

砕波位置近傍での流速波形の非線形性と岸沖漂砂量

栗山善昭*・加藤一正**・磯上知良***

1. はじめに

断面変化シミュレーションモデル構築のための基礎データを得ることを目的として、栗山ら(1989)は砕波帯内で現地観測を行ない、漂砂量に大きな影響を及ぼす戻り流れの特性を検討した。漂砂量には平均流速以外にも、流速波形の非線形性の効くことが以前から知られている。そこで、本論文では、栗山ら(1989)の観測データに静穏時のデータを加えて砕波位置近傍での流速波形の非線形性の特性を調べ、さらに、統計学的な検討を行った上で平均流速や流速変動の非対称性(atiltiness)などの流速の諸特性値を用いた岸沖漂砂量モデルを提案した。

2. 観測方法および海象状況、断面変化

観測は、台風の通過にともなう荒天時を含む1988年9月12日から9月26日にかけて(観測A)と静穏時の1989年7月12日から7月22日にかけて(観測B)の2回、鹿島灘に面する波崎海洋研究施設(図-1)で行なった。観測地点(145m地点、図-3において矢印で示した地点)に電磁流速計を1台(観測A)ないし3台(観測B)設置し、水平2成分の流速を測定した。データのサンプリング周波数は2Hzで、2時間間隔で20分間、観測地点における水面波形と同時に記録した。-115m地点か

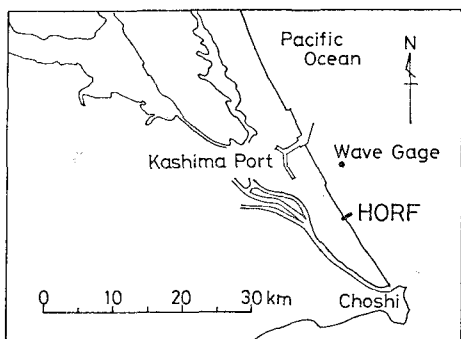


図-1 波崎海洋研究施設の位置

ら385m地点までの断面を、一日一回、5m間隔で測量するとともに、砕波位置、砕波型式、離岸流の発生位置などを一日数回、目視によって観測した。

図-2は鹿島港沖、水深23.4mの地点(図-1参照)で観測された沖波有義波高と有義波周期の経時変化を示したもので、観測Aにおける沖波の極大有義波高は5.4mで、観測Bでは1.4mであった。図-3は観測期間中の断面変化と砕波位置を示したものである。観測Aでは観測地点は第二砕波位置よりもやや岸側に位置しており観測地点を含む120~180mの範囲で侵食が起これ、その沖側にバーが形成された。観測Bでは観測地点は第一砕波位置付近に位置しており、地形変化量は小さかった。

3. 流速波形の非線形性

3.1 波形の上下の非対称性(skewness)

