

長周期重複波が発達した砕波帯内での底質浮遊に関する現地観測

栗山善昭*・申 承鎬**・上岡智志***

長周期重複波の発達した荒天時の砕波帯内において浮遊砂濃度, 流速, 水位の現地観測を行い, 長周期重複波領域における底質浮遊に及ぼす長周期波の影響を検討した。その結果, 浮遊砂濃度変動は, 最も発達した長周期成分 (100 s) よりも, 観測地点が節となる長周期重複波 (61 s) ならびに観測地点が岸側の腹と沖側の節の中間に位置する長周期重複波 (32 s) との相関が高かった。前者の場合, 岸沖方向流速が岸向きに加速する位相, すなわち岸側よりも沖側の水位の方が相対的に高くなる位相において浮遊砂濃度が高かったのに対して, 後者の場合, 観測地点での水位が平均水位よりも高くなり水面勾配としては岸側が高い位相で浮遊砂濃度が高かった。

1. はじめに

荒天時に砕波帯内で発達した長周期波は前浜侵食の直接の原因になる (加藤・柳鳴, 1992) など, 砕波帯内の漂砂現象に大きな影響を与えている。砕波帯内の浮遊砂濃度が長周期変動することは, 加藤・田中 (1983) や柿沼ら (1985) などによって現地で観測されている。さらに, Beach・Sternberg (1988, 1991) は, 長周期波が発達している時の砕波帯内の浮遊砂濃度が長周期波が発達していない時の値の 3~4 倍になることを示すとともに, 長周期波による岸沖方向浮遊砂フラックスの方向が周波数や底面からの高さによって変化することを示した。

Aagaard・Greenwood (1994, 1995a) は長周期重複波領域において現地観測を行い, ある地点では長周期波の沖向き流速時に浮遊砂濃度が大きくなるのに対して別の地点では長周期波の岸向き流速時に浮遊砂濃度が大きくなることを示すとともに, その原因が長周期波の流速がひずんで重複波の腹に向かう方向の流速値が大きくなるためであると推測した。

長周期波と個々波との関連に関しては, Nakamura (2002) が, 長周期の沖向き流れに風波による岸向き流れが重なった際に底質が浮遊することを示した。また, Smith・Mocke (2002) は長周期波の水位変動によって水位が低くなったときには個々波が砕波しやすく, さらに水深が小さいことにより砕波によって生じた乱れが底面に容易に到達するため底質浮遊量が增大すると推察した。

Osborne・Rooker (1999) は波の遡上域で現地観測を行い, 浮遊砂濃度は長周期波の 1 周期内に 2 つのピーク, すなわち遡上時と流下時にピークを持つこと, 遡上時の

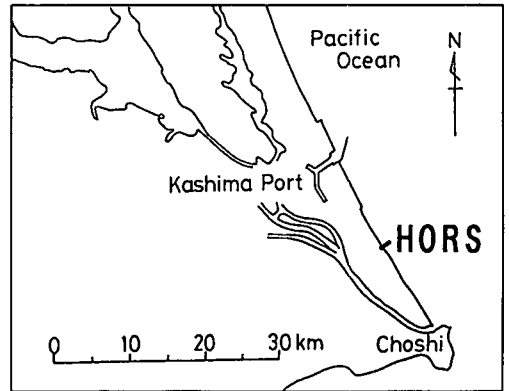


図-1 波崎海洋研究施設の位置

ピークの方が流下時のピークに比べて大きくなる傾向にあることを明らかにした。

Shear wave による浮遊砂フラックスに関しては, Aagaard・Greenwood (1995b) が沿岸流と同方向のフラックスを観測したのに対して, Miles ら (2002) は沿岸流と逆方向のフラックスを観測しており, Miles らはこの差が沿岸流の大きさによって生じたと推察した。一方, 岸沖方向の浮遊砂フラックスに関しては, Aagaard・Greenwood (1995b) は岸向きと沖向きの双方のフラックスを観測したものの, Miles ら (2002) は沖向きのフラックスのみを観測している。

