

津波により形成される岸沖断面地形の時空間変動と波数スペクトル特性

Time-Space Variations and Spectral Evolutions of Sandy Beach Profiles under Tsunami

辻本剛三¹・山田文彦²・赤田真利³・柿木哲哉⁴・宇野宏司⁵

Gozo TSUJIMOTO, Fumihiko YAMADA, Masatoshi AKADA
Tetsuya KAKINOKI and Kohji UNO

Two laboratory experiments have been conducted to examine the time-space variations and spectral evolutions of sandy beach profiles under tsunami. The beach was exposed to only positive solitary waves. The profile changes were measured with changing the still water depth. Then, the beach recovery and non-recovery processes were examined by exposing to the solitary waves in combination with three kinds of regular waves. Under depositional regular wave conditions, the beach recovery processes under tsunami were achieved within thirty minutes. Under erosional wave conditions, however, the beach recovery process was not observed. This is partly because the solitary wave does not break in the offshore bar crest but does near the shoreline.

1. はじめに

2004年12月26日に発生したスマトラ沖地震に伴う大津波は多大なる被害をもたらした事は記憶に新しい。土木学会(2005)の水工学委員会や海岸工学委員会による現地調査が実施され、調査結果が報告されている。津波による被災として防波堤の転倒や係留船舶の漂流、陸域への遡上に伴う浸水等などがある。一方、津波による大規模な底質の移動は、河口域においては護岸基礎の洗掘による天端高さの低下や崩壊による越水を発生させ、また、河口閉塞により河川水の流下が阻害され、新たな浸水被害リスクの増大が懸念される。

津波による底質の移動機構に関しては、菅原ら(2003)の津波堆積物の観点からの研究がある。また、津波による地形変化に関しては、Kobayashi・Lawrence(2004)が砕波を伴う孤立波を用いて岸沖方向断面の地形変化に関する実験を行った。この研究ではスマトラ沖地震でも引き波からの津波が観測されたように、押し波(正津波)と引き波(負津波)の違いによる海浜断面形状の比較を行い、負津波は正津波の半分程度の地形変化量であったことを示している。しかし、風波による海浜変形に比較して、津波による海浜変形の検証データは現地調査・室内実験とも不足しているのが現状であり、津波による海浜地形変化予測手法は確立されていない。

最近、スマトラ沖地震の津波による地形変化に関する各国の調査から、タイのKhao Lak地域等では津波によ

り消失・変形した海浜が1ヶ月程度で回復したことが報告されている(Dalrymple・Kriebel, 2005)。しかし、津波により変形した海浜がどのような時空間変動を経て、回復過程に至ったかは不明である。また、津波で消失・変形したすべての海浜で地形の回復が見られたわけではなく、地形の可逆・不可逆変化を示す地形の安定性についても未解明な部分が多い。

従来、外力変化に伴う岸沖断面地形の時空間変動特性を調べるひとつの方法として、波数スペクトルを用いた解析がある。Hino(1968)は、一様流中に生じる安定した砂漣形状の波数スペクトルの平衡領域について次元考察を行い、波数の-3乗則を導いた。Pelletier(1999)は地球上の地形形状の波数スペクトル平衡領域について検討し、波数の-2乗に比例する事を示した。Bell(1975)は海底地形の波数スペクトルの平衡領域では波数の-2乗、Briggs(1989)は現地の砂漣形状の波数スペクトル平衡領域は-1.5~3乗、Yamadaら(2007)も有明海の御興来海岸のSand Barの波数スペクトルの勾配が-2.6乗であることを報告している。これらより、安定状態にある場合(非可逆過程)、地形の波数スペクトルは平衡領域で波数の-3乗則が成立し、安定状態が成立しない場合(可逆過程)、波数の-2乗則に近づくものと考えることができる。地形の波数スペクトル平衡領域の勾配を調べることで、地形の安定性や回復過程の評価が可能になれば、復旧対策等を策定する際の目安にもなることを示唆している。

そこで、本研究は、津波による地形変化およびその後の回復過程等に関して移動床を用いた室内実験を行った。本実験では、孤立波を津波として、また、規則波を風波・うねりとして取り扱い、波浪等の外力条件の変化に伴う岸沖断面の時空間変動とその波数スペクトルの平衡領域での勾配の時間変化等について検討を行った。

