

砕波形式の相違による浮遊砂の移動速度に関する研究

鷲見浩一*・兼藤 剛**・植松達也**

本研究では、可視化水理実験を行って砕波形式の相違による浮遊砂の移動速度を考究した。また、 $k-\epsilon$ 乱流モデルによる砕波の数値計算を実施して、波内部の流速場と浮遊砂の移動速度を関連づけて検討した。その結果、浮遊した砂の移動速度には、波動運動に伴う流れが支配的であることが判明した。すなわち、S-P 砕波では波動運動による流れと砂粒の沈降速度が同方向のときは、両者が互いに強めあって砂の移動速度は水粒子速度より速くなるのに対し、波動運動による流れと砂粒の沈降速度が逆方向のときは、互いに弱め合っただけで砂の移動速度は水粒子速度よりも遅くなる傾向を示した。Plunging 砕波では、S-P 砕波のように波動運動による流れと砂粒の沈降速度が弱めあう現象は顕著ではなかった。

1. はじめに

海岸侵食の機構解明は、海岸背後に集中している人命や資産を防護し、自然環境と調和を図った海岸環境を創出するために重要である。現在では、海浜の安定性を確保するために、入射波を離岸堤の回折効果や人工リーフの強制砕波により減衰させて、海浜流と漂砂を制御するのが一般的である。しかし、これらの構造物は高い堆砂機能を有している一方で、海岸線に沿って数十 km も設置されている海域もあり、沿岸漂砂の阻止など、自然環境へ甚大な負担を与えている場合もある。価値観が多様化し、災害に対する安全性の向上と環境に配慮した海岸整備が必要とされる社会においては、今後、自然環境に与える負担を軽減した漂砂制御方法の開発が望まれ、漂砂機構について先進的な研究による解明が必要となる。

底質は、漂砂の主要要因である波によって掃流漂砂や浮遊漂砂、およびシートフローの形態で輸送される。このうち、砕波による浮遊漂砂の量は、砂漣からの浮遊漂砂量と比較してはるかに多く、砕波により海底から浮遊した砂は、海浜流により移動するので、海岸侵食を支配する重要な因子である。これまでに砕波帯内の海底砂の浮遊現象については、多くの研究が行われ、砂の浮遊には斜降渦の海底面への到着が支配的であることを岡安(2000)らが実験的に確認し、浮遊砂濃度の定量的な評価方法に関しては、柴山(1994, 2003)らの研究により重要な知見が得られている。しかし、砕波に伴い浮遊した砂の移動過程と移動速度については、砕波という力学的に極限状態にある現象を対象としているので、その定量的評価が困難であり、依然として未解明な問題が山積している。

本研究では、砕波による砂の浮遊現象を解明して、自

然環境に与える負担を軽減した漂砂制御方法を構築する初期段階として、砕波形式の相違による浮遊砂の移動速度を可視化水理実験により考究する。さらに、 $k-\epsilon$ 乱流モデルによる砕波の数値計算を行って、波内部の流速場と底質の移動速度を関連づけて検討し、砕波に伴う海底砂の移動特性を考察する。

2. 可視化実験と数値計算

本研究では、砂の移動速度を PIV 装置を用いて測定するために、まず、砂が PIV の追跡粒子となりえるのかを検証する実験Ⅰを行った。そして、砂が PIV で流速を測定可能な追跡粒子となることを確認した後に、一様勾配斜面に近い状態の海底から、砕波により浮遊する砂の移動速度を考究する移動床の実験Ⅱを実施した。また、MARS 法を自由界面の解法とした $k-\epsilon$ 乱流モデルによる砕波の数値計算を行った。

(1) 底質の沈降速度を検討する実験Ⅰ

実験Ⅰでは、内径 6.8 cm のメスシリンダーに水を高さ 40 cm まで入れ、側方に設置した CCD カメラ (SONY: WB CCD) により、静水中を降下するケイ砂 (中央粒径 $d_{50} = 0.3$ mm) の可視化画像を撮影した。この画像からケイ砂の沈降速度を算定するアルゴリズムとして PIV 法 (nexus: PIV Ver.1.1d) を採用した。可視化画像の撮影領域は、縦 29.5 cm × 横 22.1 cm に設定した。タイミングコントローラにより撮影時間とメスシリ