このように, 砕波帯内における底質浮遊と長周期波との関係についてはいくつかの研究があるものの, 底質浮遊に及ぼす長周期波の影響に関してはまだ不明な点が多い。そこで, 本研究では, 長周期重複波の発達した荒天時の砕波帯内において浮遊砂濃度, 流速, 水位の現地観測を行い, 長周期重複波領域における底質浮遊に及ぼす長周期波の影響を検討した。

2. 現地観測の概要

観測は, 2002 年 2 月 13 日 5:40~6:20 に鹿島灘に面する波崎海洋研究施設 (以下, HORS) で行った。HORS

* 正会員 博(工) (独法) 港湾空港技術研究所海洋・水工部漂砂研究室

** 正会員 博(工) 日本学術振興会外国人特別研究員

*** 国土交通省中部地方整備局名古屋港湾空港技術調査事務所 (元(独法) 港湾空港技術研究所海洋・水工部漂砂研究室)

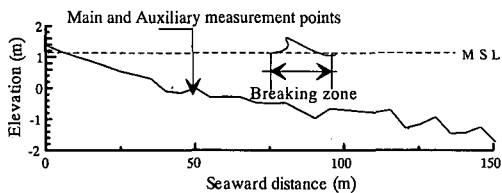


図-2 観測地点の位置と断面図 (2002年2月13日)

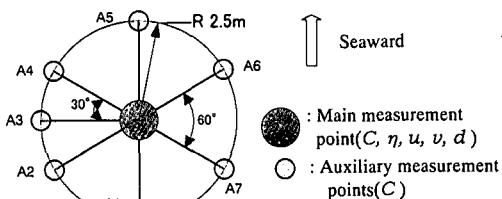


図-3 計測器の平面配置

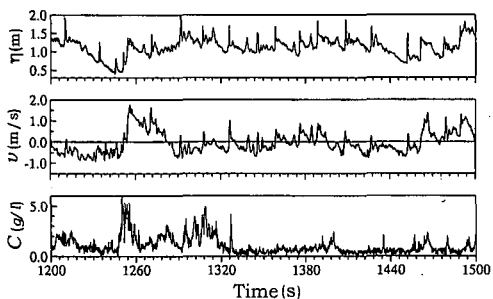
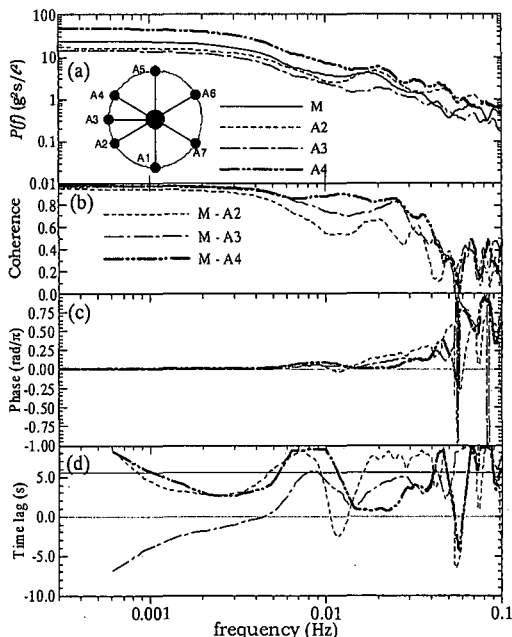
図-4 観測データの一例。上段：水位 η ，中段：岸沖方向流速 v ，下段：浮遊砂濃度 C 。

図-5 主観測地点の浮遊砂濃度と補助観測地点 (A2, A3, A4 地点) の浮遊砂濃度のクロススペクトル。(a) パワースペクトル, (b) コヒーレンス, (c) 位相, (d) 時間差。

