

茨城県青塚海岸における荒天時の底質粗粒化機構に関する研究

Short-term Sand Coarsening Process during a Storm at Aotsuka Beach

有働恵子¹・田辺博規²・真野 明³

Keiko UDO・Hironori TANABE・Akira MANO

Field observations of backshore morphology and sand grain size were conducted at the Aotsuka beach facing the Pacific Ocean in Japan, in order to investigate both wave and wind impacts on short-term backshore processes at a nourishment beach between headlands. The sand was coarsened notably only just after large waves during a storm in January 2005 in the seaward part of backshore; and then became finer in February. Sand coarsening and fining processes could be explained from calculation results of transport and depositional thresholds of sand grain size that the coarse sand was transported to the run-up area by large waves and then to the landward by strong landward winds. A new simple method using Hjulstrom diagram was developed to estimate the thresholds under both wave and wind action.

1. 緒言

近年, 海面上昇による汀線の後退と後浜への波のインパクト増大が危惧されている。汀線は, 波浪および潮位の影響を受けて数10m~数100mの変動を繰り返しており, 後浜変形はこの影響を受ける。荒天時に波が後浜まで遡上する場合には, その遡上域では漂砂によって地形および底質粒径が変化する(加藤ら, 1989; 宇多ら, 1989)。

波が及ばない領域の地形は飛砂によって変形し, 飛砂の限界摩擦速度および飛砂量は砂の粒径に依存することが報告されている(Bagnold, 1941; Dong, 2004)。前浜から後浜へ輸送される砂の粒径が後浜のそれと大幅に異なれば, 後浜変形はその影響を受ける。

著者はこれまで, 後浜における地形および底質粒径の時空間変化特性を調べるため, 茨城県の青塚海岸および波崎海岸において現地調査を行っている。青塚海岸の後浜の平均底質粒径は0.7mm程度で, 波崎海岸のそれ(0.2mm程度)と比べて大きい。2003年12月から2005年12月にかけての約1年間の短期調査結果より, いずれの海岸においても波の遡上に起因して後浜の底質粒径が粗くなることを見出し, また, 荒天時の高波により波の遡上域で粗粒化が生じる, 強い陸風により後浜に輸送される, ならびに弱風により波の遡上域に運ばれた粗細混合砂の細砂のみが輸送される, という3つのプロセスにより底質の粗粒化が生じることを定性的に示した(Udoら, 2006; Udo・Yamawaki, 2007; 有働, 2008)。粗粒化機構を定量的に解明するためには漂砂および飛砂による土砂輸送量の推定が必要とされるものの, 現時点においては漂砂

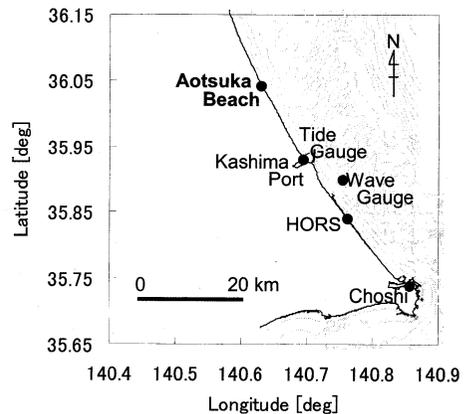


図-1 観測地の位置

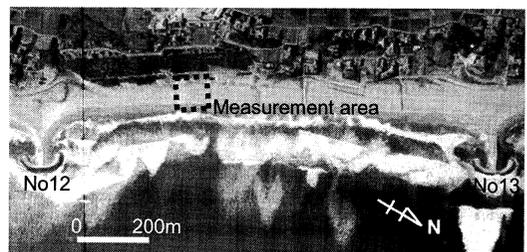


図-2 青塚海岸の航空写真(1996年茨城県土木部河川課撮影)

による碎波帯内の土砂輸送量の推定精度が極めて低いことから困難である。

本研究では, 移動限界および運搬限界粒径に注目し, これらの碎波帯から後浜にかけての岸沖分布を推定することにより, 顕著な底質の粗粒化が認められた青塚海岸における粒径変化機構を明らかにすることを目的とする。