1 フェロー 工博 神戸市立高専都市工学科教授
2 正 会 員 博(工) 熊本大学大学院自然科学研究科准教授
3 JR 貨物 (元神戸市立高専都市工学科)
4 正 会 員 博(工) 神戸市立高専都市工学科准教授
5 正 会 員 博(工) 神戸市立高専都市工学科講師

2. 実験

実験は長さ 18 m, 幅 0.6 m, 高さ 0.8 m の 2 次元造波水路を用いた。水路の岸側に中央粒径 0.5 mm の底質を用いて長さ 5 m の 1/10 勾配の斜面を設置した。ピストン型の造波板装置を用いて孤立波を発生させた。水平床に波高計を設置し、入射波の波高, 周期を計測した。

(1) 実験① (孤立波のみを作用させた実験)

押し波と引き波では海浜断面形状に及ぼす影響が異なるが, 前者の方が海浜地形に及ぼす影響が大きいため押し波のみを対象とした。スマトラ沖地震時の津波の実測結果 (Dalrymple・Kriebel, 2005) 等によると, 地震発生時には複数回の津波が押し寄せるため, 本研究では一様斜面上に孤立波を 6 回作用させた。水路の中心線と中心線を挟んで ± 20 cm の 3 測線を岸側は波の最遡上点から, 沖側は移動限界水深までを岸沖方向に 2 cm 間隔で, 1 波毎に地形変化をレーザー距離計で計測した。レーザー距離計の精度は ± 1.5 mm である。水深は 20, 30, 40 cm の 3 種類とし, 以後, ケース S-1, S-2, S-3 と称する。

(2) 実験② (規則波と孤立波を交互に作用させた実験)

前述のように, 既存の海浜地形に津波が作用し, その後の通常の波浪による海浜地形の変化機構についての議論はなされていない。一般に, 海浜断面形状は波浪・底質・斜面勾配によって, 堆積型・中間型・侵食型の 3 タイプに分類できる (Sunamura・Horikawa, 1974)。実験②では, それぞれ 3 タイプの海浜断面形状を初期地形として使用した。用いた規則波の条件を表-1 に示す。ケース W-1 は一様斜面上に堆積型波を 30 分作用させた後, 孤立波を 6 波作用させ, その後再び, 堆積型波を 30 分作用させたものであり, 中間型波 (W-2), 侵食型波 (W-3) も堆積型波と同じ方法であるが, 1 回の作用時間を 15 分とした。また, 孤立波が作用しない場合の地形変化を調べるため, 堆積型波と中間型波を一様斜面上にそれぞれ連続して 60 分と 30 分作用させた。さらに, 潮位の影響を調べるため, 中間型, 侵食型地形において低潮位時に孤立波を作用させた。なお, 表中の C_s 値については後述する。

表-1 実験②で用いた規則波の条件

ケース	波高 (cm)	水深 (cm)	周期 (秒)	C_s	タイプ
W-1	4.4	30	1.2	3.2	堆積型
W-2	8.4	30	1.0	6.8	中間型
W-3	12.5	30	1.1	9.6	侵食型

3. 実験結果

(1) 実験 ①

図-1 は, 6 地点で計測したケース S-1 の水位の時系

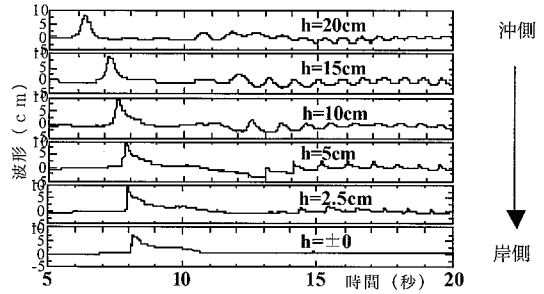


図-1 各地点での波形

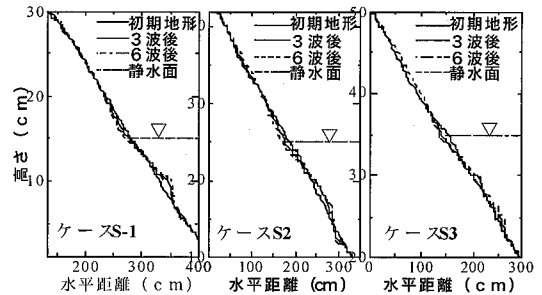


図-2 孤立波により形成される岸沖断面

列である。孤立波の後方に微小な波が発生しているが, この波による顕著な底質の移動は生じていない。孤立波は汀線に近づくにつれて段波状の波形になっている。

図-2 に初期汀線の位置を基準にして各ケースの岸沖断面形状を示す。孤立波は汀線近傍で巻き波砕波で崩れ, 乱れ等の作用により底面が侵食され, 侵食された底質は波の遡上に伴い陸域に運ばれその一部が堆積する。戻り流れにより汀線近傍ではさらに侵食され, 汀線よりやや沖側まで底質が移動しバーが形成される。