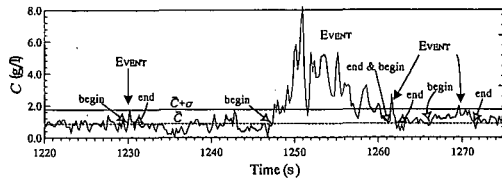


図-6 底質浮遊のイベントの定義

は全長 427 m の棧橋を有する現地観測施設で、その位置は図-1 に示す通りである。

図-2 は観測位置を断面図とともに示したもので、図-3 は計測器の平面配置を示したものである。主観測地点は HORS より 8 m 鉾子側に位置している。主観測地点には、後方散乱型浮遊砂濃度計 (底面上 10 cm)、水平 2 成分電磁流速計 (底面上 30 cm)、水圧計、砂面計を設置した。さらに、移流による浮遊砂濃度上昇のケースを解析からはずすために主観測地点を中心とする半径 2.5 m の円周上の 7 地点 (A1 地点～A7 地点) に浮遊砂濃度計 (底面上 30 cm) を設置した。観測時間は 40 分間で、サンプリング周波数は 5 Hz である。観測時の沖波有義波高は 2.42 m、有義波周期は 15.1 s であった。14 時の目視観測によると、第一次砕波は 600 m 地点から、第二次砕波は 190 m 地点から、最終砕波は 95 m 地点から生じていた。

浮遊砂濃度計の出力電圧は底質の粒径の影響を受けるため、予め現地で収集した底質 (中央粒径 0.17 mm) を

用いて浮遊砂濃度計の検定を行った。さらに、浮遊砂濃度計の出力電圧には植物プランクトンや河川から流出した微細な粒子の影響によるバイアスが含まれるため、Aagaard・Greenwood (1994) の考え方になってバイアスを除去した。具体的には、記録された電圧値の小さい方の 10% の平均を 0 g/l として出力電圧から物理量への変換を行った。図-4 はそのようにして物理量に変換した浮遊砂濃度と水位、岸沖方向流速の一例を示したものである。

3. 浮遊砂濃度データに含まれる移流の影響

図-4 に示された浮遊砂濃度データには観測地点で浮遊した底質によるものだけではなく、観測地点以外で浮遊し移流してきた底質によるものも含まれている可能性がある。後者は観測地点の外力の直接の影響を受けずに浮遊した底質によるものであり、底質の浮遊と外力との関係を検討する場合にはノイズとして作用する。そこで、

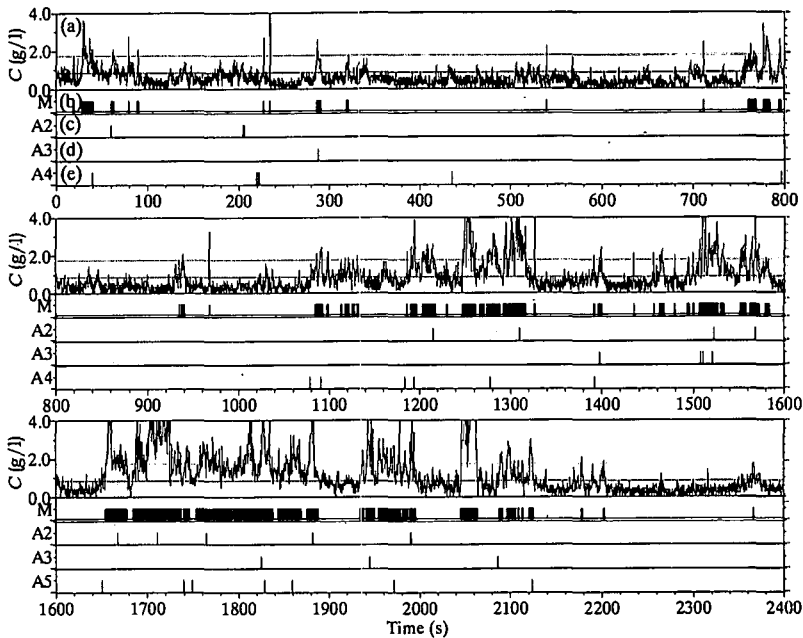


図-7 主観測地点の浮遊砂濃度及ばす補助観測地点のイベントの影響。(a) 主観測地点における浮遊砂濃度、(b) 主観測地点におけるイベントの発生タイミング、(c)-(e) 補助観測地点 A2-A4 におけるイベントが主観測地点の底質浮遊に影響を与えるタイミング。

