

平面 2 次元波打ち帯での局所的砂移動に関する実験

浅野 敏之*・末富 博文**・古賀 尚永***

1. はじめに

波が汀線に対して斜めに入射するときの波打ち帯での漂砂は、独特の底質移動機構を有し、沿岸漂砂量自体もここで第 2 の極大値を持つことが報告されている (White-Inman (1989), Kamphuis ら (1991)). 筆者ら (1994a) は、波打ち帯での流体運動を遡上端を移動境界とした平面 2 次元非線形長波方程式で記述し、漂砂量算定公式と組み合わせた数値モデルで漂砂量の特性を検討した。しかし、波打ち帯における流体運動は前面に強い乱れを含んだ段波状進行波であり、先行遡上波の戻り流れとの干渉も存在する。すなわち、非碎波を前提とする数学モデルでは本課題の解明に限界を有し、実験的解明が不可欠な面がある。本研究は、かかる観点から波打ち帯における局所的砂移動の機構の解明と、砂移動量の定量的測定を目的として、蛍光砂を用いた平面水槽実験を行ったものである。

2. 実験の概要

2.1 実験装置

用いた実験水槽は、著者ら (1994b, 1995) が波打ち帯の流速場を測定したものと同一、長さ 26.5 m、幅 13 m、深さ 1.2 m の平面水槽である (図-1)。水槽の他端に造波板に対して $\theta=15^\circ$ の角度を持つ勾配 $S=1/7.5$ の一様勾配斜面をコンクリートで製作した。波高計を沖の一樣水深部 (水深 79 cm) に 1 本、一樣斜面部の $x=-40\sim 210$ cm の範囲に 8 本設置した。ここで x 軸の原点は静水時汀線とし、岸側を負、沖側を正とする。波打ち帯では干出時にも水位記録が得られるよう、コンクリート斜面に溝を切り、常時数センチの水を確保する形で波高計ブロープを挿入した。

斜面部には静水時汀線を挟んで、幅 1.0 m、長さ 3.2 m の砂溜まりを設置した。砂の設置厚さは 10 mm とし、周囲は同じ厚さのモルタル枠で囲まれている。用いた砂は鹿児島県開聞崎付近で採取した火成岩起源の碎屑粒子

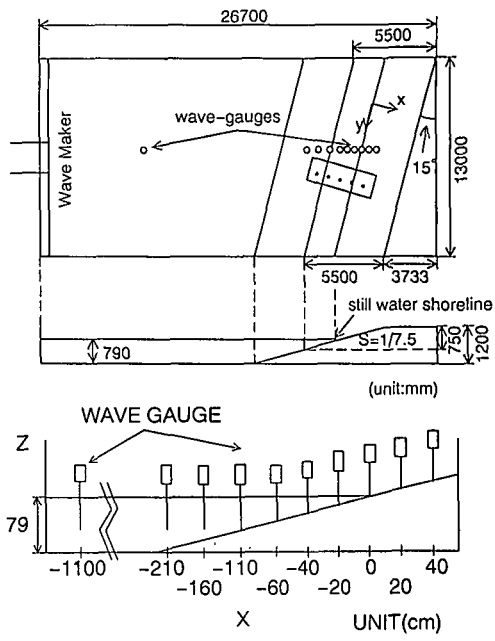


図-1 実験水槽

で、中央粒径 0.9 mm、比重 2.96 を有するものである。この砂の一部を 4 色の蛍光塗料で着色し、漂砂のトレーサーとした。

2.2 実験方法

蛍光砂移動の測定は、沖側 $x=150$ cm から静水時汀線を挟んで岸側 $x=-75$ cm の範囲において、15 cm 間隔の 16 点で行った。図-2 に示すように、測定地点の砂を内径 36 mm 真鍮製パイプを用いて円筒状に取り除いた後、等しい粒径を持つ蛍光砂で置換した。1 分間の波を作用した後、中心点から 20 cm、40 cm 離れた同心円上の各 16 点、合計 32 点で底質サンプルを採取した。高温乾燥炉で乾燥させた後、重量を測定し、サンプルに含まれる

表-1 実験条件

	H_i (cm)	T (s)	X_0 (cm)	W_0 (cm/s)
Case-5	6.4	2.5	70	85
Case-6	7.9	2.0	60	70
Case-7	3.3	3.0	70	100
Case-8	7.5	1.5	65	65