2. 青塚海岸における後浜粗粒化特性

青塚海岸(36°2'33"N-140°37'50"E, 図-1)は侵食対

1 正会員 博(工) 東北大学助教 災害制御研究センター
2 前橋市役所
3 正会員 工博 東北大学教授 災害制御研究センター

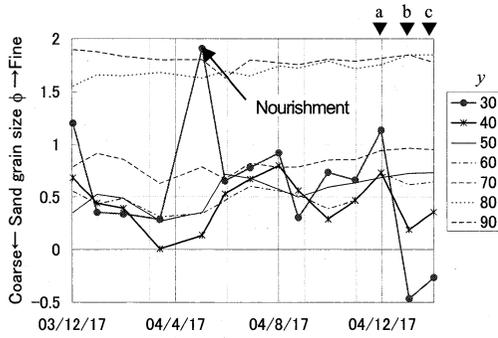


図-3 x=0m測線上における底質粒径の変化
a-c: 図-4 a-cの観測日

策として1980年代後半から1990年代にかけて建設されたヘッドランドNo12と13に挟まれ、養浜も施された砂浜幅100m、前浜勾配1/10程度の人工海岸である(図-2)。ヘッドランド建設以前侵食されていたものの、ヘッドランド建設後は比較的地形が安定している(宇多ら, 1995)。有働(2008)は2003年12月から2005年2月にかけて青塚海岸における後浜変形および底質粒径変化を調べた。2003年12月~2005年2月のx=0m測線上における底質粒径の変化を図-3に、2004年12月~2005年2月の底質中央粒径平面分布を図-4にそれぞれ示す。2003年12月から2004年12月にかけては変化が小さかったものの、2004年12月17日から2005年1月19日にかけてy=40mより海側の範囲で粒径が最大2.47mmとなる顕著な粗粒化が生じた後、2

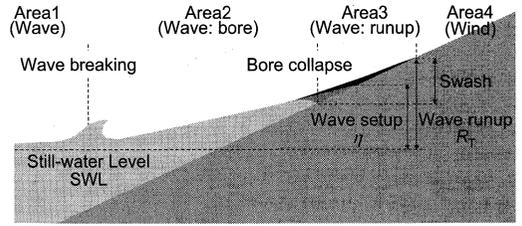


図-5 移動限界および運搬限界粒径の算定領域

月17日にかけて粗粒化領域は細粒化していた。一方でy=50~70m測線上の平均中央粒径については変化が小さかった。

3. 移動限界および運搬限界粒径の岸沖分布

顕著な底質粒径変化が生じた2004年12月から2005年2月の移動限界および運搬限界粒径の岸沖分布を推定し、底質の粗粒化および細粒化機構について議論する。

(1) 計算方法

表-1に示すデータを用いて、沖から最終碎波点(Area1)、碎波点からbore collapse地点(Area2)、bore collapse地点から波の遡上位置(Area3)、ならびに遡上位置より陸側(Area4)の4つの領域(図-5)に分け、Area2~Area4の領域において流速uを推定しHjulstrom図(1935, 図-6)より移動限界粒径 D_{Er} および運搬限界粒径 D_{Td} を算定した。移動限界粒径とは静止している砂がある平均流速に対して動き始める限界(最大)の粒径のことで、運搬限界粒径とは

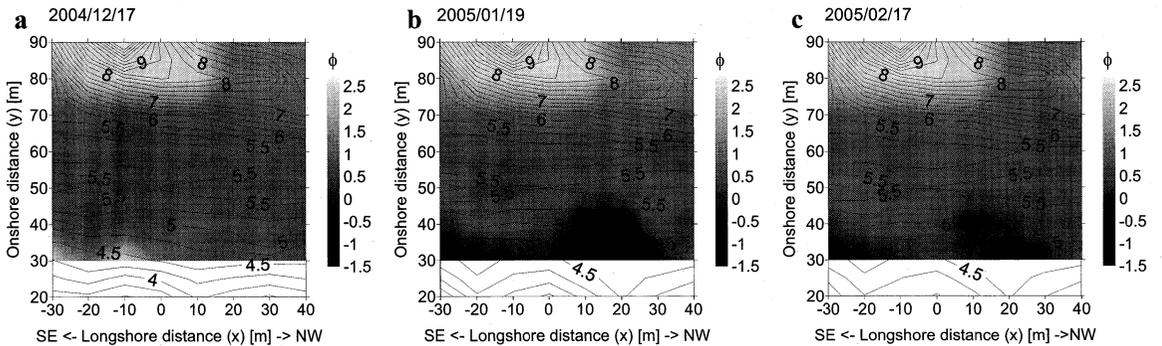


図-4 2004年12月~2005年2月の底質中央粒径平面分布

等高線: 各期間開始時の地形を表示。粒径: $-1.5\phi \rightarrow 2.8\text{mm}$, $0\phi \rightarrow 1.0\text{mm}$, $2.5\phi \rightarrow 0.18\text{mm}$ 程度。等高線: 標高。有働(2008)参照