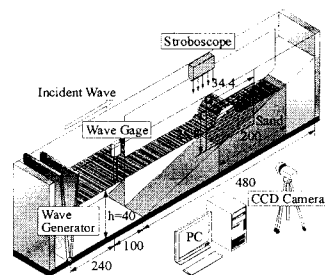


図-1 砂の移動速度計測の実験装置(単位: cm)

* 正会員 博(工) 金沢工業大学助教授 環境・建築学部 環境土木工学科

** 学生会員 金沢工業大学大学院 工学研究科 環境土木工学専攻

ンダーの上方のストロボスコープ(日進電子工業: Short Arc Storo)の照射間隔を同期制御して、撮影間隔を $\Delta t = 1/30$ s に調整した。そして、Rubey の式から求まる底質の沈降速度と PIV によるケイ砂の沈降速度を比較検証した。

(2) 碎波に伴う底質の移動速度を検討する実験Ⅱ

実験Ⅱは、図-1 に示す金沢工業大学環境土木工学科の片面ガラス張りの2次元造波水槽(長さ10.0 m, 幅0.7 m, 高さ1.0 m)で行った。水深 $h = 40$ cm の水平床上に外枠をアクリル板で作成した勾配 $i = 1/10$ (長さ4.8 m, 幅0.7 m, 高さ0.48 m) の一様海底勾配を設置し、海底勾配の内部に実験Ⅰで使用したケイ砂を敷き詰めた。碎波による浮遊砂の移動速度の測定には、実験Ⅰと同じ PIV 装置を用いた。可視化画像の撮影領域は縦25.8 cm × 横34.4 cm に設定した。実験波は波高 $H_I = 6$ cm, 周期 $T = 0.8$ s と $H_I = 8$ cm, $T = 1.0$ s の2種類の規則波とした。これらの実験波の碎波形式は、それぞれ Spilling 碎波と Plunging 碎波の中間の性質を持つ Spilling-Plunging 碎波(S-P 碎波)と Plunging 碎波である。計測対象波は、S-P 碎波と Plunging 碎波ともに造波開始から5波目の波とした。また、海底地形は、造波の度に砂が削られるので、造波の都度、削られた領域を埋め戻し、一様勾配斜面の状態から実験を開始した。PIV による砂の移動速度は、24波の位相平均により求めた。なお、PIV により測定した浮遊砂の移動速度の妥当性の検証は、時間間隔 $\Delta t = 1/30$ s の2枚の画像から砂の移動距離を計測し、その距離を時間間隔で除して求めた流速(以下、画像解析による砂の移動速度とする)との比較により行った。

(3) 碎波の数値計算

自由界面の解法として MARS(Multi-interface Advection and Reconstruction Solver)法を採用した標準 $k-\epsilon$ 乱流モデルにより、碎波の数値計算を行った。功刀(1996)による MARS 法は、VOF 法の特徴である質量の完全な保存性を保ちつつ、その欠点である界面勾配の輸送の不正確性を、計算格子内の界面勾配を1次関数で近似する line-segment 関数の導入により、改良した計算手法である。実際の計算では、入力波条件と計算領域を実験Ⅱと同じ諸元で設定し、速度場と渦度を求めた。

3. 砂の沈降速度

砂粒が PIV の追跡粒子となりえるのかを検証するために、静水中を降下する砂の沈降速度を PIV 装置により計測し、Rubey の式による底質の沈降速度と比較した。PIV 法は検査領域において、個々のトレーサ粒子を検出せずに、2時刻分の撮影画像から相関法により、粒子群のパターンをマッチングして、移動した粒子群の変位を求め、粒子群の移動速度を算定する。したがって、

