

可視化手法による波の遡上運動の内部機構解明

Mohammad Dibajnia*・池野勝哉**・喜岡 渉***

1. はじめに

海岸線の波打ち帯では波の遡上・流下が絶えず繰り返され、侵食・堆積による汀線移動が生じている。遡上は自然海岸に到達する波の最終形であり、古くから遡上機構についての研究は多くなされているが、遡上域の流速場を具体的に計測した報告は皆無に等しい。従来の流速測定には電磁流速計や LDV によるオイラー的な計測が行われているが、これらの流速計は測定点の空間分布の粗さが欠点となり遡上域を計測する上で好ましくない。これに対して、可視化画像を用いた流速のラグランジュ的な測定では、流速の空間分布が得られ、水面形と流速の同時計測もでき、実験レベルの遡上域にも適用可能である点で優れている。

近年、海岸工学においても可視化手法による碎波帯の流速分布測定が多く用いられ（例えば、山田ら, 1999；宮本ら, 1999・1998；長尾ら, 1997・1994；日野ら, 1985；酒井ら, 1985）、可視化手法が非常に有効な手法であることが確認されてきた。可視化手法を大きく分けると、トレーサー粒子の移動を追跡した PTV (Particle Tracking Velocimetry) と画像の輝度分布の移動に着目した PIV (Particle Image Velocimetry) に分類できる。前者は流速推定の処理が簡単であるが、流速がトレーサー粒子の存在する地点のみで推定されるため、任意点での測定は困難である。後者は任意点での流速測定が可能であるが、相関解析に大量の計算を必要とするので、処理に多大な時間を必要とする。しかし、近年の急速な PC の進歩により後者の処理時間は軽減されてきている。

本研究では任意点計測が可能な PIV 可視化手法を用いて、従来計測できなかった遡上域での流速場を測定すると共に、侵食型・堆積型規則波の遡上域の運動特性を解明し、その違いを明らかにした。また非碎波の長周期波の遡上機構についても調べた。

2. 実験方法および実験条件

実験は長さ 26 m, 幅 0.6 m, 深さ 1.2 m の無反射式造波装置付き両面ガラス張り二次元造波水槽を用いた。また、斜面底部 (勾配 1:30) の碎波帯内と遡上域付近には水面の変化による可視化画像の輝度分布の乱れが生じるため、レーザー光を下からあてることとした。このため、斜面上に 45°の角度で鏡を内挿した 31×30×2.5 cm のアクリルボックスを 16 枚設置し、アルゴンレーザー光を水槽横のガラスから斜面と平行に照射し、鏡で 90°反射させ水路縦断面の撮影を可能にした。PIV 解析に用いる可視化画像は 1 つの検査枠の中にトレーサー粒子が 10~20 個程度存在し、時刻毎の移動量はその検査枠に対して 1/4 以下が好ましいことを考慮し、粒径 50 μ m, 比重 1.02 のナイロン樹脂粒子を撮影領域に調整しながら注入した。撮影にはハイスピードカメラ (フォトロン製) を用いてレーザーシート光の出力を 2~3 W, シート厚を 5 mm, カメラのシャッタースピードを 1/240 s, 撮影

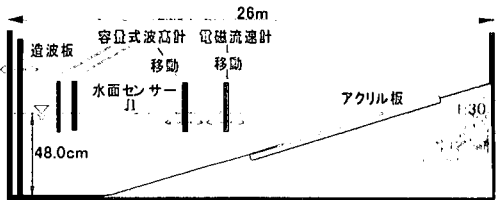


図-1 実験装置の概要

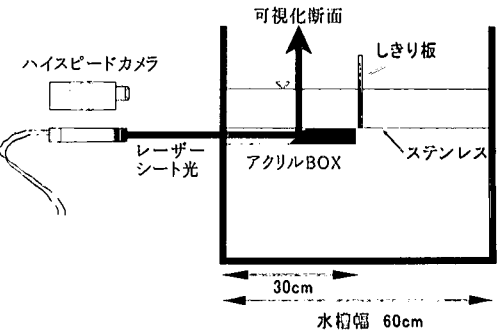


図-2 可視化断面

* 正 会 員 工博 名古屋工業大学助教授 工学部社会開発工学科
** 学生会員 名古屋工業大学大学院工学研究科
*** 正 会 員 Ph.D 名古屋工業大学教授 工学部社会開発工学科

