

# 重合波動場に形成される migrating rip-current の構造に関する研究

八木 宏\*・灘岡和夫\*\*・中野 充\*\*\*

## 1. はじめに

沿岸域に形成される海浜流に関しては、これまでに数多くの研究が行われている。これらの多くは、比較的単純な波浪場を対象に基本的な海浜流の性質を検討したものが多く、現地波浪を考える上で重要となるラディエーション応力の時空間的変動特性が海浜流系に与える影響まで議論したものはあまりない。したがって、今後この効果を明らかにすることが実現象を理解する上で不可欠であると考えられる。

現地波浪を念頭におくと、多方向不規則波浪場に対して、波浪と場に形成される非定常海浜流の関係を明らかにする事が最終的な目的となる。しかしながら、砕波現象を含む沿岸域の複雑な波および海浜流の現象に対して、多方向不規則波を直接の対象とすると、現象の素過程まで明らかにすることは難しい。これに対して、2成分重合波動場は、比較的単純な波浪場であるもののラディエーション応力の時空間的な変動を最も基本的な形で含んでおり、現象の素過程を明らかにするには適した対象と言える。

このような観点から、灘岡ら(1993)は、ラディエーション応力が時空間的に変動する波浪場として2方向重合波動場を対象とし、その流速場の性質を数値シミュレーションによって検討している。その結果、重合波動場におけるラディエーション応力によって生み出されるトルクの平面構造が場に発生する大規模渦(強い循環流)の発生・発達に強く影響し、大規模渦の移流速度と波群の移動速度の相対関係によって大規模渦の強度が変化することなどを数値実験によって明らかにしている。

一方、重合波動場の海浜流の性質を実験的に検討したものとしては Dalrymple (1975)の研究がある。Dalrymple は、沿岸部に形成される波群の連長と同じ間隔で rip current が発生することを室内実験によって確認し、特に重合する2つの波の周期が異なる場合に、波群の沿岸方向への移動に伴って rip current も沿岸方向に移動す

る現象 (migrating rip-current) を見いだしている (Fowler & Dalrymple, 1990)。このように、重合波動場の海浜流系の特徴として、強い沖向き流れ (rip current) が発生することは明らかになりつつあるものの、これまでの Dalrymple(1975), Fowler & Dalrymple (1990) の検討では rip current の発生間隔やそれが移動するときの伝播速度に関するものが中心であり、重合波動場における流速場の内部構造まで踏み込んで検討した例はない。したがって、今後、重合波動場における詳細な流れ場の構造を明らかにしていくためには、実験によって流速および水位の時間変動特性や、特に平面構造を明らかにすることが不可欠である。

そこで本研究では、重合波動場に形成される波群が沿岸方向に伝播する場を対象として、そこに発生する migrating rip-current の時間変動特性やその平面構造等、基本的な特徴を実験的に明らかにし、その結果を数値実験結果と比較することを試みる。

## 2. 実験概要およびデータ処理について

### 2.1 実験方法および実験条件

今回の実験に用いたのは、図-1に示すような長さ7 m、幅10 m、深さ50 cmの平面水槽である。この水槽の一辺には、スネーク型多方向不規則波造波装置(日本テトラポッド(株)製)が設置してあり、これによって2方向重合波を造波できる。今回の実験では、水槽内に沿岸方向に一律な1/15勾配のモルタル製斜面を設置し、それに対して2方向重合波を入射させて、そこに形成される海浜流の計測を行った。計測項目は、水位および水平流速であり、水位計測は容量式波高計((株)ケネック製)、流速計測は水平2成分電磁流速計((株)ケネック製)を用いて行った。計測位置は、図-1に示すように、水槽内沿岸方向ほぼ中央部に測線を設け、この測線上の砕波帯を中心として岸沖方向に10 cm間隔で水位と水平2成分流速の同時計測を行った。なお、波高計と電磁流速計は電氣的な相互干渉を避けるために岸沖方向に20 cm離して設置しているため、水位は静止時汀線から75 cm~195 cm、流速は95 cm~215 cmの範囲を測定した。電磁流速計センサーは静水時水表面から7 cm下の