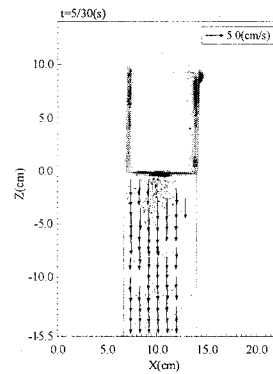


図-2 砂の沈降速度

静水中の検査領域内が、中央粒径の同一なケイ砂のみで構成される場合、PIV により算定した沈降速度は、その中央粒径が同一なケイ砂の沈降速度とすることができる。PIV による砂粒子群の検索範囲は 0.46×0.46 cm とし、図-2 は補間により 0.92 cm 間隔で沈降速度ベクトルを表示している。また、計測対象としてメスシリンダー内を降下させる砂粒は、撮影領域内に概ね 1.0 g とすることで、濃度を約 2.28 g/l に調整した。砂粒は静水面約 20 cm 上方から自由落下させているので、約 2.0 cm/s の速度で静水面に達している。したがって、静水面近傍では、局所的に流れが乱れるために、静水面の付近では、斜め側方を向くベクトルも確認できるが、静水面下 10 cm 以深では鉛直下向きとなっている。また、静水面下 10 cm 以深のケイ砂の沈降速度の平均を求めると 3.95 cm/s であり、Rubey の式より算定した底質の沈降速度の 3.97 cm/s と一致する。これより、ケイ砂が PIV 装置による流速測定の追跡粒子となることが確認できた。

4. 浮遊砂の移動過程

碎波に伴う底質の浮遊現象と移動過程について検討する。S-P 碎波と Plunging 碎波の海底砂の移動過程を撮影した画像をそれぞれ図-3 と図-4 に示す。なお、図中の時刻 t は、S-P 碎波と Plunging 碎波ともに図示領域内に計測対象波の波頂部が到達した時刻を基準にしている。また、白色の矢印は、連続する2時刻の可視化画像から目視にて確認した砂粒子群の移動方向を表している。矢印の上部に表示した数字は、第2章2節で述べた画像解析による底質の移動速度である。図-3,4 から、S-P 碎波と Plunging 碎波において、着底していた砂が碎波により浮遊し、浮遊した砂が流れにより移流した後に、再び着底するという波1周期にわたる一連の砂の移動過程が確認できる。撮影領域において先行波により浮遊した砂は、戻り流れによって沖方向に移動する。図-3,4(a) に示すように計測対象となる波が碎波点に接近するにつ