表-1 使用データ一覧

項目	取得地点	取得頻度
平均水位 SWL	鹿島港, 35°55'46"N-140°41'38"E, 水深24m 地点	1 hr
有義波向波高周期 θ_b, H_b, T	NOWPHAS (鹿島), 35°53'55"N-140°45'14"E, 水深24m 地点	2 hr
平均風向風速 α, v	波崎海洋研究施設 (HORS), 35°50'25"N-140°45'42"E, TP+9.3m 地点	1 hr

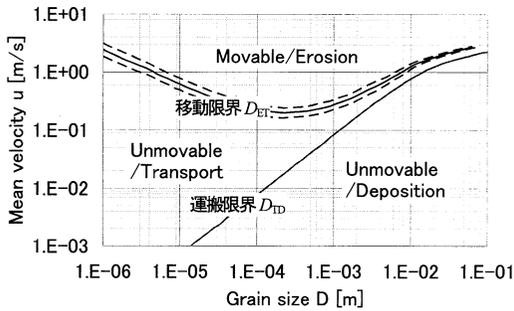


図-6 侵食・運搬・堆積と平均流速 u および粒径 D との関係 (Hjulstrom, 1935)

運搬されている砂が継続して運搬され続ける限界(最大)の粒径のことである。Area1領域においてはArea2領域の D_{ET} および D_{TD} 算定に必要とされる波高および平均海面の上昇・低下のみを算定した。以下に詳細を示す。

a) 沖～最終砕波点の領域(Area1)

沖から進行した波が最初に砕波するまで(沖から1次砕波点まで)の領域においては、微小振幅波を仮定して沖波波高 H_0 、周期 T 、ならびに波向 θ_0 を用いて各地点における波高 H を算定した。また、平均海面の低下 $-\eta$ (wave setdown)をLonguet-Higgins・Stewart(1962)の式を用いて算定した。

$$-\eta = \frac{kH^2}{8\sinh 2kh_0} \quad (1)$$

ここで k :波数, h_0 =SWL- z (地盤高)である。

砕波の判定式としては合田の砕波限界波高 H_b の式(1973)

$$\frac{H_b}{L_0} = 0.17 \left\{ 1 - \exp \left[-1.5 \frac{\pi h}{L_0} (1 + 15 \tan^{4/3} \alpha) \right] \right\} \quad (2)$$

を用い、 H がこれを越える地点を砕波点とする。ここで L_0 :沖波波長, $\tan \alpha$:砂浜勾配, $h = h_0 + \eta$ である。波が沖から岸に向かって進行する際、砕波後に波が再生することにより砕波が複数回生じる場合がある。ここでは砕波後に波が再生することなく砕波し続ける($H > H_b$ の地点が連続的に続く)とき、その砕波領域の開始点を最終砕波点と定義した。

最初の砕波点から最終砕波点にかけての H は、

$$\begin{aligned} H &= K_s H_0 && : h/L_0 \geq 0.2 \\ H &= \min\{\beta_0 H_0 + \beta_1 h, \beta_{\max} H_0, K_s H_0\} && : h/L_0 < 0.2 \\ \beta_0 &= 0.028 (H_0/L_0)^{-0.38} \exp[20 \tan^{1.5} \alpha] \\ \beta_1 &= 0.52 \exp[4.2 \tan \alpha] \\ \beta_{\max} &= \max\{0.92, 0.32 (H_0/L_0)^{-0.29} \exp[2.4 \tan \alpha]\} \end{aligned} \quad (3)$$

(合田, 1975)を用いて算定した。ここで、 K_s は浅水係数である。また、平均海面の上昇 η (wave setup)はLonguet-Higgins・Stewart(1962)の式を用いて算定した。

$$\eta = \frac{1}{8} (h_{0b} - h_0) + \eta_b \quad (4)$$

ここに $\gamma = H/(h_0 + \eta)$ 、 h_{0b} および η_b は砕波点における値である。

b) 最終砕波点～bore collapse地点の領域(Area2)

最終砕波点からbore collapse地点の領域においては、段波を仮定してAmeinの特性曲線式(1964)

$$\frac{1}{h'} \frac{dh'}{dM} = \frac{-4(M+1)(M-0.5)^2(M^3+M^2-M-0.5)}{(M-1)(M^2-0.5)(M^4+3M^3+M^2-1.5M-1)} \quad (5)$$