間隔を 240 FPS とし、撮影した画像は解像度 640×480 pixel の TIFF 画像として取り込み、画像解析ソフト (VISIFLOW, AEA Technology) を使用して相互相関法による PIV 解析を行った。写真-1 に可視化画像の一例を示す。

実験条件は、沖側一様水深部の水深を 48 cm とし、入射波は $T=1.2$ s, $H=13.8$ cm の侵食型 (砂村・堀川のパラメーター $C_s=13.4$)、 $T=3.0$ s, $H=2.1$ cm の堆積型 ($C_s=1.2$) と $T=7$ s, $H=4.5$ cm (反射波込み) の長周期波でいずれも規則波で行った。遡上域の撮影を断面幅約 10 cm で 6 断面ずつ行った。撮影断面を沖側から P01, P06, P08, P10, P12, P14 と名づけ、各断面の中心位置は図-7 で示す通りである。この他にも容量式波高計と電磁流速計で 20 cm 毎に斜面上の水面と底面流速を計測した。なお、撮影開始は水面センサーをトリガー信号として用いているため同ケースの各断面の時間軸は一致している。

3. 侵食・堆積型波の遡上機構

写真-1 で示した断面画像から PIV 解析により得ら

れた瞬間流速ベクトル分布を図-3 (侵食型) および図-4 (堆積型) に示す。各図の横軸は撮影断面左からの距離である。水面形は、得られた可視化画像を 2 値化し画像の上段から輝度値をプロットして得られた。図はいずれも静水深 2.3 cm, P10 地点の断面のものであるが、堆積型では渦が海底まで到達しているのに対して侵食型では水塊上部でしか渦を確認できない。図-5 と図-6 はそれぞれの波における P06 地点の瞬間流速ベクトルであるが、P10 地点の結果と同様である。図-6 は堆積型波の碎波直後の流速場で、碎波による渦が水塊に残されている。また、PIV 解析により得られた流速ベクトルから各断面中央付近の鉛直定常流速分布を侵食型波は 5 波分の平均で、堆積型波は 2 波分の平均として図-7 に示した。各断面図の水平線は最低水位 (トラフレベル) を表し、それ以下では常に水が存在することを意味する。逆にそれ以上では、各瞬間で水の有無が変化しており異常ベクトルの発生も確認されたため、ここでは最低水位以上のデータについては論述を避けることとする。また、セットアップの小さい $T=3.0$ s, $T=7.0$ s の P14 地点については水深の低さゆえに PIV 解析の正確さを欠いている。



① $T=1.2$ s P10 地点



② $T=3.0$ s P10 地点

写真-1 可視化画像の一例

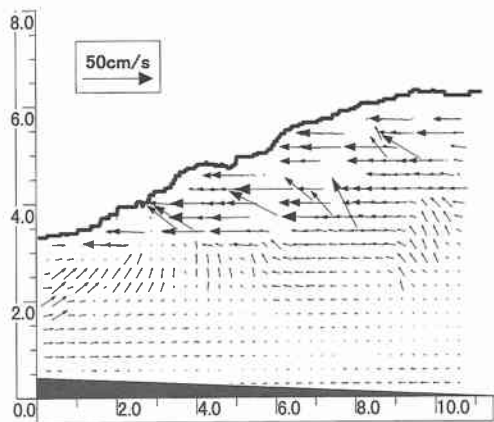


図-3 写真-1 ①による流速ベクトル
 $T=1.2$ s P10 地点 (単位: cm)

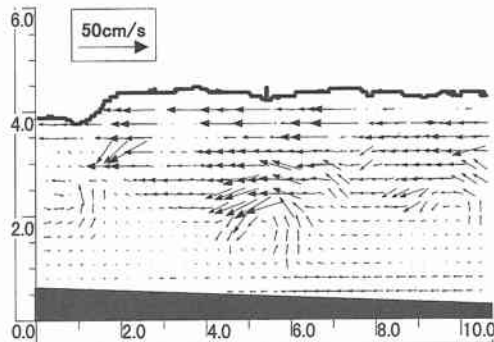


図-4 写真-1 ②による流速ベクトル
 $T=3.0$ s P10 地点 (単位: cm)

図-7を細かく見ると、侵食型($T=1.2$ s)の波は他のケースと比べてセットアップが大きく、全体的に定常流速(戻り流れ)も遡上域で大きな値をとっているのに対して、堆積型($T=3.0$ s)の波はセットアップも小さく、同じ断面でも定常流速が小さくなっている。また、侵食型波に関しては定常流速のピークは底面付近であるが、