* 正 会 員 工 博 鹿児島大学助教授 工学部海洋土木工学科
** 正 会 員 工 修 宇部興産コンサルタント
*** 学生会員 鹿児島大学大学院 工学研究科

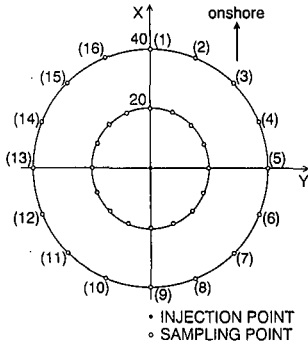


図-2 蛍光砂を用いた底質移動速度の測定の概略図

蛍光砂の個数をブラックライトを照射してカウントした。結果は底質サンプル中の蛍光砂の占有率(濃度)で整理される。そのために蛍光砂の個数と重量の関係を別途計測して校正曲線を作り、個数を重量に換算し底質全体の重量との比から濃度を算定した。

実験は表-1 に示す 4 つのケースの波について行った。表中 H_i は一樣水深部における入射波高, x_b は碎波点位置, W_u は目視によって測定された遡上波のはい上がり幅である。

3. 実験結果

3.1 底質移動の外力となる斜面上の波浪の特性

図-1 に示すように波高計は装置の関係上、造波板と直交する方向に設置され、斜面傾斜の方向とは厳密には一致しない。図-3 は本実験条件の下での波向き角を屈折計算により求めたものである。沖で 15° の入射角を持つが、汀線付近では 10° 前後に減少する。

図-4 は斜面上で測定された水位変動波形を遡上域を含め沖から岸に順に示したものである。この水面変動波形から底質移動に密接に関係する特性量として、波高、波形の上下非対称性 (skewness), 前後非対称性 (asymmetry) を取り上げ、その岸沖分布を示したものが図-5 である。ここに skewness, asymmetry はそれぞれ次式で定義される。

$$\text{skewness} = (1/\eta_{rms}^3) \overline{(\eta - \bar{\eta})^3} \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\text{asymmetry} = (t_{\text{peak}} - t_0)/T \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 t_0 は波谷の水位変動が最下点となる時間, t_{peak} は引き続く峰の水位変動が最大となる時間である。図-4 から skewness は碎波帯では大きいものの、段波状に伝播する swash zone では小さくなる。波の前後非対称性 (asymmetry) は、swash zone に近づくにつれて単調に減少する。この領域では鋭く突立った段波の通過時に砂が岸向きに流送されることが推察できる。

3.2 蛍光砂の平均移動速度と移動方向

図-6 は半径 20 cm の同心円上で測定された蛍光砂濃

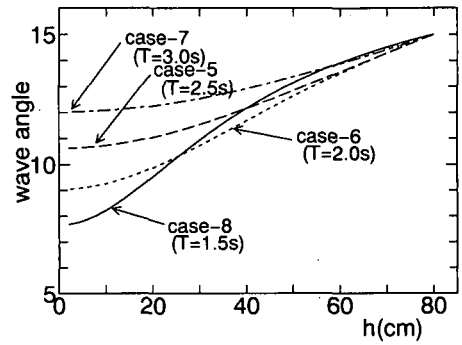


図-3 実験波の入射角の計算結果

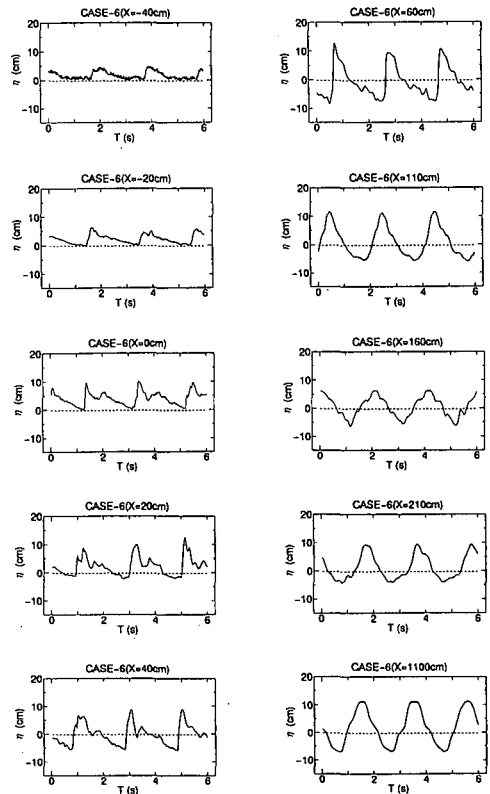


図-4 水位変動波形 (CASE-6)