実験より孤立波による断面形状は, 遡上域での堆積, 汀線付近から岸側にかけての侵食, 汀線付近から沖側にかけての堆積である事がわかった。本実験の S-1, S-2 は S-3 比較して, 遡上域での底質の堆積がなかった。また, Kobayashi・Lawrence (2004) の実験 (以下, ケース K-1 と表記) も本実験の S-1, S-2 と同様に遡上域での底質の堆積がない結果となっている。

(2) 実験 ②

ケース W-1 の結果を図-3 に示す。a) 図より, 堆積波の初期作用時間が 30 分と短いため (堆積波 (1)), 沖側のバー形成は顕著ではないが, 汀線上部でのバーの成長に伴い, 汀線の伸長が見られる ($x=180 \sim 200$ cm)。孤立波の作用後は, 岸側のバーは遡上流れにより 1 波で消滅するが, 沖側のバーの変化は緩やかである。バー沖側のトロフの部分 ($x=260$ cm) では埋め戻しがあり, その変化が早い事がわかる。孤立波 6 波後の地形は図-2 の S-1 や S-2 に類似しているが, 堆積型波では

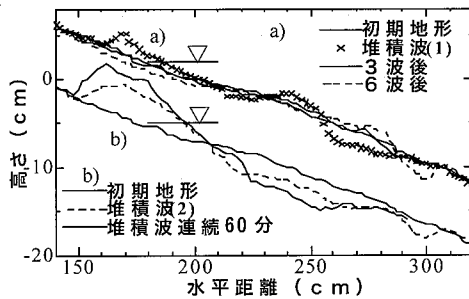


図-3 堆積波と孤立波による岸沖断面地形

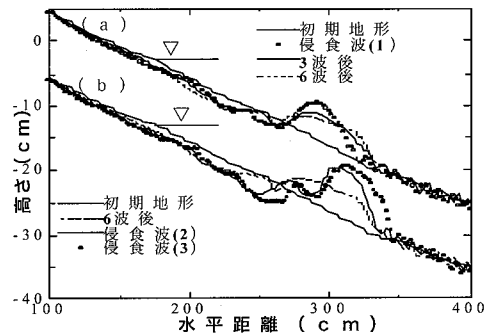


図-5 侵食波と孤立波による岸沖断面地形

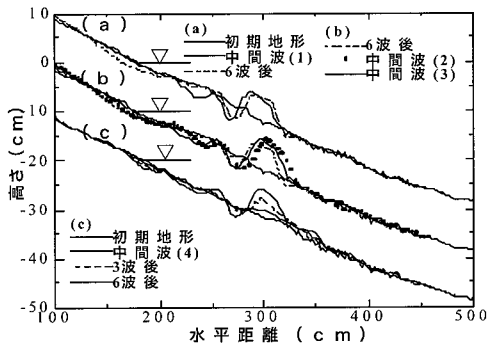


図-4 中間波と孤立波による岸沖断面地形

移動しなかった沖側 ($x=290 \sim 300$ cm) に新たなトロフが形成されている。バームの影響で陸域への遡上が低減するために、遡上域での底質の堆積は見られない。なお、スマトラ沖地震による津波においても背後の砂丘や DUNE により津波の遡上が低減された報告がある。孤立波の 6 波作用後は、元の堆積型地形がほぼ消滅している。その後、b) 図より、新たに 30 分間堆積型波を作用させると (堆積波 (2))、前半 30 分の堆積波 (1) で形成されたバームよりも大きなバームが形成され、沖側の侵食部も拡大している。

また、一様勾配から堆積型波を連続 60 分作用させた時の地形と最終地形とを比較すると、孤立波の作用を受けない方がバームの規模が大きくなるが、作用時間を考慮すると孤立波により消失した堆積地形の回復時間がきわめて短いことがわかる。