堆積型波は最低水深のほぼ中央で確認される。これは渦動粘性の鉛直分布の違いによるものと推測され、砂の移動方向には多大な影響を与えと考えられる。

上記の結果をまとめると、侵食型の波は波高が大きいため水面変動およびセットアップが大きく、波は沖合で碎波するので(碎波水深 17 cm)トラフ高より上の水塊が十分発達したボアになって進行している。一方、堆積型

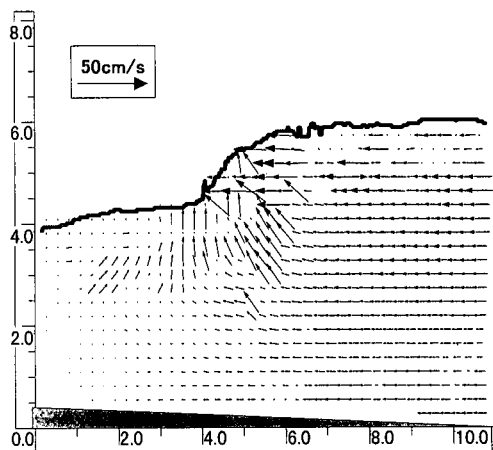


図-5 $T=1.2$ s P06 地点 (単位: cm)

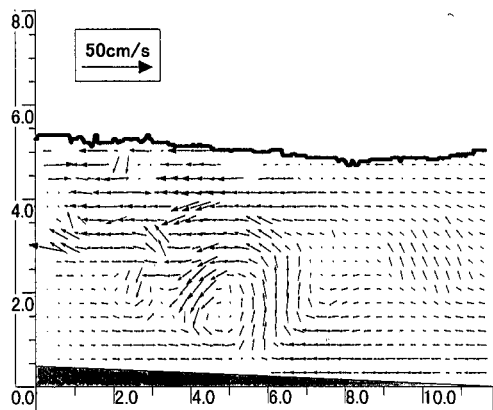


図-6 $T=3.0$ s P06 地点 (単位: cm)