\* 正会員 博(工) 東京工業大学講師 工学部土木工学科

\*\* 正会員 工 博 東京工業大学教授 情報理工学研究所 情報環境学専攻

\*\*\* 工 修 東京都

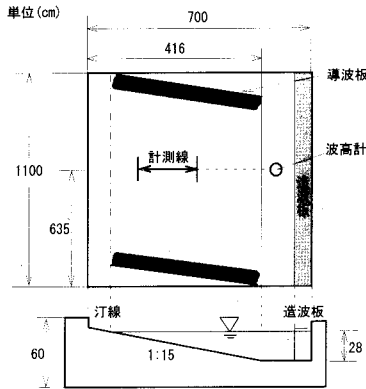


図-1 実験装置

表-1 実験条件

	波 1			波 2			波群周期 (s)
	波高 (cm)	周期 (s)	入射角 (°)	波高 (cm)	周期 (s)	入射角 (°)	
ケース A	6.3	0.8	20	4.0	0.82	-20	32.8
ケース B	6.4	0.8	20	2.6	0.85	-20	13.6
ケース C	6.5	0.8	20	3.3	0.90	-20	7.2

位置に固定して計測を行った。計測時間は、各ケースによって異なるが重合波動場に形成される波群が20波以上通過できる時間を設定し、サンプリング周波数は20 Hzとした。

実験条件は、表-1 に示す通りで、各成分波の波高関係をなるべく同じにしたまま、周期を変えることで波群の沿岸方向伝播速度を変えた計3ケースである。

### 2.2 平面流況を推定するためのデータ処理方法

重合波動場に発生する migrating rip-current (以下 m. r. c. と記す) は、時空間的に変動する現象であるため、各測定点ごとの1点計測では、その平面構造を把握することは難しい。そこで、ここでは次のような方法で平面構造を推定することを試みた。まず、図-1 に示すように、

計測線の沖側延長線上に reference probe として波高計を1台固定して設置し、各測点における水位及び流速データを、この固定した沖の水位データと同時にサンプリングする。各測点における水位・流速データから数値フィルターを用いて m. r. c. に相当する長周期成分 (ここでは 1.6 s 以上とした) を抽出した上で、固定した沖側の波高計のデータから沿岸方向に伝播する波群の節の時刻を検出し、それをもとに各測点の水位・流速の時系列データを各波群ごとに分割する。各波群に分割された水位・流速データを位相平均し、一つの波群に対応した水位・流速の平均的な時間変動パターンを算出する。水位・流速の長周期変動パターンは波群の伝播に伴って、沿岸方向に伝播すると考えられる。そこでここでは、波群の伝播速度を用いて、水位・流速の長周期時間変動パターンを空間座標上に展開して流速・水位の平面構造の推定を行うことにした。

### 3. 実験結果

#### 3.1 重合波動場における海浜流の時間変動特性

図-2 は、砕波帯内のある地点 (波高計  $x=115$  cm, 流速計 135 cm) における水位と岸沖流速の時系列生データを示したものである。これを見ると、まず水位はその変動振幅が時間的に変化しており、沿岸方向に伝播する波群

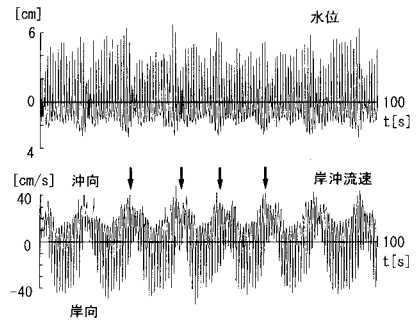


図-2 砕波帯内の水位・流速の時系列生データ (ケース B, 水位  $x=115$  cm, 流速  $x=135$  cm)

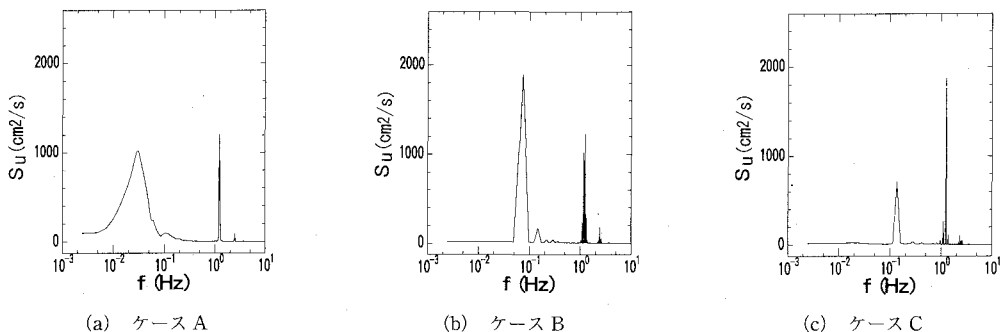


図-3 砕波帯内 ( $x=105$  cm) の岸沖流速のパワースペクトル

の通過に対応したものとなっている。それに対して、岸沖流速には波群の通過に伴う波動流速変動とともに非常に強い沖向き流れが部分的に発生していることがわかる。この強い沖向き流れが Fowler & Dalrymple (1990) の指摘する m. r. c. と考えられる。図-3(a)~(c) に、ケース A~C に対する碎波帯内の岸沖流速のパワースペクトルを示す。これを見ると、個々の波の周期に相当する部分と、それより長周期側に顕著なピークが存在していることがわかる。長周期側のピークは m. r. c. に相当するものと推測され、この低周波のピークが各ケースとも波群周期に一致していることから、m. r. c. が沿岸方向に伝