図-4 はケース W-2 の結果を示している。a) 図より、初期地形に中間波を 15 分作用 (中間波 (1)) させるとバーとトロフが形成され、汀線は後退し、やや侵食型に近い中間型である。孤立波は沖側バー地形の影響を受けることなく進行し、汀線近傍で碎波し遡上する。そのためにトロフの ($x=260$ cm) 埋め戻しはなく、バー地形もほとんど変化しない。汀線近傍では孤立波の碎波により底面が侵食され、それに伴いトロフ岸側の窪みの ($x=210$ cm) 埋め戻しは、孤立波 1 波目から生じてい

る。b) 図は、その後 15 分間の中間波の作用 (中間波 (2)) により、バーは沖側に移動し発達している。また、一様勾配から中間波を連続して 30 分作用 (中間波 (3)) させた地形と中間波 (2) まですで得られた地形とを比較すると、バーの沖側への移動が遅くなっているが、バーの規模はそれほど変化していない。このように中間型地形に孤立波が作用しても地形の変化が見られなかったので、(c) 図では潮位の変化を想定し、中間波を 30 分作用させた地形 (中間波 (4)) にケース S-1 の孤立波を作用させた。バーが汀線上に露出した状態であったため、孤立波の作用に伴いバーが平滑化され、トロフ ($x=260$ cm) の埋め戻しが生じている。

図-4 より、沖側バーは潮位変化が無い条件では、地形形状の変化がほとんど見られなかったため、侵食型波では低潮位での地形変化に着目した。図-5 にケース W-3 の結果を示す。a) 図は侵食波を 15 分作用後 (侵食波 (1))、ケース S-1 の孤立波を 6 波作用させた。3 波程度ではバーは平滑化されず、バー岸側の侵食部の埋め戻しも遅い。その後の孤立波の作用によりバーは平滑化され ($x=250 \sim 310$ cm)、遡上域も侵食が促進される。b) 図は、孤立波 6 波後の地形に侵食波を 15 分間 (侵食波 (2))・30 分間 (侵食波 (3)) 作用させた。途中の 15 分で沖側にバーの回復が見られ、トロフの形成 ($x=260$ cm) が見られる。さらに 15 分後、バーは成長し、沖側に移動していることがわかる。

4. 考 察

海浜断面形状は Sunamura・Horikawa (1974) により (1) 式で堆積型・中間型・侵食型に分類できる。

$$\frac{H_0}{L_0} = C_s (\tan \beta)^{-0.27} \left(\frac{d}{L_0} \right)^{0.67} \dots \dots \dots (1)$$

ここで H_0/L_0 : 沖波波形勾配, C_s : 無次元係数, $\tan \beta$: 初期海底勾配, d : 底質粒径である。堆積型 ($C_s < 4$) は汀線が前進しバームが形成され、中間型 ($4 < C_s < 8$) は汀線の変化は小さいが、汀線付近や沖側に底

表-2 孤立波による地形分類

ケース	波高(cm)	水深(cm)	周期(s)	C_s	タイプ
S-1	10.9	20	0.82	9.3	侵食型
S-2	10.8	30	0.98	8.3	侵食型
S-3	8.2	40	1.16	5.6	中間型
K-1	21.6	80	2.5	16.8	侵食型

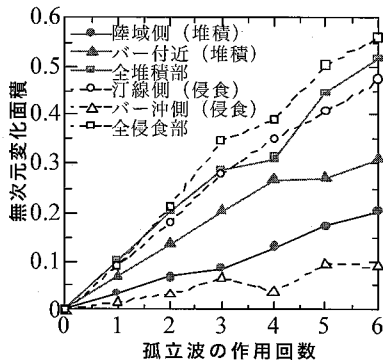


図-6 地形変化量と波の作用回数

質が堆積する。侵食型 $8 < C_s$ は汀線が後退し、バーやトロフが沖側に形成される。

孤立波による海浜断面形状の分類に関する研究は存在しないが、ケース S-1, S-2, K-1 は侵食型、S-3 は中間型に類似しているため、式 (1) を用いて検討を行った。その際に孤立波の周期は Kobayashi・Lawrence (2004) に倣って決定した。また、沖波波高は水平床での実験結果を用いた。結果を表-2 に示す。

K-1 は斜面勾配 1/12、底質粒径 0.18 mm であり、本研究と比べて極めて粒径が小さいため、 C_s の値が大きい。 C_s の値が増加するに連れて中間型から侵食型に移り、通常の波浪による結果と同じ傾向である。式 (1) で孤立波による地形分類が可能であるが、堆積型地形の形成が見られなかったため、 C_s の値に関してはデータの蓄積等が必要である。