波形の上下の非対称性を表す指標として skewness を

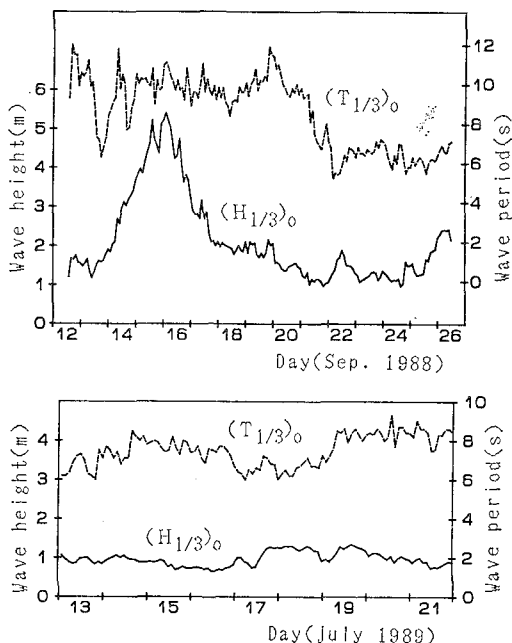


図-2 沖波有義波高と有義波周期

* 正会員 運輸省港湾技術研究所 漂砂研究室
 ** 正会員 工修 運輸省港湾技術研究所 漂砂研究室長
 *** 運輸省港湾技術研究所 漂砂研究室

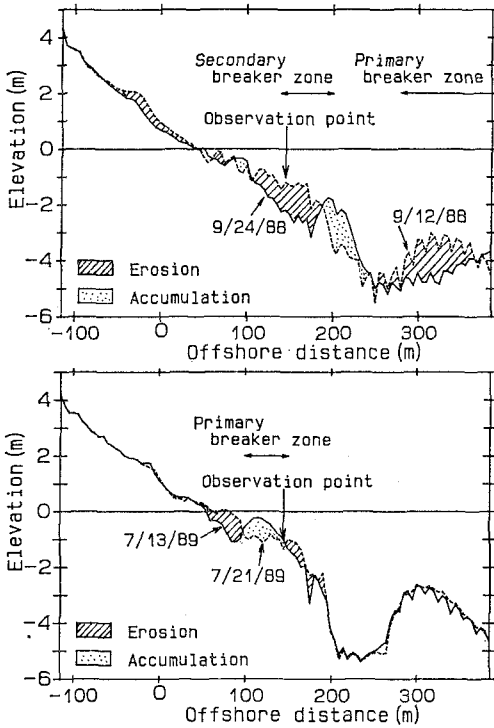


図-3 断面変化と砕波位置

選び、波の非線形性を表すパラメータとして合田 (1983) によって提案された Π (式 (1)) との関係を調べた。ただし、 H は波高、 L は波長、 h は水深である。

$$\Pi = (H/L) \coth^3 kh, k = 2\pi/L \quad (1)$$

図-4 は水面変動の skewness $(\sqrt{\beta_1})_T$ と $\Pi_{1/3}$ との関係を示したもので、図中の破線は、 $\Pi_{1/3}$ の小さい範囲 (角野ら (1986) の観測結果によると $\Pi_{1/3} < 0.2$ の範囲) で成立する $(\sqrt{\beta_1})_T$ と $\Pi_{1/3}$ との関係式 (式 (2)); 合田, 1983) を表しており、 $\Pi_{1/3}$ は波高としてゼロダ

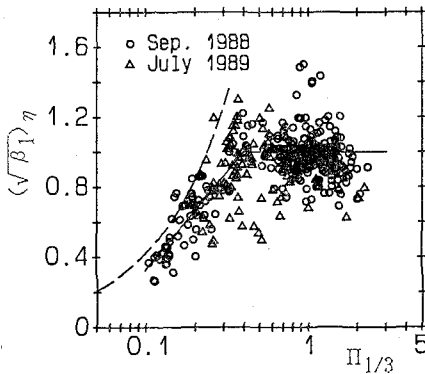


図-4 $(\sqrt{\beta_1})_T$ と $\Pi_{1/3}$ との関係

ウクロス法で求めた $H_{1/3}$ を用いることを示している。

$$(\sqrt{\beta_1})_T = 4.2 \Pi_{1/3} \quad (2)$$

図-4 より、 $(\sqrt{\beta_1})_T$ は $\Pi_{1/3}$ との相関が強く、 $0.1 \leq \Pi_{1/3} < 0.4$ の範囲では $\Pi_{1/3}$ が増加するにしたがって $(\sqrt{\beta_1})_T$ も増加する傾向を示している。ただし、 $\Pi_{1/3} < 0.2$ の範囲であっても $(\sqrt{\beta_1})_T$ は式 (2) より小さい。 $0.4 \leq \Pi_{1/3} < 2$ の範囲では $(\sqrt{\beta_1})_T$ は一定値となっており、以上の結果から $(\sqrt{\beta_1})_T$ と $\Pi_{1/3}$ との関係は次式で表現することができる。