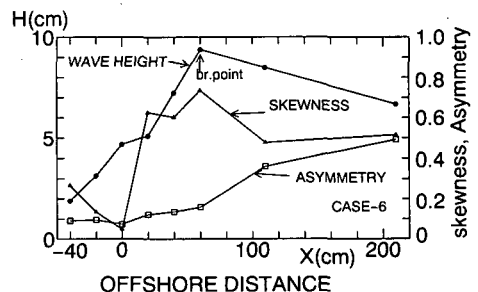


図-5 水位変動の特性量の岸沖分布

度の結果の一例を示したものである。図より砕波点（このケースでは $x=70$ cm）より沖側では岸向きの方向に蛍光砂が移動すること、砕波点より岸側で静水時汀線までは沿岸流の形成によって沿岸方向に移送されること、波打ち帯の $x=0$ cm 付近では沖向きに蛍光砂が移動することなどがわかる。また砕波帯内では発生する乱れの影響によって蛍光砂移動の方向分散が大きいことが読みとれる。この領域では移流効果のみならず拡散も結果に関与している。

図-6 のような半径 $r=20$ cm と 40 cm の同心円上で得られたデータから、移流が拡散より卓越するとして、蛍光砂の移動速度を次のように算定した。最初、図-2 の同心円の中心に位置する一粒の蛍光砂粒子が時間 Δt の間に極座標 (r, θ) に移行したとき、この粒子は岸沖・沿岸方向にそれぞれ $r \cos \theta$, $r \sin \theta$ 移動したとみなせるから、移動速度はそれぞれ $(r \cos \theta)/\Delta t$, $(r \sin \theta)/\Delta t$ となる。したがって、蛍光砂の岸沖・沿岸両方向の移動速度 u_s , v_s は、その確率平均をとって次式で計算される。

$$u_s = \frac{\iint c(r, \theta) \frac{r \cos \theta}{\Delta t} dS}{\iint c(r, \theta) dS} = \frac{\int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} c(r, \theta) \frac{r \cos \theta}{\Delta t} r d\theta dr}{\int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} c(r, \theta) r d\theta dr} \quad \dots\dots\dots (3,a)$$

$$v_s = \frac{\iint c(r, \theta) \frac{r \sin \theta}{\Delta t} dS}{\iint c(r, \theta) dS} = \frac{\int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} c(r, \theta) \frac{r \sin \theta}{\Delta t} r d\theta dr}{\int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} c(r, \theta) r d\theta dr} \quad \dots\dots\dots (3,b)$$

ただし、本実験では 2 つの同心円上の各 16 点、合計 32 点での測定に限定されているため、実際には次式で計算していることになる。

$$u_s = \frac{\sum_{i=1}^{16} c_i \frac{r_i^2 \cos \theta_i}{\Delta t} + \sum_{j=1}^{16} c_j \frac{r_j^2 \cos \theta_j}{\Delta t}}{\left(\sum_{i=1}^{16} c_i \right) r_1 + \left(\sum_{j=1}^{16} c_j \right) r_2} \quad \dots\dots\dots (4,a)$$

$$v_s = \frac{\sum_{i=1}^{16} c_i \frac{r_i^2 \sin \theta_i}{\Delta t} + \sum_{j=1}^{16} c_j \frac{r_j^2 \sin \theta_j}{\Delta t}}{\left(\sum_{i=1}^{16} c_i \right) r_1 + \left(\sum_{j=1}^{16} c_j \right) r_2} \quad \dots\dots\dots (4,b)$$

図-7 は、半径 20 cm の円周上で測定された結果から計算された砂粒子の移動速度 u_s , v_s をベクトル表示して示したものである。ここで 1 つの測点において、同心円上でサンプリングした蛍光砂の個数の合計が 5 個以下の場合には信頼性が低いので図中に記入していない。また 6 個～10 個の場合は参考結果として破線でプロットした。

図-8 は半径 $r=20$ cm と 40 cm の同心円上で得られた濃度の値から、式 (4,a) (4,b) によって砂粒子の速度 u_s , v_s を計算し、図-7 と同様にベクトル表示したもので、以下のことが読みとれる。砕波点 (B.P.) より沖側では砂粒子は岸側に移動する。これは波の浅水変形により流速波形が岸向きに先鋭化するため大きな岸向き漂砂を生じることによる。砕波点より岸側で静水時汀線以深では沿岸方向の移動が大きいことがわかる。これはこの領域で発達する沿岸流速によるもので、岸沖方向については波の流速波形が浅水変形で岸向きの移動を生じさせる