次に、孤立波による地形変化量を Kobayashi・Lawrence (2004) と同様に波高の 2 乗で無次元化し、波の作用数との関係を図-6 に示した。侵食部と堆積部の収支に誤差は見られるが、バー沖側に形成された砂連の影響であると思われる。汀線近傍で侵食された底質の 6 割が沖側バーの形成への寄与、4 割が陸域への堆積である。沖側バーへの堆積率が孤立波の作用と共に減少しているが、陸域側はほぼ一定堆積率である。また、場所によって変化率は異なるが、およそ $(0.08 \sim 0.1) H^2$ のオーダーであり、Kobayashi・Lawrence (2004) の $0.7 H^2$ と比較して、1 オーダー小さい。

この要因を両実験におけるシールズ数のスケールから検討する。孤立波の水平流速の振幅は近似的には式 (2) で与えられる。

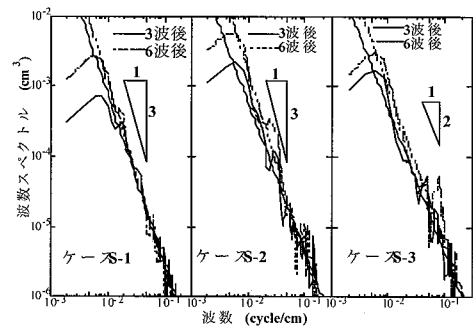


図-7 孤立波による地形のスペクトル

表-3 図-7 のスペクトルの勾配

ケース	3 波後	6 波後
S-1	- 2.35	- 2.63
S-2	- 2.12	- 2.61
S-3	- 2.08	- 2.23

$$u = \sqrt{gH^2/h} \dots \dots \dots (2)$$

一方、底質の移動に重要であるシールズ数 ϕ は摩擦係数 f とすると (3) 式で与えられる。

$$\phi = \frac{f u^2}{2 s g d} \dots \dots \dots (3)$$

ここで、 s : 底質の水中比重、 d : 底質粒径である。本実験の波高は Kobayashi・Lawrence (2004) の半分であり、底質粒径は約 3 倍である。両者の摩擦係数のオーダーが変わらないとすると、(2), (3) より、本実験でのシールズ数は Kobayashi・Lawrence (2004) の約 1/4 と小さい。

図-7 は図-2 の岸沖断面地形を用いて算出した波数スペクトルを示す。なお、波数スペクトルは最大エントロピー法および高速フーリエ変換の 2 つの方法で算出したが、両者に大きな相違は見られなかったため、今回は高速フーリエ変換を用いた結果のみを示す。図中の直線は波数スペクトルの平衡領域に対して、最小自乗法により決定した。表-3 に平衡領域の波数スペクトルの勾配を示す。図より、孤立波の作用回数が増すに連れて -3 乗則に近づく傾向が見られる。ケース S-1, S-2 は S-3 と比較してその勾配が大きく、第 2 ピークも低周波側に見られる。

図-8 は表-1 の規則波を作用させた時の地形をスペクトル解析した結果である。堆積型と侵食型地形の勾配は“-3.2”と“-3.1”のほぼ平衡状態に近い勾配であり、中間型“-2.7”は前者と比較するとやや勾配が緩い。孤立波や規則波で形成された地形の遷移過程をスペクトルから議論した例は極めて少なく(例えば、Davis ら, 2004)、波作用時間とも関連するため、中間型地形が堆積型、侵食型地形に遷移する過程に見られる途中形状が

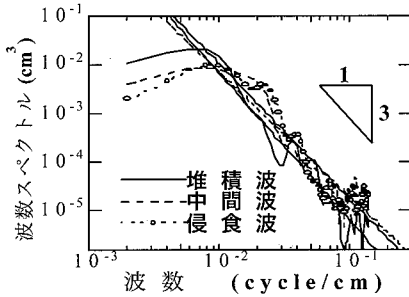


図-8 規則波による地形のスペクトル

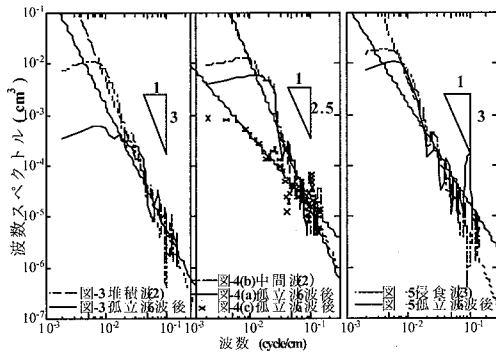


図-9 孤立波と規則波による地形のスペクトル

表-4 図-9のスペクトルの勾配

ケース	規則波	S-2	S-1	規則波
堆積型	-3.2	-2.54		-3.03
中間型	-2.7	-2.76	-1.35	-2.58
侵食型	-3.1		-2.07	-3.03