$$(\sqrt{\beta_1})_T = 1.12 \log \Pi_{1/3} + 1.45, \quad 0.1 \leq \Pi_{1/3} < 0.4$$

$$(\sqrt{\beta_1})_T = 1.00, \quad 0.4 \leq \Pi_{1/3} < 2$$

$$\dots\dots\dots (3)$$

図-5 は波の主方向の流速変動の skewness $(\sqrt{\beta_1})_v$ と $\Pi_{1/3}$ との関係を調べたもので、観測 B (1989年 7月) における $(\sqrt{\beta_1})_v$ は 3 台の流速データの平均値である。 $(\sqrt{\beta_1})_v$ は $(\sqrt{\beta_1})_T$ に比べて値が小さいものの、 $(\sqrt{\beta_1})_T$ と同様に $0.1 \leq \Pi_{1/3} < 0.4$ の範囲では $\Pi_{1/3}$ が増加するにしたがって増加し、 $0.4 \leq \Pi_{1/3} < 2$ の範囲では一定値となっており、 $(\sqrt{\beta_1})_v$ と $\Pi_{1/3}$ との関係は次式で表現できる。

$$(\sqrt{\beta_1})_v = 0.37 \log \Pi_{1/3} + 0.51, \quad 0.1 \leq \Pi_{1/3} < 0.4$$

$$(\sqrt{\beta_1})_v = 0.36, \quad 0.4 \leq \Pi_{1/3} < 2$$

$$\dots\dots\dots (4)$$

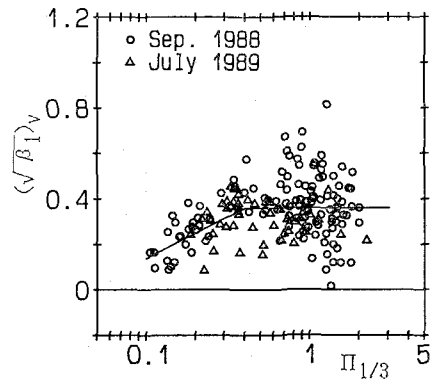


図-5 $(\sqrt{\beta_1})_v$ と $\Pi_{1/3}$ との関係

しかし、 $(\sqrt{\beta_1})_v$ は $(\sqrt{\beta_1})_T$ に比べてバラつきが大きい。この原因としては、長周期成分の存在が考えられる。 Katoh *et al.* (1985) は、1 時間の生データに対して移動平均を行って長周期成分と短周期成分を分離し、 skewness が負である長周期成分の影響を受けて流速変動の skewness が負となる観測例を示した。ここでは、17 分間の観測データ (データ数 2048, $\Delta t = 0.5$ s) に対してスペクトル解析を行い、周期 30 s 以上の成分、30 s 以下の成分を再合成して、長周期成分と短周期成分の skewness を計算した。

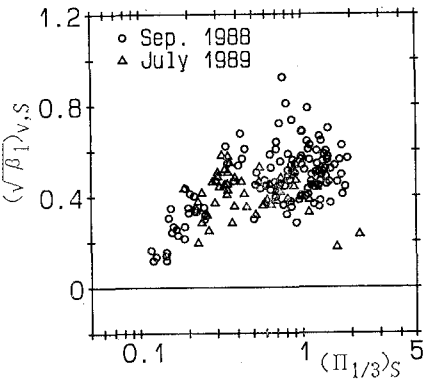


図-6 $(\sqrt{\beta_1})_{v,s}$ と $(\Pi_{1/3})_s$ との関係

図-6 は流速変動の短周期成分の skewness $(\sqrt{\beta_1})_{v,s}$ と、水面変動の短周期成分の rms 値 $(\eta_{rms})_s$ を使って計算された $(\Pi_{1/3})_s$ との関係調べたものである。図-5 と比較すると、 $(\sqrt{\beta_1})_{v,s}$ は、 $(\sqrt{\beta_1})_v$ に比べてバラつきが小さく、 $(\sqrt{\beta_1})_v$ のバラつきの原因が長周期成分によるものであることが分かる。