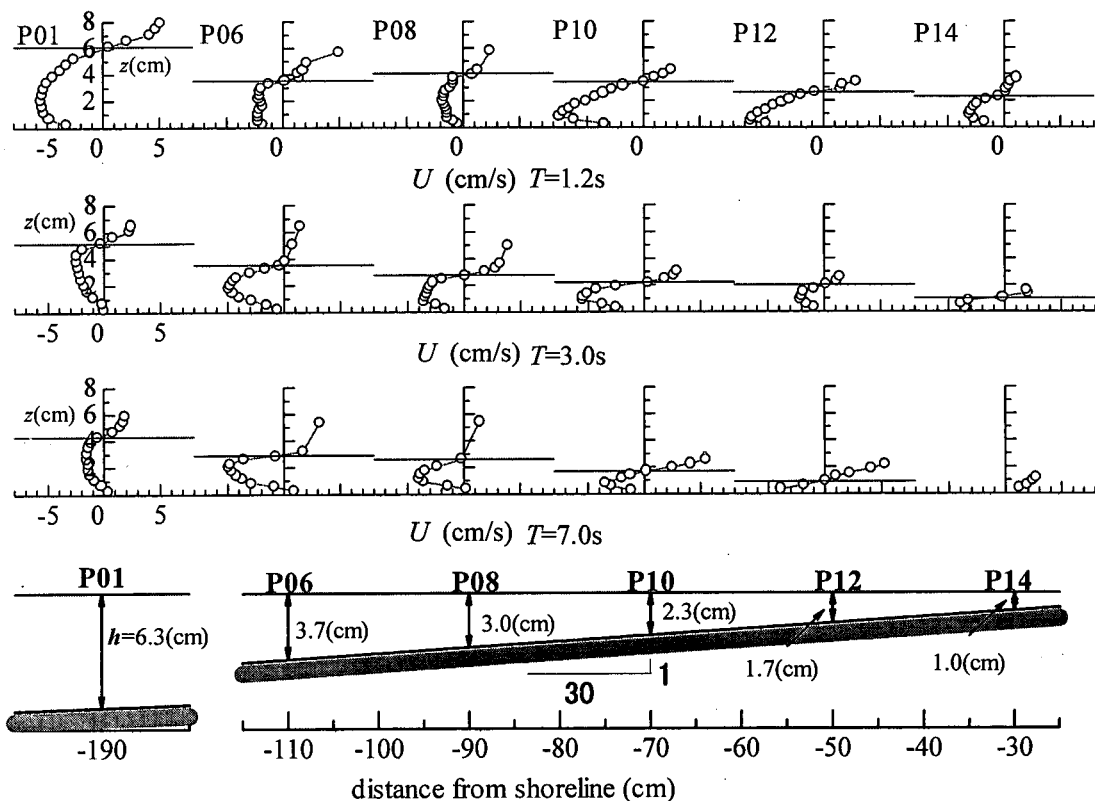


図-7 定常流速分布

の波は波高が小さいため水面変動およびセットアップも小さく、波は汀線近くで砕波するので（砕波水深 4.0 cm）、砕波による反時計回り（岸側を左にした場合）の渦が存在し、海底まで到達している。すなわち、侵食型波は巻き上がった底質が強い戻り流れに乗せられ沖に運ばれるのに対して、堆積型波ではトラフ高が低く戻り流れも小さいため巻き上がった砂が大規模な渦によって水塊上部まで移動され、岸の方に運ばれる。また、堆積型波の渦は砕波地点から渦をいくつも形成し、それを押し進めながら汀線付近まで砂を輸送するのである。このメカニズムがトレーサー粒子の移動でも明確に確認できた。

4. 長周期波の遡上機構

波浪中に含まれている長周期波は、波浪の沖から岸側への進行に伴い卓越するようになり、遡上高を増大させる。このため長周期波の遡上機構を解明することは必要不可欠である。本研究では実験装置の制限を考慮し、 $T=7.0$ s の規則波の遡上計測を試みた。まず、入射波高を変

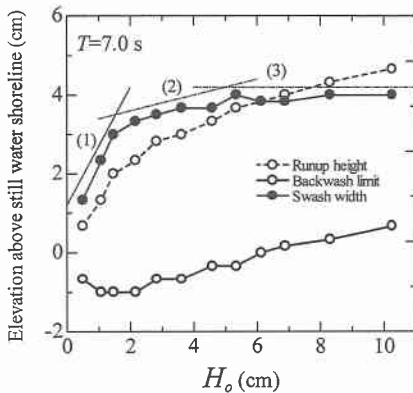


図-8 波高を変化させた $T=7.0$ s の遡上

化させ、打ち上げ高、バックウォッシュ（引き波）下限および遡上幅を計測したところ、波高の増加に伴い遡上を大きく3つに分類することができた（図-8）。①非砕波部分重複波浪場で、打ち上げ波が引き波の影響を受けず、波高の増加に伴い遡上高および遡上幅が増加、バックウォッシュ下限が低下する。遡上域に渦が見られない。②砕波がないが、打ち上げ波が引き波からの影響を受け始め、遡上域特有な渦が発生する。また、遡上幅の増加傾向が緩和され、バックウォッシュ下限が上昇傾向に転じる。③砕波によって波高が制限され、打ち上げ波が引き波の影響を大きく受けるため、遡上が飽和され波高を増加させても遡上幅は一定になる。この種類の遡上では砕波に伴う渦に引き波と打ち上げ波の相互作用による渦が加えられる。本研究では第一歩として、②の遡上に着目して撮影を行った。

図-9は引き波が打ち上げ波の先端に P06 地点であった瞬間の流速ベクトルである。引き波が打ち上げ波の前面に登り、その影響で水塊中部に時計回り（岸側を左にした場合）の渦が生じている様子が分かる。図-10は P10 地点からのもので、打ち上げ波の進行に連れて水深