よりボア通過時の水深 h' におけるbore strength M ($=V/(g\eta)^{1/2} = V/(g(h+\eta'))^{1/2}$)を算定し、得られた M を

$$u = \frac{2M(M^2-1)}{\sqrt{2M^2-1}} \sqrt{gh'} \quad (6)$$

に代入して u を推定した。bore collapse地点は平均汀線の地盤高より波の遡上高 R の3/8だけ低い地点とした。青塚海岸における R は $1.19H$ で推定されることから(有働, 2008)、 $0.45H$ とした。段波波高 η' は最終砕波点における H で与えた。Hjulstrom図(1935, 図-6)より、得られた u に対する D_{ET} および D_{TD} を求めた。Hjulstrom図の D の範囲を考慮して、 $D_{ET} \geq 63.1\text{mm}$ および $D_{TD} \geq 100.0\text{mm}$ の場合にはそれぞれ 63.1mm および 100.0mm とした。Hjulstrom曲線は、単一粒径砂かつ水深 1m 以上の水流における移動限界を、平均流速を用いて示したもので、適用条件に制限がある。しかしながら、平均流速を用いていることで u を摩擦速度 u_* に変換する必要がなくなり、本手法では好都合である。

c) bore collapse地点～波の遡上位置の領域(Area3)

bore collapse地点における運動エネルギーが波の遡上により位置エネルギーに変換されると考えると、

$$u = \sqrt{u_0^2 - 2g(z-z_0)} \quad (7)$$

ここで、 u_0 および z_0 はそれぞれbore collapse地点における段波流速および地盤高である。b)と同様にHjulstrom図を用いて u より D_{ET} および D_{TD} を求めた。

d) 波の遡上位置より陸側の領域(Area4)

波の遡上位置より陸側の領域では風の外力により砂が輸送される。風速 v より対数則を用いて摩擦速度 v_* を求め、これをBagnoldの限界摩擦速度 v_{*c} の式(1941)に代入して得られる粒径 D を D_{ET} (流動開始; Fluid threshold)および D_{TD} (衝突開始; Impact threshold)とした。

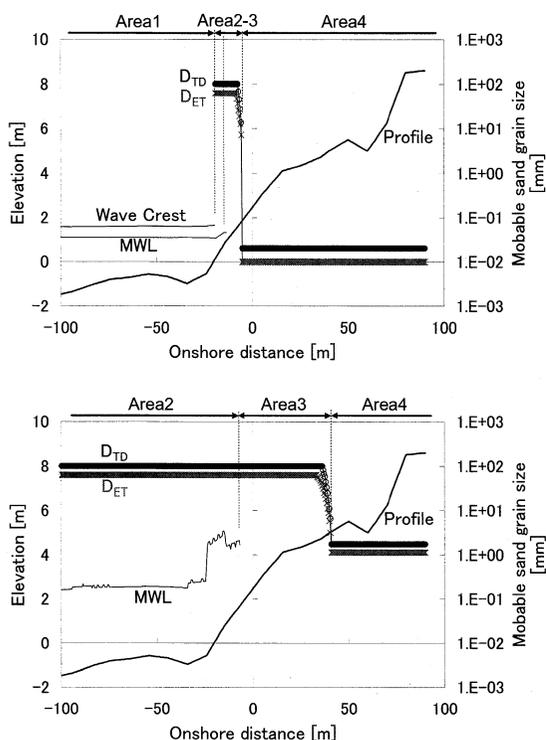


図-7 (a)通常時(2004年12月17日14:00)と(b)荒天時(2005年1月16日18:00)の平均水位、波峰、 D_{ET} 、および D_{TD} の岸沖分布

$$v_* = \kappa v / \log(z_A / z_0) \quad (8)$$

$$v_{*t} = A \sqrt{gD(\rho_s - \rho) / \rho} \quad (9)$$

ここで κ :カルマン係数(=0.4), z_A :風向風速計の設置高-後浜地盤高(=5m), z_0 :地表面粗度高(= $D_{s0}/30$ m), g :重力加速度(=9.81m/s²), ρ :空気の密度(=1.226kg/m³), ρ_s :砂の密度(= 2.65×10^3 kg/m³)である。定数 A はFluid thresholdについては0.1, Impact thresholdについては0.08で与えた。降雨時の砂面の含水比は不明であることから、含水比の影響は考慮していないが、 D_{ET} と D_{TD} は晴天時と比べると実際にはより小さい値となる(Cornelis・Gabriels, 2003; 有働, 2007)。