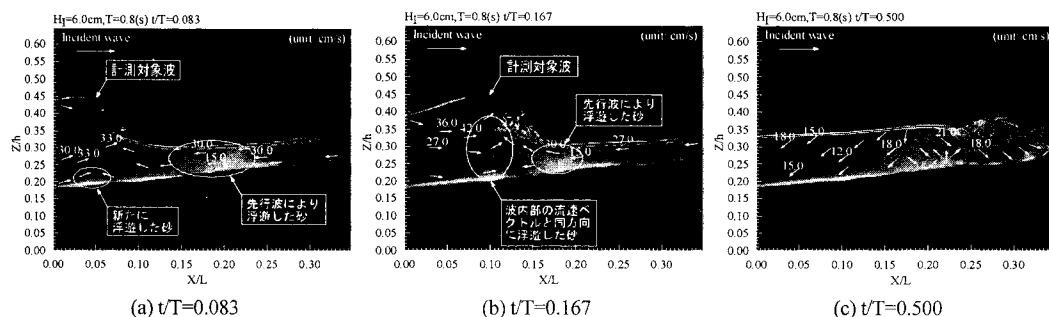


図-3 S-P 碎波の浮遊砂の移動過程と移動速度

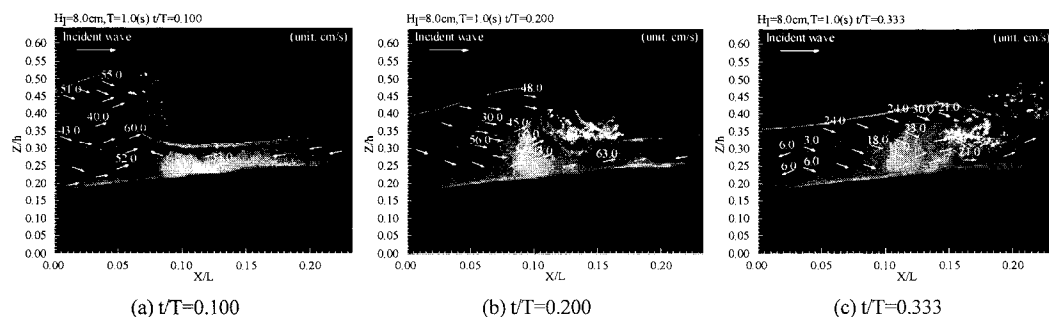


図-4 Plunging 碎波の浮遊砂の移動過程と移動速度

れて、岸向きの流れが強まり、この流れと戻り流れが合流する領域の近傍で、碎波時に新たに砂が浮遊する。新たに浮遊した砂は、図-3.4(b)から確認できるように浮遊領域を拡大し、その後、先行波により浮遊した砂と合一する。さらに、図-3.4(c)に見られるように、砂は波の岸側への伝播に伴い沈降する。つぎに、海底地形の変化と入射波の碎波変形の過程を関連づけて検討する。図-3.4よりS-P碎波では $X/L=0.25$ 、Plunging碎波では $X/L=0.2$ 周辺の海底の砂が最も削られていると判断できる。この領域は、入射波の碎波後に多量の気泡が液体内に混入し、水表面が著しく乱れ、混入した気泡の海底面への接触も確認できた領域に相当している。これより、従来から指摘されているように、砂が浮遊して海底面が削られるには、碎波による流れの乱れが支配的であることが、本研究においても実証できた。

5. 碎波形式の相違による浮遊砂の移動速度

PIV装置を用いて、一様勾配斜面に近い状態の海底から、碎波により浮遊する砂の移動速度を考究する。第3章において、砂粒がPIVの追跡粒子となりえるのかを検討し、砂の流体に占める濃度が約 2.28 g/l ときは砂粒が追跡粒子となることを確認した。しかし、碎波下の浮遊砂濃度は、柴山ら(2003)によると海底面近傍で約 10.0 g/l に達する場合もあると報告されている。したがって、PIVによって得た砂の移動速度の信頼性を検討

する必要がある。そこで、本研究では、第2章2節で説明した画像解析による砂の移動速度とPIVによる砂の移動速度を比較することで、PIVより算定した砂の移動速度の妥当性を検証した。なお、画像解析によるS-P碎波とPlunging碎波の砂の移動速度は図-3.4(a)～(c)に、PIVによるS-P碎波とPlunging碎波の砂の移動速度は図-5.6(a)～(c)にそれぞれ同時刻で表示してある。図-3(c)と図-5(c)のように碎波後の波内部に大量の気泡が混入し、流れの乱れが著しい $0.20 \leq X/L \leq 0.25$ の領域においては、目視による砂の移動方向とPIVによる移動方向が異なっている。しかし、S-P碎波・Plunging碎波ともにその他の時刻において、両者の砂の移動速度は、ほぼ一致していることが確認できる。また、図-5.6のハッチ部は気泡混入領域を図化したものである。同図よりS-P碎波とPlunging碎波に共通して、先行波により浮遊した砂は、戻り流れによって沖方向にS-P碎波で約 27 cm/s 、Plunging碎波で約 35 cm/s で斜め下方向に移動している。計測対象波が可視化画像の撮影領域内に達する時刻では、S-P碎波・Plunging碎波ともに、波の入射に伴う岸方向の流れと同方向に移動する砂と戻り流れと同方向に移動する砂が、波前脚部下で合流する。図-3(a)に示すS-P碎波の波峰前面に気泡が混入している時刻の $t/T=0.083$ では、 $X/L \geq 0.08$ で沖方向に、 $X/L \leq 0.05$ で岸方向にそれぞれ移動していた砂が $0.05 \leq X/L \leq 0.10$ で合流して、合流した砂が上方向に浮