式(4)は流速変動の skewness の第一次近似として妥当であると思われる。しかし、推定精度を向上させるためには長周期成分の skewness $(\sqrt{\beta_1})_{v,L}$ の推定が必要となる。ただし、今のところ $(\sqrt{\beta_1})_{v,L}$ を推定する方法は無い。今回の観測データを用いて、 $(\sqrt{\beta_1})_{v,L}$ と $\Pi_{1/3}$ 、あるいは $(\sqrt{\beta_1})_{v,L}$ と長周期成分の波高水深比との関係を調べたが、いずれも相関はほとんど無かった。

3.2 波形の前後の非対称性 (atiltness)

波形の前傾度を表す指標として合田 (1985) によって提案された β_3 (atiltness) を使って、波形の前後の非対称性を検討した。図-7, 8 はそれぞれ水面変動の atiltness $(\beta_3)_\eta$ 、波の主方向の流速変動のそれ $(\beta_3)_v$ と $\Pi_{1/3}$ との関係を示したものである。 $(\beta_3)_v$ は $\Pi_{1/3}$ が

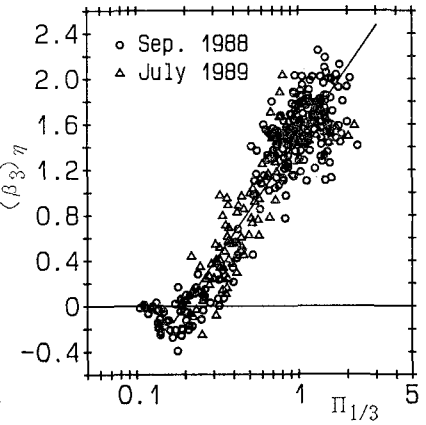


図-7 $(\beta_3)_\eta$ と $\Pi_{1/3}$ との関係

増加するにしたがって増加しており、 $0.17 \leq \Pi_{1/3} < 2$ の範囲で両者の関係は図中の直線で示した式 (5) で近似することができる。

$$(\beta_3)_\eta = 2.09 \log \Pi_{1/3} + 1.47, 0.17 \leq \Pi_{1/3} < 2 \quad (5)$$

$(\beta_3)_v$ については、 $\Pi_{1/3} < 0.3$ の範囲ではバラつきが大きいものの、 $0.3 \leq \Pi_{1/3} < 2$ の範囲では $(\beta_3)_\eta$ と同様に $\Pi_{1/3}$ が増加するにしたがって $(\beta_3)_v$ は増加しており、両者の関係を表す近似式は式 (6) (図中の直線) となる。

$$(\beta_3)_v = 1.03 \log \Pi_{1/3} + 0.76, 0.3 \leq \Pi_{1/3} < 2 \quad (6)$$

なお、長周期成分の atiltness は、水面変動、流速変動ともにほとんど 0 に近く、影響はほとんど無かった。

$\Pi_{1/3}$ は碎波前であるか碎波後であるかを明確に区別しうるパラメータではない。にもかかわらず碎波前後の skewness, atiltness を $\Pi_{1/3}$ で統一的に整理できたのは、波の非線形性が碎波によって急激に変化するものでないことが原因であると考えられる。

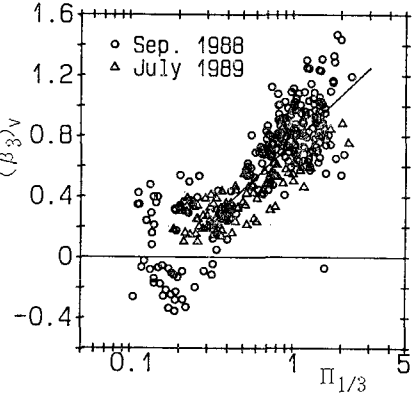


図-8 $(\beta_3)_v$ と $\Pi_{1/3}$ との関係

4. 岸沖漂砂量モデル

岸沖方向平均流速 (観測 A については栗山ら (1989) にて報告) や流速変動の skewness, atiltness などの流速の諸特性値を用いて底質の移動形態を考慮したいいくつかの岸沖漂砂量モデルを組み立て、この中から統計的な