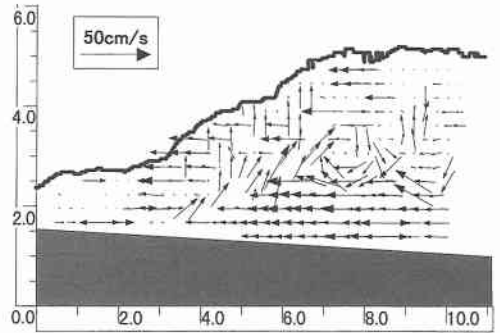


図-10 時計回り渦が成長しながら進行する流速ベクトル $T=7.0$ s P10 地点（単位：cm）

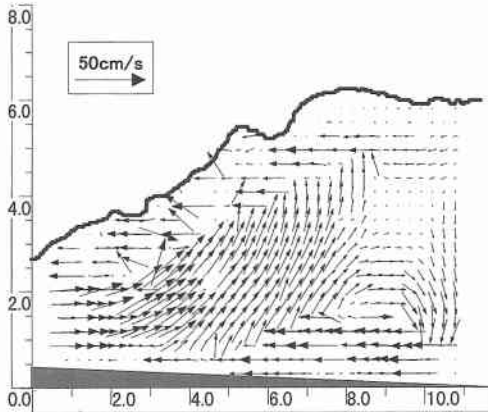


図-9 引き波が打ち上げ波の前面を上がる瞬間の流速ベクトル $T=7.0$ s P06 地点（単位：cm）



写真-2 時計回りの渦が水塊上に飛び出す瞬間 $T=7.0$ s P11 地点

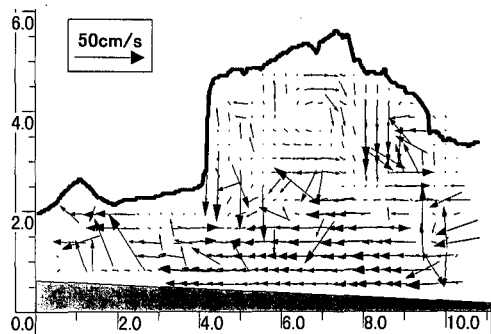


図-11 写真-2 による流速ベクトル
 $T=7.0$ s P11 地点 (単位: cm)

が小さくなり、時計回りの渦が強調され、水深の大部分を示すようになっていいる。さらに岸側の P11 地点では、打ち上げ波先端が不安定になり、時計回りの渦が写真-2のように水塊の上に飛び出すことが起こる。図-11はその瞬間の流速ベクトルを示している。

図-7では同実験の各断面の定常流が示されており、沖側の P01 または P06 地点では海底付近で岸向きの定常流が見られるが、遡上域では戻り流れのみになっている。

5. おわりに

可視化手法により正確な流速を得るためには良質な画像を取得することが肝要である。良質な画像とは、①ピントの合った画像、②コントラストのはっきりした画像、③不必要な光の遮断、④適切な撮影間隔などが挙げられる。また、肉眼で見た映像と CCD 素子によるハイスピードデジタルカメラが捉えた映像とは必ずしも一致しないため、実験中は常にモニターで上述のことを確認しながら撮影することが重要である。

本研究では従来実験室でできなかった遡上域の流速測定を可能にし、規則波の遡上運動機構を明らかにした。ただし、静水汀線より岸側の水深が小さい部分では、装

置や水面等からの反射による不要な光が多くなったため計測不可能だった。結論として、侵食型波の場合、汀線付近では砂を水塊上部まで巻き上げらせるような渦がなく、強い戻り流れの影響で底質が沖に輸送される。堆積型波の作用下では、戻り流れが弱く砕波後に形成された渦が岸方向に押し進められる形態で底質を巻き上げらせ、岸に輸送することが分かった。ただし、堆積型波は浅水変形の過程でかなり非線形になるので、波の軌道運動だけでも岸向き漂砂を起こす可能性があり、両者の割合を今後検討する必要がある。

また、長周期波の遡上を撮影した結果、遡上形態を3つに分類できた。今後、波群に含まれている長周期波の遡上機構を解明するためさらに実験を続ける必要がある。

謝辞: 本研究の実験方法について足利工業大学の長尾昌明助教授にいろいろなアドバイスを頂いた。ここに記して感謝の意を表す。

参 考 文 献

- 酒井哲郎・田中秀明 (1985): 斜面上の砕波における水塊の突入と渦の挙動, 第32回海岸工学講演会論文集, pp. 70-74.
- 長尾昌明・神保誠二・沢本正樹 (1994): トレーサ追跡法と相関法を用いた孤立波砕波の流速分布測定, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 161-165.
- 長尾昌明・新井信一・上岡充男 (1997): PTV と PIV を組み合わせた砕波帯の流速分布測定, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 116-120.
- 日野幹雄・灘岡和夫・小俣 篤 (1985): 砕波帯内の乱れの組織的運動と水粒子運動について, 第31回海岸工学講演会論文集, pp. 1-5.
- 宮本恭交・長尾昌明・新井信一・上岡充男 (1998): 周期波の砕波帯の可視化手法を用いた乱流計測, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 111-115.
- 宮本恭交・長尾昌明・新井信一・上岡充男 (1999): 孤立波砕波の水面形と流速分布の可視化計測, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 131-134.
- 山田文彦・滝川 淳・高山浩介 (1999): 画像解析による砕波変形過程の内部特性と砕波形式および空間波形との関係, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 135-139.