播する波群に強く関係した現象であることがわかる。

3.2 重合波動場における非定常海浜流の平面構造

ここでは、2.2 の方法によって求めた水位・流速の位相平均量をもとに流速ベクトルおよび水位の平面分布を算出しその性質の検討を行った。図-5, 6 がその結果を示したものであり、各図の(a)~(c) はそれぞれケース A~C に対応している。また、ここでは、ラディエーション応力の指標として個々波に対応した短周期水位変動成分(周期 1 s 以下)の二乗量を計算し、それに対して 2.2 の方法を適用することで、波高の二乗に相当する量(以後波高二乗レベルと呼ぶ)の波群一波内の空間分布を算出し

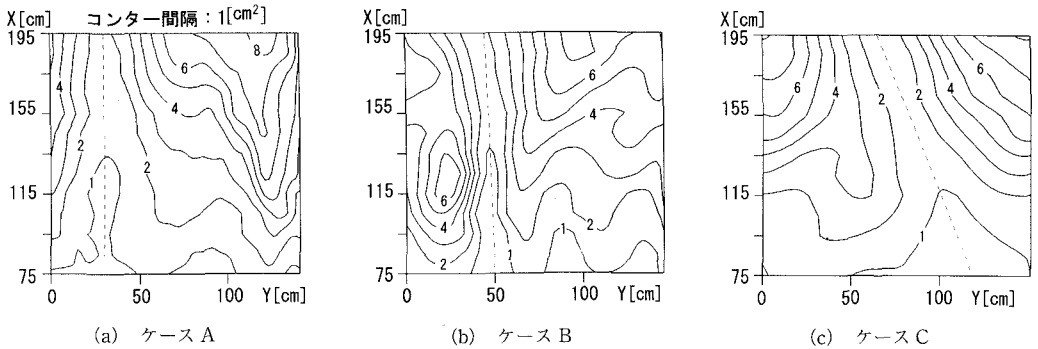


図-4 波高二乗レベルの空間分布

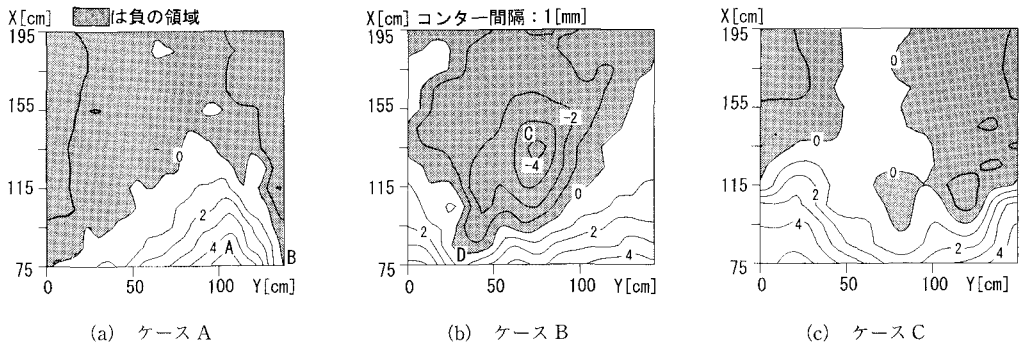


図-5 水位の空間分布

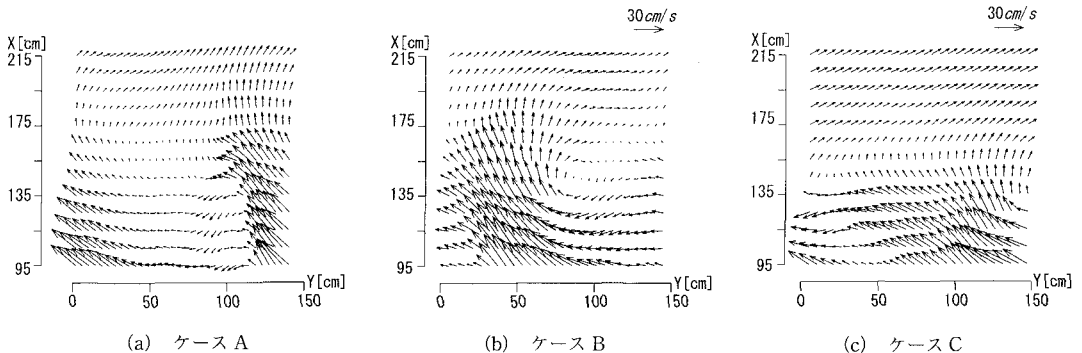


図-6 流速ベクトル

図-4 に示した。

(1) 波高二乗レベルの空間分布

図-4 を見てまずわかることは、各ケースとも重合波動場における碎波帯の波高分布が、沖で与えた単純な波群形状と比較するとかなり複雑な分布形を示している点である。そして、この分布形状は、波群の移動速度によってさらに異なった分布となるが、このことは重合波動場における波浪変形が波群の移動速度に強く依存していることを示している。

(2) 水位の空間分布

次に、水位の空間分布について比較を行う(図-5)。これを見ると、まずケース A の場合、岸側部分に水位が高い領域(図中 A)が発生していることがわかる。これを図-4 の波高二乗レベルと対比して考えると、この岸近くの高水位領域は波高二乗レベルの大きい領域におおよそ対応しており、波のラディエーション応力による wave set-up の効果が原因として考えられる。しかしながら、波群の節の部分(図中点線)については必ずしも岸近くの相対的低水位部分(図中 B)に対応しておらず、波群の節よりやや沿岸流下手側に水位の低い部分が現れる傾向がある。

次に、ケース B について見ると、このケースでは、岸より少し離れた箇所に水位が低くなる領域(図中 C)が発生することが特徴的である。また岸側部分については、ケース A と同様な水位変動パターンが見られるが、水位が低くなる位置(図中 D)が、波群の節にほぼ対応している点がケース A と多少異なっている。

ケース C では、ケース A と同様に、岸側部分での水位上昇が生じているもののケース B で見られたような岸から離れた場所での明確な低水位領域は生じていない。

(3) 流速ベクトル