手法を使って最良のモデルを見いだすことを試みる。

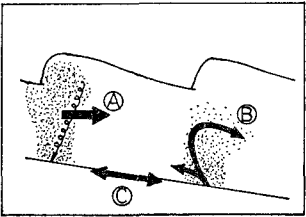


図-9 底質の移動形態を表す模式図

底質の移動形態として図-9 で模式的に示した 3 つの形態を考えた。移動形態 A は斜降渦などの上方から乱れによって

表-1 底質の移動形態と漂砂量

移動形態	漂砂量
④	$h \cdot \bar{v} \cdot (\eta_{rms}/h)^n \ (n=2,3,4,5,6), \ h \cdot \bar{v} \cdot (v_{rms}/w_0)^n \ (n=1,2,3)$
⑤	$\bar{a}^3 \cdot v^3_{rms} \cdot \cos \theta_p / g^4, \ (w_0 T/2) \cdot (2 v_{rms} + \bar{v}) \cdot (\bar{a}^3/g)^n \cdot \cos \theta_p \ (n=1,2,3)$
⑥	$(v' + C_1 \bar{v})^3 \cdot \cos \theta_p / g \ (C_1=0,0.25,0.5,0.75,1)$

巻き上げられた底質の移動を示したものである。斜降渦によって浮遊した底質は海面近くまで上昇すると考えられる(灘岡ら, 1987)。海面近くまで上昇した底質は沈降するまでに数波程度経験することから、平均流(戻り流れ)の影響を大きく受け、沖向きに運ばれると考えられる。そこで、移動形態④による底質移動量を浮遊砂濃度と水深と平均流速の積で表すこととし、表-1の④欄に示す項で表現する。浮遊砂濃度は波高水深比に比例する(Kana, 1978)あるいは流速変動のrms値(底質の沈降速度で無次元化)に比例すると仮定した。なお、表-1の中の記号の定義は以下の通りである。

h は水深、 $\bar{v}$ は岸向き平均流速、 η_{rms} は水面変動のrms値、 v_{rms} は波の主方向の流速変動のrms値、 w_0 は底質の沈降速度、 a は波の主方向の流速成分を時間微分した加速度、 θ_p は波の主方向、 T は有義波周期、 g は重力加速度、 v' は波の主方向の流速の変動成分である。

移動形態⑤はボアの通過に伴って浮遊し移動する底質を示している。Sternberg *et al.* (1984) はボアの通過時に底面近傍の浮遊砂濃度が上昇する現象を現地で観測した。この現象はほぼ一波毎に起きており、斜降渦によって生ずる底質浮遊とは別の機構によって生じていると考えられる。Katoh *et al.* (1985) はボア通過時の底質浮遊量にはボアの状況を考慮する必要があると考え、そのパラメータとして加速度の3乗平均を用いて局所漂砂量を求めている。ここでも同様の取扱を行うこととし、形態⑤による底質の移動量を表-1の⑤の欄で表す。最初の項はKatoh *et al.* (1985) で示された項から漂砂の向きを表す係数を除いたものである。Katoh *et al.* はボアの通過によって巻き上げられた底質の移動方向は流速波形のskewnessによって決定されるとしている。しかし、ボアが通過するときの底質の巻き上げ高さは十分に明らかにされていないので、表-1に示した段階では向きを未定としておき、重回帰分析における計算によってその向きを決定する。残りの3項は、形態⑥で移動する底質が、岸向

き位相の間に底面に達する高さ($w_0 T/2$)より低い位置に集中していると仮定し、その岸向き漂砂量を移動厚さ($w_0 T/2$)と岸向き移動速度($2 v_{rms} + \bar{v}$)と濃度(加速度の3乗平均に比例($(\bar{a}^3/g)^n$)との積で表したものである。