観測地点の浮遊砂データに含まれる移流の影響を検討した。

まず、主観測地点の浮遊砂濃度データと補助観測地点のそれとのクロススペクトル解析を行った。図-5は主観測地点における底面上 10 cm の浮遊砂濃度データと、沿岸流の上流側である補助観測地点 A2, A3, A4 地点における底面上 30 cm の浮遊砂濃度データとの解析結果を示したものである。観測時には 0.45 m/s の沿岸流が銚子方向（図面上では右方向）に流れており、上流側の補助観測地点での底質浮遊の影響が主観測地点に現れると推定される時間差は 5.5 s ($2.5 \text{ m}/0.45 \text{ m/s}$) である。しかしながら、両者の時間差（図-5(d)）を見ると補助観測地点における浮遊砂濃度と主観測地点のそれとの時間差は特に 5.5 s に集中しているわけではなく、よって、主観測地点の浮遊砂濃度データに対する移流の影響は小さいと考えられる。

続いて、高い浮遊砂濃度に注目して移流の影響を検討した。Jaffe・Sallenger (1992) と同様に「平均浮遊砂濃度 + 標準偏差」以上の値を含む「平均浮遊砂濃度」以上の一続きの期間をイベント時と定義し（図-6）、この補助観測地点におけるイベントが主観測地点におけるイベントに与える影響を検討した。具体的には、補助観測地点においてイベントのピーク時に浮遊した底質を、拡散や沈降を考慮せずに主観測地点の流速データを用いて移流させ、この底質が主観測地点から半径 0.5 m 以内に

入った時刻を求めた。図-7はそのようにして求めた移流底質のタイミングを主観測地点の浮遊砂濃度データおよびイベントのタイミングとともに示したものである。主観測地点では 82 のイベントが観測されたけれども、移流による影響を受けた可能性があるイベントは 14 であり、全体の約 17% であった。以上の二つの検討より、本観測においては、主観測地点における浮遊砂濃度に対する移流の影響は小さかったと判断し、以下の解析では全データを使用した。

4. 底質の浮遊と長周期波との関係

図-4より水位変動および流速変動において長周期成分が卓越するとともに、浮遊砂濃度が間欠的に高くなっていることがうかがえる。図-8は浮遊砂濃度と水位、岸沖方向流速のパワースペクトルおよび浮遊砂濃度と岸沖方向流速、浮遊砂濃度と水位のコヒーレンス、位相を示したものである。水位や岸沖流速では 100 s 程度の長周期成分のエネルギーが大きいが、浮遊砂濃度との相関が大きいのはそれ以外の長周期成分である。流速と浮遊砂濃度との相関を見てみると 61 s (0.0165 Hz) で相関が高く、水位と浮遊砂濃度との相関を見てみると 32 s (0.0311 Hz) で相関が高い。

これら周波数を含む 25 s ~ 100 s の長周期帯においては、水位変動のスペクトルと流速変動のそれとが逆のパターン、すなわち、水位変動のスペクトルが極大値を持

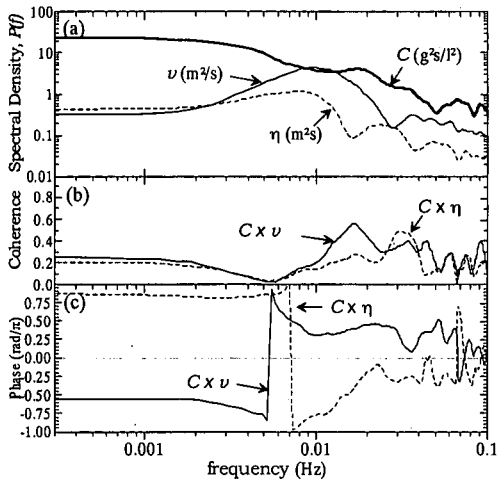


図-8 水位、岸沖流速、浮遊砂濃度のクロススペクトル。(a) パワースペクトル、(b) コヒーレンス、(c) 位相。

つとき流速変動のスペクトルは極小値を持ち、逆に水位変動のスペクトルが極小値を持つとき流速変動のスペクトルが極大値を持つことから、長周期重複波が形成されていることがうかがえる。