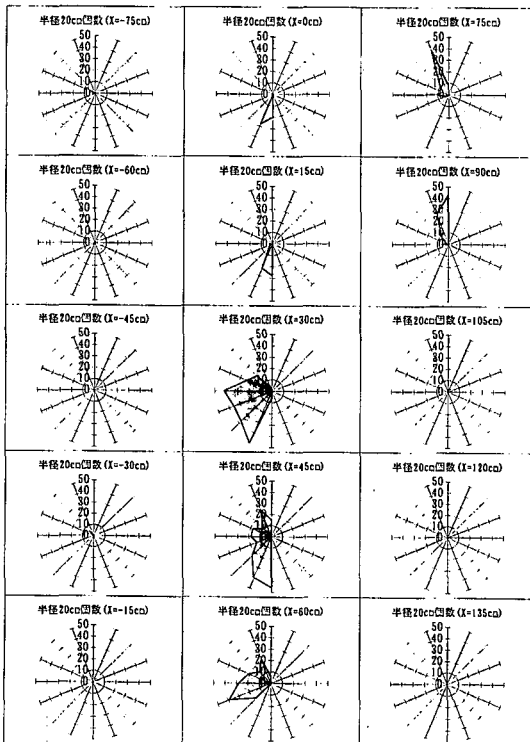


図-6 蛍光砂濃度の方向分布 (CASE-7, 半径 20 cm)

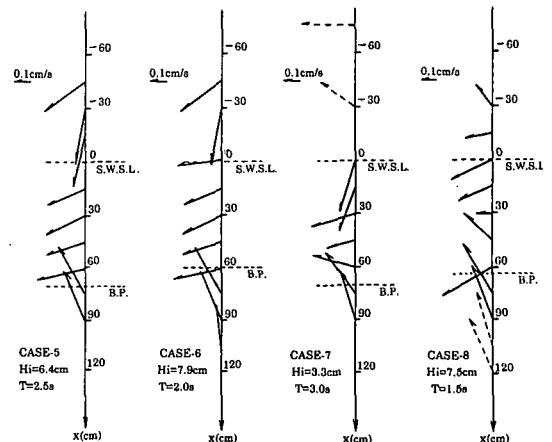


図-7 砂粒子の移動速度のベクトル表示 (半径 20 cm)

の下層部の戻り流れが相殺するためと考えられる。さらに静水時汀線以浅の swash zone では遡上時に打ちあがる水塊が流下時の薄層流れで戻するため、流下時に大きな流速が生じ、その結果大きな沖向きの砂移動速度が得られることがわかる。

図-7 の結果と比較すると、 $r=20\text{ cm}$ と $r=40\text{ cm}$ の両者の結果を考慮した図-8 の方がばらつきが少ないことがわかる。移動速度の大きさは $r=40\text{ cm}$ の同心円上への点への移動を考慮した図-8 の方が大きくなっている。なお、CASE-7 の遡上域の岸側先端では、サンプル個数の少ない結果ではあるが、大きな沿岸流速が得られている。このケースは周期が長く、surf similarity parameter ξ (このケースでは $\xi=2.75$) から碎波形式を評価すると巻き寄せ波碎波に入り、他のケースとは流動特性が異なる。また、本実験では 2 つの同心円上でのみサンプリングを行ったが、碎波帯内のいくつかのケースでは蛍光砂はさらに外側にも移動する場合があった。式 (4) の算定式より、 r が大きな地点での値を考慮すれば u_s, v_s の値は大きくなり、本実験結果はこの領域で移動速度をやや小さめに評価したことになる。

4. 平面 2 次元漂砂量の計算

図-9 は底質移動の基本外力として沿岸流速を求めたもので、ここでは本実験条件を与え Longuet-Higgins (1970) の沿岸流速公式で計算を行った。図中、 P は水平拡散項と底面摩擦項の相対比を表すパラメータである。

本実験結果と数値解析結果との比較・検討を目的として、浅野・末富 (1994) が提案した平面 2 次元波打ち帯の漂砂量の計算を今回の実験条件の下で行った。外力である流速変動は 2 次元非線形長波理論により遡上端を移