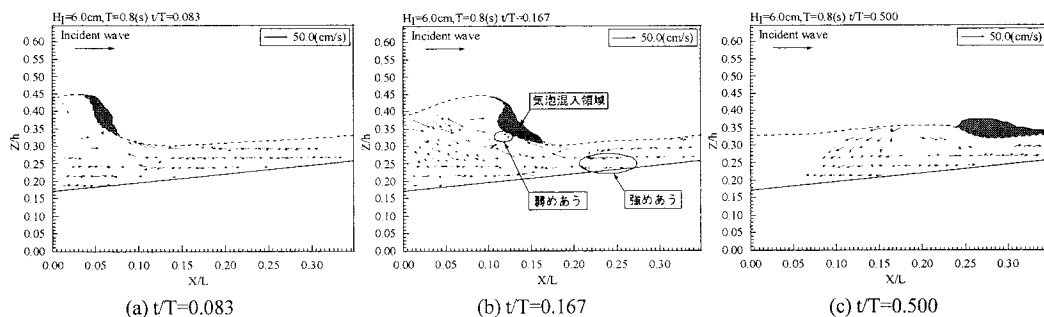


図-5 S-P 碎波の浮遊砂の移動速度ベクトル

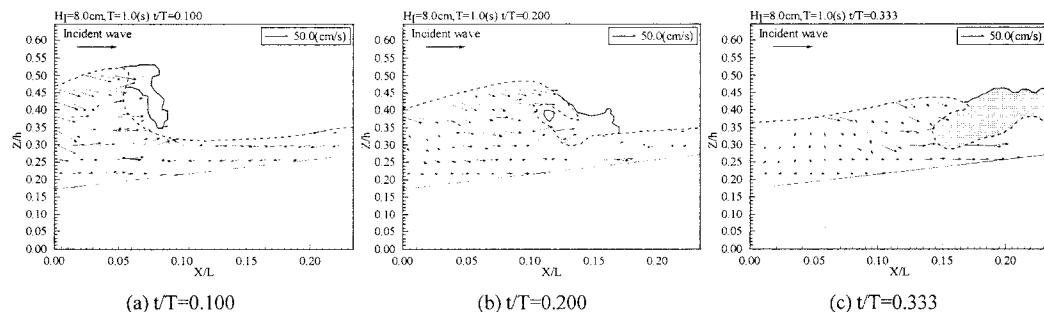


図-6 Plunging 碎波の浮遊砂の移動速度ベクトル

遊することが目視により確認できた。図-5(a)においても岸方向と沖方向にそれぞれ移動していた砂が合流して、 $0.05 \leq X/L \leq 0.10$ で浮遊するのが確認できる。図-5(b)は波峰の勾配が最も急峻となっており、波頂の前後において波形が非対称である。さらに、前述した図-5(a)と比較して波高が大きく、1時刻後のベクトル分布図では波高が減衰していたことから、同図は碎波点での砂の移動速度を図示したのものであるとすることができる。砂は波峰の後方から波峰中央部へ向けて斜め下方向に約30~40 cm/sの速い速度で移動している。また、波峰中央部から波峰前面に向かう斜め上方向に浮遊領域を拡大する砂も存在している。 $0.2 \leq X/L$ では沖向きに約20 cm/sで砂が移動している。Plunging 碎波でも同様に、波峰の後方から波峰中央部へ向けて斜め下方向に移動する砂と波峰中央部から波峰前面へ向けて斜め上方向に移動する砂が、図-6(b)から確認できる。図-5,6(c)にそれぞれ示す碎波後のS-P 碎波とPlunging 碎波の水表面近傍の砂は、S-P 碎波で約10~20 cm/s、Plunging 碎波で約25~30 cm/sの速度で沈降している。これらの砂の移動速度は、碎波時よりも遅くなっているが、第3章で検証した静水中を降下する底質の沈降速度と比較すると速度を増している。これより、波動運動により発生する流速成分が、砂の着底を加速していると考えることができる。つづいて、浮遊砂の移動速度を波内部の水粒子速度・渦構造と関連づけて考究する。図-7(a)~(c)は図-3,5(a)~(c)と同時刻の $k-\epsilon$ 乱流モデルによるS-P 碎