の検討が必要であるが、図-7, 8より中間型地形が他の形状と比較して平衡状態に達していない事が推測される。

孤立波による地形の回復状況をスペクトルから見るために図-9に図-3～5の規則波で形成された地形に孤立波が作用した時のスペクトルの結果と表-4にその勾配を示す。前述したように堆積型地形以外では、低潮位時の孤立波の作用がないと地形は影響されない。孤立波の作用を受けるとバーやバームが消失し、地形が平滑化される。それに伴いスペクトルの勾配が緩やかになるが、規則波の作用後はほぼ元の状態に戻ることが伺える。

5. まとめ

津波による海浜断面の変化に関して孤立波（押し波）を用いた室内実験を行った。底質条件、斜面勾配、波作用時間が限られた条件ではあるが次のような結論を得た。

①規則波での3タイプ（侵食・中間・堆積型）の岸沖断面地形に対して、孤立波では侵食型と中間型地形のみが形成されたが、規則波によるC_s値で分類が可能で

ある。

②孤立波による断面変化量は波高をHとすると1波当たり0.05H²から0.1H²程度であり、波の作用回数とは線形の関係にある。

③孤立波による地形の波数スペクトルは“-2.5乗”前後であり、規則波の地形に比べて動的安定性は低い。

④堆積型地形に孤立波が作用すると、汀線の沖側は容易にフラッシュされるが、その後の堆積型波によって回復する。その過程で波数スペクトルの勾配は-3乗程度から、-2.5乗に一旦穏やかになり、その後-3乗程度まで変化し、

⑤侵食型地形の場合は孤立波の作用後、その後の侵食型波よりバー高さの増大など侵食型地形が促進される

⑥波数スペクトルの平衡勾配で、外力の違いによる地形の安定性の評価が可能になる。

謝辞：本研究の一部は科学研究補助金基盤研究（C）（代表：辻本剛三，課題番号18560509）により行われた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 菅原正宏・大窪慈生・菅原大助・箕浦幸治・今村文彦(2003): 津波により一様斜面を移動する土砂および津波石に関する水理実験, 海岸工学論文集, 第50, pp. 266-270.
- 土木学会水工学委員会・海岸工学委員会(2005): 2004年12月インド洋大津波スリランカ被害調査報告書, 131p.
- Bell, T. (1975): Statistical features of sea-floor topography, Deep-Sea, Research, 22, pp. 883-892.
- Briggs, K. B. (1989): Micro topographical roughness of shallow-water continental shelves, IEEE J. Oceanic Engineering, Vol. 14, pp. 360-367.
- Dalrymple, R. A. and D. L. Kriebel (2005): Lesson in Engineering from the Tsunami in Thailand, Bridge, 35(2), pp. 4-13.
- Davis, J. P., D. J. Walker, T. Murray, and I. R. Young (2004): Wave-formed sediment ripples: Transient analysis of ripple spectral development, J. Geophysical Research, Vol. 109, C07020, doi: 10.1029/2004JC002307.
- Hino, M. (1968): equilibrium-range spectra of sand waves formed by flowing water, J. of Fluid Mechanics, 34, pp. 565-573.
- Kobayashi, N. and A. R. Lawrence (2004): Cross-shore sediment transport under breaking solitary waves, J. Geophysical Research, Vol. 109, C03047, pp. 1-13.
- Pelletier J. D. (1999): Self-organization and scaling relationships of evolving river networks, J. Geophysical Research, Vol. 104, pp. 7359-7375.
- Sunamura, T. and Horikawa, K. (1974): Two dimensional beach transformation due to waves, Proc. 14th Int. Conf. Coastal Eng., ASCE, pp. 920-938.
- Yamada, F., K. Uehara, T. Hokamura and T. Yamabe (2007): Morphology and seasonal evolution of intertidal multiple sand bars in low wave environment, J. of Coastal Res., SI, No. 50, pp. 978-984.