動境界として時間依存型で求めたものである (浅野, 1994)。底質の移動速度は斜面勾配が露わに式の中に入り、任意の波向角に対する漂砂量が計算できる Kobayashi (1982) の理論により求めた。この理論では掃流砂量を単位面積当たりの掃流粒子の個数 n と運動中の砂粒子の速度 u_s の積から求めるもので、 n および u_s は解析的に示されている。

数値解析結果を図-10 に示す。すべてのケースで 1 周期平均移動速度が左下がりになっており、沖向きの成分に沿岸方向成分が重なった形となっている。静水時汀線付近では図-8 に示した実験結果と移動方向は一致するが、碎波点付近でも底質は沖方に移動しており実験結果と相違する。これより理論は斜面勾配の効果を大きく見積もっていることが予想される。また、計算結果では静水時汀線より岸側では、狭い範囲でわずかな底質移動速度が得られているのに対して、実験結果では静水時汀線より岸側でも碎波帯内と比肩する大きな底質移動速度が得られることがわかる。遡上波は先端部で強い渦を伴って進行するが、これが波打ち帯での底質の巻き上げと大きな底質移動を引き起こす。長波理論に基づく計算は渦や乱れはもとより鉛直方向流速分布も考慮できないので、波打ち帯の底質運動の記述に対しては明確な限界を有する。

実験と計算結果の最も顕著な相違は移動速度の大きさで、実験結果では最大 0.66 cm/s 、多くの結果が $0.3\sim 0.4\text{ cm/s}$ の範囲に止まっているのに対し、計算結果はその 10 倍近くになっている。図-11 は CASE-6 と同じ波浪条件で、底質粒径を変化させた場合の計算結果である。粒径 0.3 mm 程度の通常の砂粒径の結果と比較すると、粒径 0.9 mm と粒径を大きくしても Kobayashi の理論では移動速度の絶対値はあまり減少せず、こうした粗粒に対しては過大な底質移動速度を与えるものと考えられる。灘岡ら (1981) の阿字が浦で行った現地観測では、蛍光砂の平均移動速度として 1 cm/s 未満の値が得られており、同時に観測された平均流速の 1~2% となると報告されている。本実験結果の蛍光砂の移動速度と

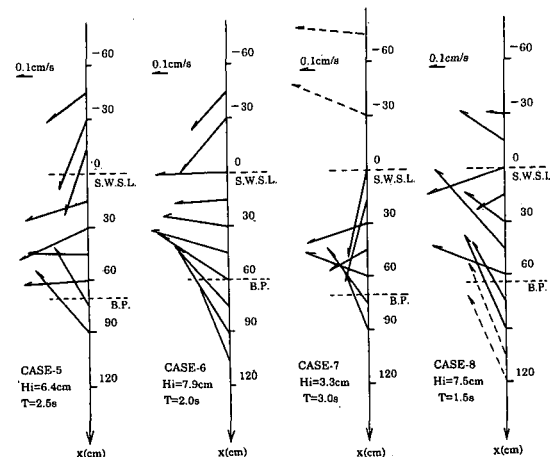


図-8 砂粒子の移動方向のベクトル表示
(半径 $20\text{ cm} + \text{半径 } 40\text{ cm}$)

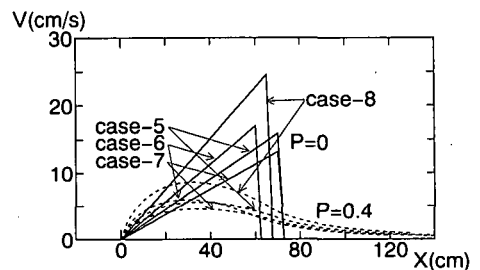
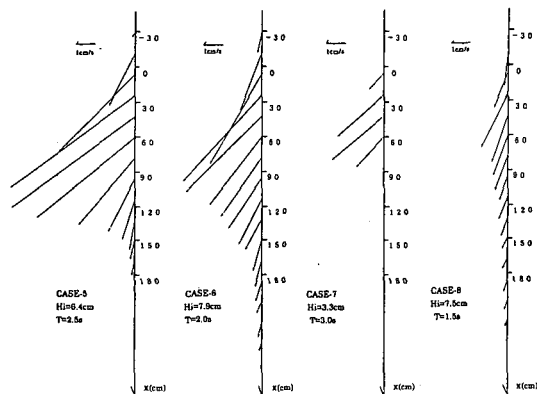