移動形態⑥は掃流状態で移動する底質を示している。掃流砂量は流速の3乗に比例する

と言われている。しかし、その計算の際に考慮すべき底面上の平均流速の大きさは未だ明らかではない。そこで、底面平均流速として、観測された中層での平均流速の0, 0.25, 0.5, 0.75, 1.0倍の値を与え掃流砂量を計算する(表-1の⑥欄)。

これらの移動形態の3つとも、あるいは2つ、1つのみを考慮して組み立てた269個のモデルの各項の係数は、断面変化から求めた岸沖漂砂量と流速データを使っ

ての重回帰分析によって決定した。ただし、これらのモデルでは岸沖漂砂量はその地点での物理量で規定されると仮定しているけれども、碎波位置よりもやや沖側ではその仮定は成り立たない。したがって、碎波帯外のデータは解析から除いてある。

重回帰分析による係数決定後、赤池の情報量規準(AIC: 坂本ら, 1983)を計算してモデルの優劣を判断した。坂本ら(1983)によれば、モデルの差が有意であると判断されるのはAICの差が1~2程度以上である。そこで、最小AIC(最も良いモデルのAIC)との差が0.5以下であるモデルを情報量の観点から最も優れているモデルと判断して表-2に示した。同表には各モデルのAIC、それらと最小AICとの差も併せて示している。

表-2の7つのモデルは2つに分類することができる。一つは移動形態④のみを考慮したモデル(モデル①, ②, ③, ④, ⑤)であり、もう一つは移動形態④と⑥を考慮したモデル(モデル⑥, ⑦)である。図-10は、断面変化から求められた岸向きを正とする漂砂量 $Q_{meas.}$ (縦軸)とモデル④およびモデル⑥で計算された

表-2 岸沖漂砂量モデルとAIC

	岸沖漂砂量モデル	AIC	最小AICとの差
①	$Q_{calc.} = 0.135 \cdot h \cdot \bar{v} \cdot (\eta_{rms}/h)^4$	60.5	—
②	$Q_{calc.} = 0.0228 \cdot h \cdot \bar{v} \cdot (\eta_{rms}/h)^3$	60.5	0
③	$Q_{calc.} = 0.767 \cdot h \cdot \bar{v} \cdot (\eta_{rms}/h)^5$	60.6	0.1
④	$Q_{calc.} = 4.27 \cdot h \cdot \bar{v} \cdot (\eta_{rms}/h)^6$	60.7	0.2
⑤	$Q_{calc.} = 0.00367 \cdot h \cdot \bar{v} \cdot (\eta_{rms}/h)^2$	60.8	0.3
⑥	$Q_{calc.} = 0.396 \cdot h \cdot \bar{v} \cdot (\eta_{rms}/h)^4 + 65.2 \cdot \bar{a}^3 \cdot v^3_{rms} \cdot \cos \theta_p / g^4$	60.9	0.4
⑦	$Q_{calc.} = 0.324 \cdot h \cdot \bar{v} \cdot (\eta_{rms}/h)^4 + 9.51 (w_0 T/2) \cdot (2 v_{rms} + \bar{v}) \cdot (\bar{a}^3/g^3) \cos \theta_p$	61.0	0.5

漂砂量 $Q_{calc.}$ (横軸) とを比較したものである。モデル①で計算される漂砂量とモデル⑥で計算される漂砂量とはそれほど大きな差は無く、両者とも断面変化から求められる漂砂量と比較的良好一致している。

図-11 は、モデル⑥における移動形態④での漂砂量 Q_A (岸向きが正) と移動形態③での漂砂量 Q_B の相関を示したものである。この図から両者の間には負の相関があることがわかる。したがって、移動形態④と③を考慮したモデルは 図-11 の相関関係を用いれば移動形態④のみを考慮したモデルに書き換えることができ、よって、モデル①とモデル⑥の計算結果がほぼ一致したと言える。