流速成分と浮遊砂濃度との関係を見てみると、両者のコヒーレンスの高かった61s付近では、水位変動が極小値を持つことから、観測地点で節となる重複波が形成されていたと推察される。

続いて、底質浮遊の位相を検討するために、61sをはさむ40s~100sの長周期の流速成分を再合成し、それを基に40分間のデータをゼロアップクロス法によって分割し、底質浮遊のイベントが含まれているケースについて岸沖流速と浮遊砂濃度、水位変動のアンサンブル平均を求めた。図-9はその結果を示したものであり、この図から、浮遊砂濃度は長周期重複波の流速成分が岸向きに加速する位相で大きくなっていることがわかる。重複波の場合、流速が岸向きに加速する位相は岸より沖の方の水位が相対的に高くなる位相と一致しており、よって、61s付近の長周期重複波では、岸より沖の方の水位が相対的に高くなる位相において浮遊砂濃度が高くなったと言える。

次に、水位変動と浮遊砂濃度との関係を検討する。両者のコヒーレンスの高かった32s付近の水位変動と流速変動のパワースペクトルを見てみると、35s (0.0284 Hz) 付近で水位変動が極大値、流速変動が極小値を持っており、26s (0.0378 Hz) 付近では逆に水位変動が極小値、流速変動が極大値を持っていることから、観測地点は32s付近の波に対しては岸側の腹と沖側の節の中間に位置していたと推察される。

続いて、底質浮遊の位相を検討するために、前述の解

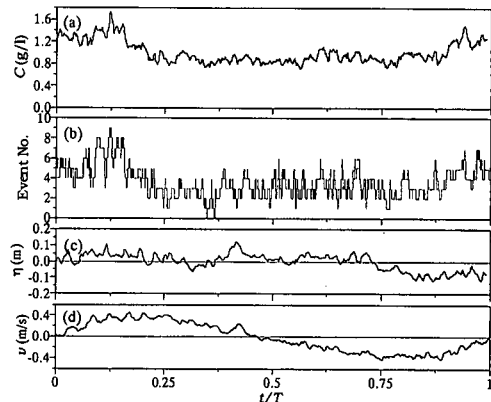


図-9 40-100sの岸沖流速変動を基にした浮遊砂濃度(a)、水位(c)、岸沖方向流速(d)のアンサンブル平均。(b)は各位相におけるイベントの回数。横軸は周期Tで無次元化した時間t。

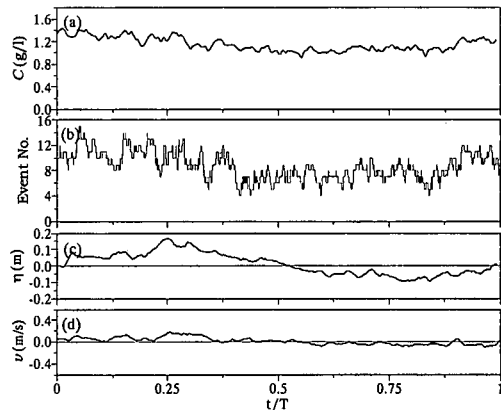


図-10 25-40sの水位変動を基にした浮遊砂濃度(a)、水位(c)、岸沖方向流速(d)のアンサンブル平均。(b)は各位相におけるイベントの回数。横軸は周期Tで無次元化した時間t。

析と同様に、ただし、ここでは水位変動を基にして、32sをはさむ25s~40sの長周期の水位変動成分を再合成し、ゼロアップクロス法によって分割し、底質浮遊のイベントが含まれているケースについてアンサンブル平均を求めた(図-10)。32sの長周期重複波のもとでは浮遊砂濃度は観測地点での水位が平均水位よりも高い位相で、水面勾配としては岸側が高い位相で高かった。この位相は、61sの長周期重複波のもとでの高浮遊砂濃度の発生の位相と異なっているけれども、それぞれの位相における底質浮遊の支配要因は現在のところ不明である。