波の流速分布と渦度分布の計算結果を示したものである。波内部の速度分布は、波頂部の後方から波峰の前面へ向かう反時計回りの半円型の流速分布となっている。また、渦度分布は図-7(b)に示すように、波峰前面の中央部を境界に渦の回転方向が異なっている。中央部から波前脚部へかけては反時計回りの渦が発生しているのに対し、中央部から波頂部へかけては時計回りの渦が存在している。このような渦度分布は辻本(1997)が数値計算により、著者ら(2004)が実験により確認したと同様な渦の分布である。図-5と図-7より、一樣斜面に近い状態の海底から、碎波に伴い巻き上がった砂の移動には、波動運動による流れが支配的であることが判明した。すなわち、図-5(a)と図-7(a)を比較すると、波内部の流れは $X/L = 0.10$ 付近で鉛直方向の上昇流が発生しているのに対し、同領域の砂は水平方向からやや斜め上向きで岸向きと沖向きの砂が合流している。斜め上向きの砂の移動速度は約17 cm/sであり、同領域の水粒子速度の計算値の33.5 cm/sよりも遅くなっている。沖方向に斜め下方向の戻り流れが発生する $0.15 \leq X/L \leq 0.35$ では砂の移動速度は25 cm/sであり、水粒子の流速の20 cm/sよりも速い。図-5(b)と図-7(b)においても、波頂部後方の斜め下方向に移動する砂の速度は、流速の計算値よりも速い。 $X/L = 0.11, Z/h = 0.32$ における波峰前面に向かう斜め上向きの砂は約15 cm/sで移動しているのに対し、同領域の流速の計算値は約30 cm/sであり、砂の移動速度は波内部の流速よりも遅くなっている。また、

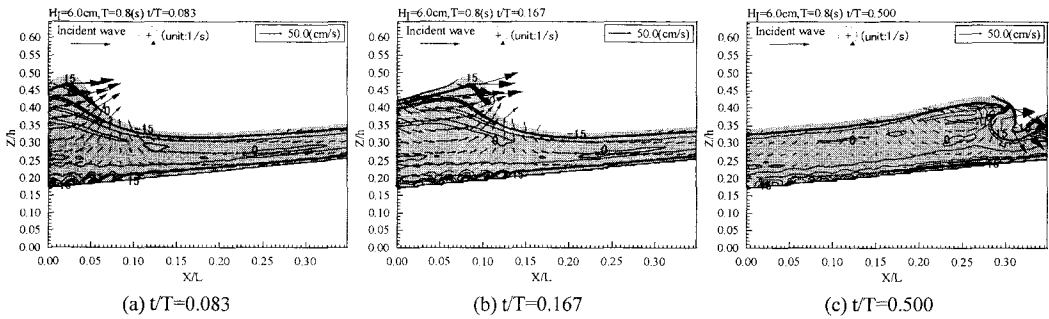


図-7 S-P 砕波の浮遊砂の移動速度ベクトル

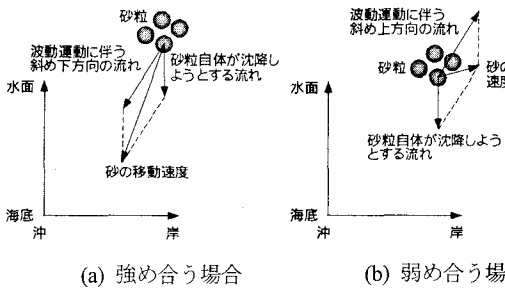


図-8 流れと砂の移動速度の関係

$0.20 \leq X/L \leq 0.30$ の沖向きの砂は約 22 cm/s で斜め下方方向に移流し、流速の計算値の約 18 cm/s よりも速い速度で移動している。図-5(c)と図-7(c)においても、 $0.10 \leq X/L \leq 0.15$ の水表面付近で海底へ向かう砂の移動速度は約 13 cm/s であるのに対し、同領域の流速の計算値は 6 cm/s であり、斜め下方方向に移動する砂の速度は、波動運動による流れよりも速い速度となっている。