図-9 沿岸流速の計算結果



図一〇 底質移動速度の数値計算結果

図一〇で推定される沿岸流との比率は数%であるので、灘岡らの観測結果とほぼ一致すると考えられる。

5. 結 論

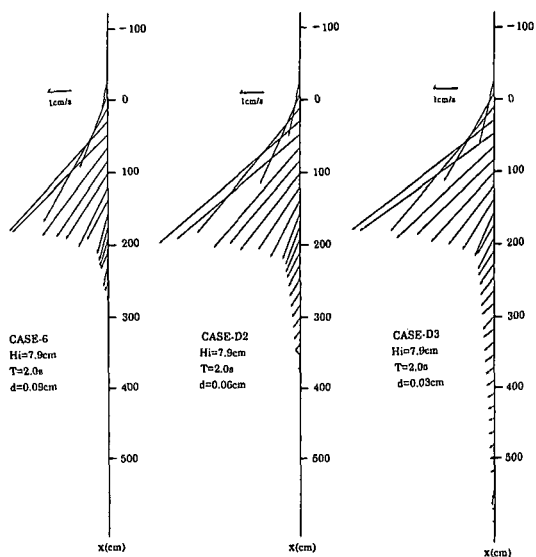
本研究は平面2次元波打ち帯での漂砂の特性を明らかにするため、波打ち帯を含めた砕波帯内外の水位変動を測定するとともに、蛍光砂を用いた底質移動実験を行ったものである。得られた主要な結論は以下の通りである。

(1) 砕波帯より沖側では波の浅水変形とともに流速波形が岸向きに尖鋭化することにより、底質は岸側に移動する。砕波帯内では、底質は主として沿岸方向に流送される。これはこの領域での沿岸流の発達によるものであり、波の浅水変形による岸側への流送効果は下層部の戻り流れによって相殺されるためと考えられる。

(2) 波打ち帯の水位変動波形は前後非対称性が大きく、岸向きの底質移動が予想されたが、蛍光砂の移動方向は沖向きとなった。これは遡上時に打ち上がる水塊が流下時の薄層流れで戻するために流速が増大し、沖向きの漂砂となるためと考えられる。

(3) 実験で得られた底質移動速度の絶対値は最大で0.66 cm/s、大部分は0.4 cm/s未満である。また波打ち帯においても砕波帯と同程度の移動速度を有する。

(4) 本実験条件の下で行った数値計算結果では底質移動速度が過大となった。また実験値に見られる静水時汀線より岸側領域に存在する砕波帯と同程度の底質移動速度は計算結果には認められない。このことは逆に、実現象では理論で考慮できない遡上波先端で形成される渦による底質移動効果が大いことを示唆している。



図一〇 底質粒子径を変えた数値計算結果

最後に本結果の図形表示には愛媛大学工学部の伊福誠助教授作成のソフトウェアを使用させて頂いたことを付記し、謝意を表する。

参 考 文 献

- 浅野敏之 (1994): 斜め遡上波による波打ち帯の沿岸方向流れの解析, 土木学会論文集, No. 503, II-29, pp. 129-137.
- 浅野敏之・末富博文・星倉淳一・中村和夫 (1994): 斜め遡上波によって形成される波打ち帯の流速場の測定, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 341-345.
- 浅野敏之・末富博文 (1994): 斜め遡上波の下での波打ち帯の漂砂の解析, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 396-400.
- 浅野敏之・片平真一 (1995): 斜め遡上波による波打ち帯の流速場の構造に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 46-50.
- 灘岡和夫・田中則男・加藤一正 (1981): 蛍光砂を用いた砕波帯内における局所的砂移動の観測, 港湾技術研究所報告, 第20巻, 第2号, pp. 75-126.
- Kamphuis, J. W. (1991): Alongshore sediment transport rate distribution, Proc. of Coastal Sediment '91, pp. 170-183.
- Kobayashi N. (1982): Sediment transport on a gentle slope due to waves, J. Waterway, Port, Coastal and Ocean Division, Vol. 108, No. WW3, pp. 254-271.
- Longuet-Higgins, M. S. (1970): Longshore currents generated by obliquely incident sea waves, 2, J. Geophys. Res., Vol. 75, No. 33, pp. 6790-6801.
- White, T. E. and D. L. Inman (1989): Measuring longshore transport with tracers, Nearshore Sediment Transport, Edited by R. J. Seymore, Plenum Press, pp. 287-312.