5. 結 論

長周期重複波の発達した砕波帯内において現地観測を行ったところ、浮遊砂濃度変動は、最も発達した長周期

成分 (100 s) よりも、観測地点で節となる長周期重複波 (61 s) および観測地点が岸側の腹と沖側の節の中間に位置する長周期重複波 (32 s) との相関が高かった。前者の場合、岸沖方向流速が岸向きに加速する位相、すなわち岸より沖の方の水面勾配が相対的に高くなる位相において浮遊砂濃度が高かったのに対して、後者の場合、観測地点での水位が平均水位よりも高く、水面勾配としては岸側が高い位相で浮遊砂濃度が高かった。以上の検討の結果、長周期重複波領域では二つの異なる位相で底質浮遊の生ずることが明らかになったものの、それぞれの位相における底質浮遊の支配要因は不明であり、今後、それらの検討を行っていく予定である。

謝辞：本研究の実施に当たっては、7台の濃度計を岡安章夫助教授（東京水産大学）、島谷 学氏（横浜国立大学）よりお借りした。また、濃度計の検定や計測器の設置・撤去では山田貴裕氏（（株）エコー）、大冢将範氏（元鹿児島大学）、大隅 一氏（豊橋技術科学大学）、鈴木崇之氏（横浜国立大学）ならびに当研究室の柳嶋慎一氏、内山雄介氏にお世話になった。ここに記して感謝の意を表します。なお、本研究成果の一部は、日本学術振興会外国人特別研究員事業によるものである。

参 考 文 献

柿沼忠男・伊福 誠・栗原 薫 (1985): 碎波帯における浮遊砂濃度の二、三の観測例, 第32回海岸工学講演会論文集, pp.

321-325.

加藤一正・田中則男 (1983): 碎波帯内の浮遊砂に関する現地観測, 第30回海岸工学講演会論文集, pp. 224-228.

加藤一正・柳嶋慎一 (1992): 長周期波によるバームの侵食, 土木学会論文集, No. 452/II-20, pp. 41-50.

Aagaard, T. and B. Greenwood (1994): Suspended sediment transport and the role of infragravity waves in a barred surf zone, *Marine Geology*, Vol. 118, pp. 23-48.

Aagaard, T. and B. Greenwood (1995a): Suspended sediment transport and morphological response on a dissipative beach, *Continental Shelf Res.*, Vol. 15, No. 9, pp. 1061-1086.

Aagaard, T. and B. Greenwood (1995b): Longshore and cross-shore suspended sediment transport at far infragravity frequencies in a barred environment, *Continental Shelf Res.*, Vol. 15, No. 10, pp. 1235-1249.

Beach, R. A. and R. W. Sternberg (1991): Infragravity driven suspended sediment transport in the swash, inner and outer zone, *Proc. Coastal Sediments '91*, pp. 114-128.

Jaffe, B. and A. Sallenger, Jr. (1992): The contribution of suspended events to sediment transport in the surf zone, *Proc. 23rd ICCE*, pp. 2680-2693.

Miles, J. R., P. E. Russell, B. G. Ruessink and D. A. Huntley (2002): Field observations of the effect of shear waves on sediment suspension and transport, *Continental Shelf Res.*, Vol. 22, pp. 657-681.

Nakamura, S. (2002): Sediment suspension and the role of low frequency flow, 28th ICCE, pp. 2391-2598.

Osborne, P. D. and G. A. Rooker (1999): Sand re-suspension events in a high energy infragravity swash zone, *J. Coastal Res.*, Vol. 15, No. 1, pp. 74-86.

Smith, G. G. and G. P. Mocke (2002): Interaction between breaking/broken waves and infragravity-scale phenomena to control sediment suspension transport in the surf zone, *Marine Geology*, Vol. 187, pp. 329-345.