掃流状態による底質移動 (移動形態③) を含むモデルの情報量が大きくなかった原因としては、今回解析の対象としたデータは、浮遊砂量が掃流砂量より卓越する侵食時のものがほとんどであったからであると考えられる。したがって、より一般的な漂砂量モデルを確立するためには、堆積時のデータを収集して解析する必要がある。

5. おわりに

本論文では、①流速波形の skewness の第一次近似式は式 (4) で与えることができること、ただし、長周期成分の影響によって実測値は推定値からややバラつくこ

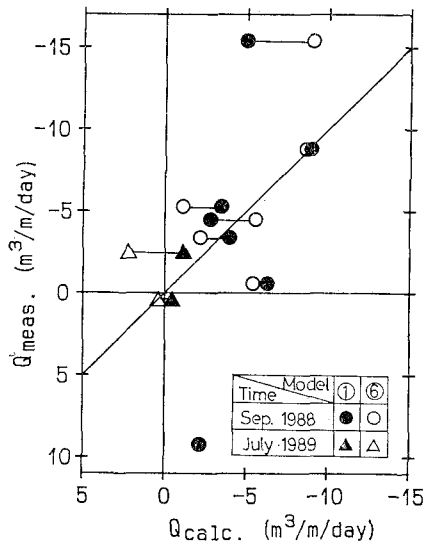


図-10 岸沖漂砂量に関する計算値と実測値との比較

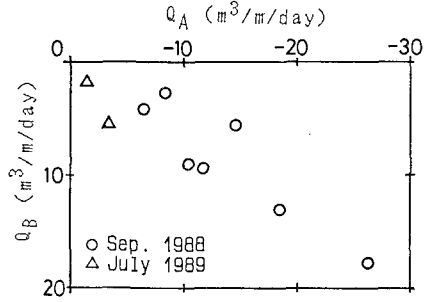


図-11 Q_A と Q_B との関係

と、②流速波形の atiltness は式 (6) で表すことができること、③碎波帯内の碎波位置近傍での岸沖漂砂量は、表-2 に示したモデルで表すことができること、を明らかにした。

最後に、本観測の実施にあたって計器の設置や目視観測などを手伝ってくださった、漂砂研究室柳嶋慎一氏、村上裕幸氏、エコー(関)臼井竜夫氏、土屋貴敬氏に感謝の意を表する。

参 考 文 献

角野 隆・関野高志・梅沢一之(1986): 浅海域における波浪特性に関する現地観測, 第33回海岸工学講演会論文集, pp. 149~153.

栗山善昭・加藤一正・柳嶋慎一・村上裕幸(1989): 侵食過程における戻り流れと浮遊砂濃度, 海岸工学論文集, 第36巻, pp. 274~278.

合田良實(1983): 波浪の非線型性とその記述パラメーター, 第30回海岸工学講演会論文集, pp. 39~43.

合田良實(1985): 波浪の統計的性質に関する二、三の数値的検討, 港研報告, 第24巻, 第4号, pp. 65~102.

坂元慶行・石黒真木夫・北川源四郎(1983): 情報量統計学, 共立出版株式会社, pp. 42~64.

灘岡和夫・上野成三・五十嵐竜行(1987): 碎波帯内の三次元的大規模渦構造と浮遊砂の現地観測, 第34回海岸工学講演会論文集, pp. 21~25.

Kana, T. W. (1978): Surf zone measurement of suspended sediment, Proc. 16th ICCE, pp. 1725~1743.

Katoh, K., N. Tanaka, T. Kondoh, M. Akaishi and K. Terasaki (1985): Field observation of local sand movement in the surf zone using fluorescent sand tracer (second report), Rep. Port and Harbour Res. Inst., Vol. 24, No. 2, pp. 3~63.

Sternberg, R. W., N. C. Shi and J. P. Downing (1984): Field investigations of suspended sediment transport in the nearshore zone, Proc. 19th ICCE, pp. 1782~1798.