まずケース A についてみると、岸に近い部分で図で左上に向かって非常に強い rip current が発生していることがわかる。これを水位分布と比較すると、先に指摘した高水位領域(図中 A)の沿岸流上手側に rip current が位置している。Fowler & Dalrymple (1990) によれば、m. r. c. は波群の節で生じると指摘されているが、これを見る限り、沖向き流速最大となる地点と波群の節には多少ずれがある。

次に、ケース B について見ると、ケース A と同じように岸近くに左上向きの rip current が発生しているが、rip の幅や、流速レベルがケース A より大きく、流れ場全体で大きな循環流を形成していることがわかる。また、この循環流の中心は先に指摘した低水位領域(図中 C)にほぼ対応している。このことから、低水位部分は循環流の渦中心での水位低下現象によるものと考えられる。本ケースの場合、岸側部に形成された水位分布パターンは、

ケース A とあまり変化がないものこのような強い循環流が形成されていることが特徴的である。

さらに、ケース C について見ると、この場合はケース A, B と比較して波群に伴う流速変動が生じる領域が岸近くに限られており、蛇行流的な流況を示している。また、ケース A, B では rip current の沿岸方向分布が沿岸流下手側にピークを持つ非対称な分布形を示しているのに対して、本ケースでは、逆に沿岸流上手側にピークを示す分布形となっていることも大きな特徴である。(なお、今回の実験は、閉じた水槽で沿岸流の実験を行っているため、碎波帯内の沿岸流に対する補償流がその沖側で発生している。ケース C の場合、沖側の流速ベクトルが全体的に右上に向いているのは、この補償流と岸沖方向の戻り流れ影響のためである。)

以上の結果から、m. r. c. が形成されている流れ場の構造は、波群の移動速度の変化に伴って大きく変化することが明らかとなった。

4. 数値シミュレーション

ここでは、実際に今回行った実験条件を対象として数値シミュレーションを行い、実験で得られた m. r. c. の基本特性、特に波群の移動速度の変化に伴う流況の変化を数値モデルによってどの程度表現できるかを検討した。

今回用いた数値モデルは、灘岡ら(1993)と同じものであり、波の場については線形理論による屈折・回折計算と波高水深比に関連させた碎波条件によって求め、海浜流は乱流モデルとして SDS & 2DH モデルを導入した浅水流方程式を用いて計算するものである。重合波動場におけるラディエーション応力の具体的な算定方法や数値計算の詳細については、灘岡・八木(1993)、灘岡ら(1993)に詳しいのでここでは説明は省略するが、境界条件及び計算モデルに必要な係数等はすべて灘岡ら(1993)と同じにしている。なお、計算対象は、実験において流況に大きな差が見られたケース B と C とした。