以上のように、砂の移動速度は、波動運動に伴う波内部の流れの速度と比較すると、その大きさが砂の移動方向によって異なることが判明した。すなわち、戻り流れと同方向に砂が移動する場合の移動速度は、同領域の流速値と比較して大きくなっている。これは、図-8(a)に示すように砂が沈降しようとする下向きの流速成分と斜め下方方向の戻り流れが強めあうためであると考えられる。一方、気泡混入域近傍の波峰前面へ向かう斜め上方方向の砂の移動速度は、同領域の流速の計算値と比較して小さくなっている。これは、図-8(b)に示すように砂を上昇させようとする流速と砂が沈降しようとする下向きの流速が弱めあうためであると推察できる。

図-3(a)において砕波に伴い新たに砂が浮遊した領域は、図-7(a)においての渦が発生していた領域である。その新たに浮遊した砂は、波内部の流れと同方向に浮遊領域を拡大し、砂の移動速度は S-P 砕波で約 25 cm/s 、Plunging 砕波で約 50 cm/s であった。Plunging 砕波では、可視化画像の撮影領域全域において、S-P 砕波よりも砂の移動速度が大きい。特に、S-P 砕波のように、波峰前

面で波による斜め上方方向の流速と砂の沈降による下向きの流速が弱めあう現象は顕著ではなかった。

4. おわりに

本研究では、一様勾配斜面に近い状態の海底から、砕波により浮遊する砂の移動速度の特性を検討した。

以下に本研究で得られた主要な結論を示す。

- 1) PIV によるケイ砂の沈降速度と Rubey の式より算定した底質の沈降速度は一致し、ケイ砂が PIV の追跡粒子となることが確認できた。また、PIV による砂の移動速度は、画像解析による砂の移動速度とほぼ一致した。
- 2) 浮遊した砂の移動速度には、波動運動に伴う流れが支配的であることが判明した。すなわち、S-P 砕波では波動運動による流れと砂粒の沈降速度が同方向のときは、両者が互いに強めあって砂の移動速度は水粒子速度より速くなるのに対し、波動運動による流れと砂粒の沈降速度が逆方向のときは、互いに弱め合って砂の移動速度は水粒子速度より遅くなる。
- 3) Plunging 砕波では、S-P 砕波よりも砂の移動速度が大きく、S-P 砕波のように、波峰前面で波による斜め上方方向の流速と砂の沈降による下向きの流速が弱めあう現象は顕著ではなかった。

参考文献

- 岡安章夫・敦賀仁・松川祐・Nimal Waijayarathna・片山裕之(2000)：画像解析による斜降渦の特性とその発生分布について、海岸工学論文集、第47巻、pp.141-145。
 功刀資彰(1997)：自由界面を含む多層流の直接数値解析法、日本機械学会論文集B編、第63巻、609号、pp.1576-1584。
 柴山知也・M. P. R. Jayaratne(2000)：砕波帯内浮遊砂量の評価方法、海岸工学論文集、第50巻、pp.451-455。
 柴山知也・Winyu Rattanapitikon・岡安章夫(1994)：砕波帯内の浮遊砂量の算定モデル、海岸工学論文集、第41巻、pp.431-435。
 辻本剛三(1997)：乱流モデルによる砕波点近傍の流れ場の数値計算、海岸工学論文集、第44巻、pp.101-105。
 鷺見浩一・兼藤剛(2004)：一様斜面上の砕波に伴う気泡混入特性と砕波点近傍の流れ場に関する研究、海岸工学論文集、第51巻、pp.96-100。