(2) 計算結果

地形条件としては、茨城県および有働(2008)により2004年8月に取得された $x=0$ m測線上の $y=-1009 \sim 90$ mの範囲の断面地形を与えた。 $y=-1009$ m地点は年間平均潮位に対して水深が11.6mとなる地点で、この地点に沖波の波浪条件(NOWPHASデータ、表-1参照)を与えた。2004年12月17日12:00~2005年2月17日12:00の期間について、岸に向かって0.5m間隔で2時間毎の平均水位、波高、平均流速、 D_{ET} 、ならびに D_{TD} を計算した。

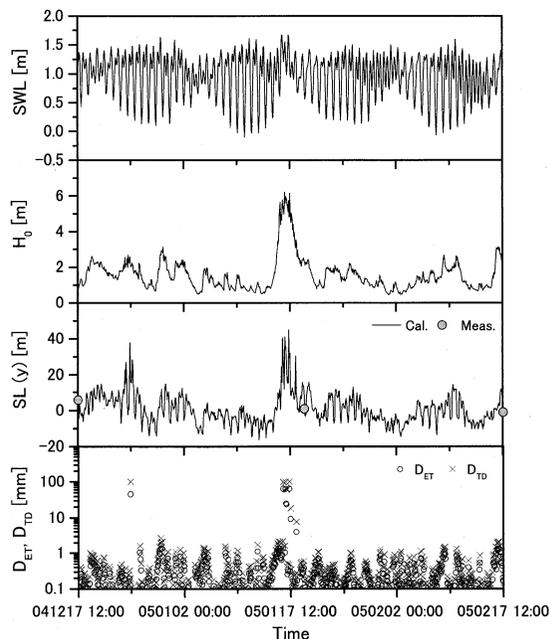


図-8 2004年12月17日12:00~2005年2月17日12:00の(a)SWL, (b) H_0 , (c)波の推定遡上位置SL, ならびに(d) $y=30$ m地点における D_{ET} および D_{TD} の時系列変化

沖波波浪条件としてi)通常時(2004年12月17日14:00), および, ii)荒天時(2005年1月16日18:00)のNOWPHAS波浪データ(H_0 , T , ならびに θ_0)を与えた場合について計算した、平均水位、波峰、 D_{ET} 、ならびに D_{TD} の岸沖分布を図-7に、2004年12月17日12:00~2005年2月17日12:00のSWL, H_0 , 波の推定遡上位置SL, ならびに $y=30$ m地点における D_{ET} および D_{TD} の時系列変化を図-8に示す。図-8より2004年12月から2005年2月にかけての波の最大遡上位は1月17日8:00に $z=5.25$ m(最大遡上位置 $y=45$ m)と推定され、観測結果と概ね一致した。 D_{ET} および D_{TD} の岸沖分布より、 D_{TD} は波の遡上端10m程度の領域で急激に小さくなっており、この領域で波の作用による粗粒化が生じたと考えられる。

現地観測結果より顕著な粗粒化が生じた(x, y)=(0m, 30m)地点についてその機構を考察する。2005年1月16日から17日にかけての波の遡上時の限界粒径は10mm以上で、波が遡上していない1月17日以降19日までの限界粒径は2mm未満であったことから、1月の粗粒化は波の遡上により生じたと考えられる。1月19日から2月17日にかけては波の遡上はなかったものの、2月16日は強風により D_{ET} が1.4mm, D_{TD} が2.1mmと大きかった。粗粒化領域の細粒化は、強風による粗砂の輸送および拡散により生じたと考えられる。

移動限界および運搬限界粒径が大きい場合においても、対象領域に存在する砂の粒径がそれより小さい場合には

粗粒化の程度は小さくなり、また、粒径の空間的な分布がなければ粒径変化は生じない。移動限界粒径はある流速に対する移動開始の粒径であるため、粒径の空間分布変化に寄与する程度に輸送される砂の粒径と比べると大きい値となる。このことは、波による移動限界水深度が初期移動限界(海底表面の突出砂粒子がいくつか動き出す限界; 石原・榎木, 1960), 全面移動限界(海底の表層がほとんど動き出す限界; 佐藤・田中, 1962), 表層移動限界(表層の砂が波の方向に集団で輸送される限界; 佐藤・田中, 1962), ならびに完全移動限界(水深変化が明瞭に現れるほどの顕著な砂移動が生ずる限界; 佐藤, 1966)の4つの移動形式に区分され、移動形式によって限界粒径のオーダーが異なることから説明される。

