の再現計算で、特にモデルの合わせ込みをすることなく津波に伴う大規模侵食がほぼ妥当に再現できたことから、本モデルの津波被害予測への適用性が期待できる。

5. おわりに

2004年12月に発生したインド洋大津波において、スリランカ・キリンダ港における被災状況調査を行った。キリンダ漁港では、港内に堆積していた土砂が津波により一掃され、特に主防波堤と旧副堤の間の狭領域では、大規模な侵食が観測された。一般的な剪断応力に伴う漂砂量算定モデルによる地形変化の再現計算を行ったところ、このような大規模侵食は、引波時に構造物周辺で卓越する強い冲向流れで説明し得ることがわかった。

参考文献

- 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫(1998): GISを利用した津波遡上計算と被害予測, 海工論文集, 第45巻, pp. 356-360.
- 小林昭男・織田幸伸・東江隆夫・高尾誠・藤井直樹(1996): 津波による砂移動に関する研究, 海工論文集, 第43巻, pp. 691-695.
- 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔(1999): 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, 海工論文集, 第46巻, pp. 606-610.
- 藤井直樹・大森政則・高尾誠・金山進・大谷英夫(1998): 津波による海底地形変化に関する研究, 海工論文集, 第45巻, pp. 376-380.
- Herrmann, J. M. (2004): Effect of stratification due to suspended sediment on velocity and concentration distribution in turbulent flows, Master's thesis in Massachusetts Institute of Technology, 152p.
- Madsen, O. S. (1991): Mechanics of cohesionless sediment transport in coastal waters, Proceedings Coastal Sediments '91, ASCE, Vol.1, pp. 15-27.
- Tajima, Y. (2004): Waves, currents, and sediment transport in the surf zone along long, straight beaches, Doctoral thesis in Massachusetts Institute of Technology, 313p.