本研究で提案した手法では、予め砕波帯から後浜にかけての砂粒径の岸沖分布が得られている場合に、砂が運び去られる領域と運搬されている砂が堆積する領域を推定し、堆積域における粗粒化の程度を予測することが可能である。

4. 結論

砕波帯から後浜にかけての漂砂および飛砂による移動限界および運搬限界粒径を、Hjulstrom図を用いて簡便に推定する手法を提案し、青塚海岸において2005年1月に生じた顕著な後浜粗粒化の機構を数値計算により明らかにした。本手法で推定された波の遡上位置は現地観測結果と概ね等しくなり、妥当な結果が得られた。移動限界および運搬限界粒径の推定結果より、後浜の粗粒化は波の遡上端付近への粗砂の堆砂により、2月にかけての粗砂領域の細粒化は強風時の粗砂の輸送および拡散により生じたと推定された。

謝辞：波浪データ(NOWPHAS)および潮位データはそれぞれ独立行政法人港湾空港技術研究所 海洋・水工部 海象情報研究室および国土交通省鹿島港湾工事事務所に提供していただいた。現地観測においては、独立行政法人港湾空港技術研究所 海洋・水工部 漂砂研究室(現 沿岸環境研究領域 沿岸土砂管理研究チーム)にご協力頂いた。記して謝意を表する。

参考文献

- 石原藤次郎, 榎木 亨(1960): 漂砂の移動限界流速, 限界水深及び移動量について, 海岸工学論文集, 第7巻, pp.47-57.
- 宇多高明, 小俣篤, 竹淵勉(1989): 前浜における底質粒径の時空間変化とバームの形成機構, 海岸工学論文集, 第36巻, pp.359-363.
- 宇多高明, 齊藤光司, 横田喜一郎, 大原茂, 川中島洋二, 内田恵三(1995): 大野鹿島海岸のヘッドランド周辺の海浜流と地形変化の現地観測, 海岸工学論文集, 第42巻, pp.676-680.
- 有働恵子(2007): 飛砂の限界摩擦速度に関する現地観測, 海岸工学論文集, 第54巻, pp.536-540.
- 有働恵子(2008): 茨城県青塚海岸の後浜変形および底質粒径変化に関する研究, 土木学会論文集(投稿中).
- 加藤一正, 柳嶋慎一, 栗山善昭, 磯山知良(1989): 荒天時のバーム地形の侵食-長周期波に注目した現地観測-, 海岸工学論文集, 第36巻, pp.354-358.
- 合田良実(1973): 防波堤の設計波圧に関する研究, 港研報告, 第12巻, 第3号, pp.31-69.
- 合田良実(1975): 浅海域における波浪の砕波変形, 港湾技術研究所報告, 第14巻, 第3号, pp.59-106.
- 佐藤昭二, 田中則男(1962): 水平床における波による砂移動について, 海岸工学論文集, 第9巻, pp.95-100.
- 佐藤昭二(1966): 漂砂, 1966年度水工学に関する夏期研修会講義集, pp.19-1~19-29.
- Amein, M. (1964): A method for determining the behaviour of long waves climbing a sloping beach, *Journal of Geophysical Research*, vol. 71, pp. 401-410.
- Bagnold, R. A. (1941): *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, Methuen, London, 265 p.
- Cornelis, W.M. and D. Gabriels (2003): The effect of surface moisture on the entrainment of dune sand by wind: an evaluation of selected models, *Sedimentology*, vol. 50, pp. 771-790.
- Dong, Z., X. Liu, X. Wang, F. Li and A. Zhao (2004): Experimental investigation of the velocity of a sand cloud blowing over a sandy surface, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 29, pp. 343-358.
- Hjulstrom, F. (1935): Study of the morphological activities of rivers as illustrated by the River Fyris, *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*, vol. 25, pp. 221-527.
- Longuet-Higgins, M. S. and R.W. Stewart (1962): Radiation stress and mass transport in surface gravity waves with application to 'surf beats.' *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 13, pp. 481-504.
- Udo, K., S. Yamawaki and Y. Ito (2006): Temporal changes of backshore topography and sand grain size under wind and wave actions, *Coastal Engineering 2006 (Proc. of 30th ICCE)*, pp. 2906-2918.
- Udo, K and S. Yamawaki (2007): Short-term backshore processes under wave and wind actions, *Journal of Coastal Research*, SI 50, pp. 237-241.