まず、ケース B についてその結果を図-7 に示す。ここで (a) が流速ベクトル、(b) が水位の空間分布をそれぞれ示しており、図中には実験で流速及び水位の計測を行った範囲を矢印で示している。まず流速場について見ると、汀線から 150 cm 程度離れた位置付近を中心として強い循環流が形成されていることがわかる。さらに水位の空間分布を見ると、この循環流の中心付近で水位が低い領域が発生している。これを実験結果と比較すると、計算結果は水深平均流速を表しているのに対して、実験結果は鉛直方向ある高さ(静止時水面下 7 cm)における流況を表しているため単純な比較はできないものの、場に比較的強い循環流が形成され、その中心付近に低水位領域が発生する傾向は、実験結果と一致している。た

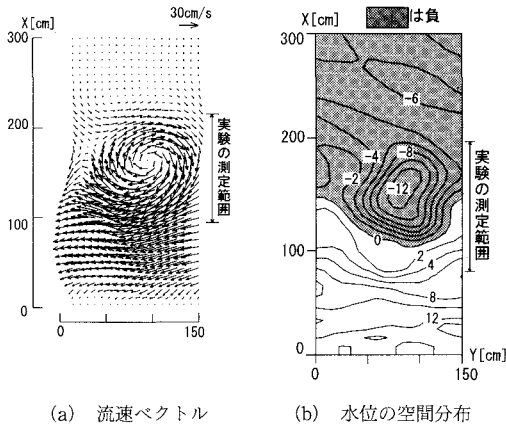


図-7 ケース B の計算結果

だし、実験結果と比較して計算結果に現れる循環流の強度が強いため、結果としてその中心の水位低下量が計算結果より大きくなる点に実験結果との差が現れている。

次に、ケース C の計算結果を図-8 に示す。これを見ると、流速場はケース B とはかなり異なった蛇行流的な流況を示しており、水位にはケース B で見られたような明確な低水位領域は発生していない。計算結果は実験結果と比較して、流速が蛇行する領域が多少岸に近い部分で発生している点に差があるもの、流れが蛇行流的な挙動を示す点では実験結果と定性的な傾向は一致している。

以上のように、本計算モデルは、波群の移動速度に伴う m. r. c. の流況の変化など、大局的な流れの構造の変化などは表現できることがわかった。しかしながら、定量的にはまだ検討の余地があると考えられる。今回、実験結果と計算結果に差が現れた原因としては、重合波動場における波高分布算定方法の問題が第一に考えられる。ここでは、線形理論による屈折・回折計算と単純な碎波条件によって波高分布を求めるといったシンプルな方法を採用しているが、実際には図-4 に示したように、重合波動場の碎波帯の波高分布は一般的にかなり複雑な挙動を示し、しかもそれが波群の移動速度に依存するという複雑な性質がある。このことは、今後より汎用的な海浜流場のシミュレーション手法の開発において、このような挙動も考慮できる高精度の波動モデルを導入することの必要性を強く示唆するものである。

5. おわりに

本研究では、重合波動場に形成される m. r. c. の基本構

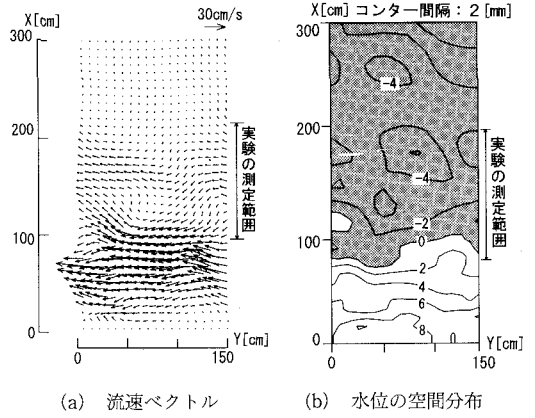


図-8 ケース C の計算結果

造を、室内実験および数値シミュレーションによって調べた。主な結論は、以下の通りである。

① 沿岸方向に移動する波群に伴う m. r. c. に対して、岸沖方向各地点において計測した水位と流速の時系列データから m. r. c. の平面構造の平均像を抽出することができた。

② 波群の移動速度が異なるケースについて、水位・流速の平面構造を比較した結果、波群の移動速度の変化によって m. r. c. の構造が大きく変化することがわかった。

③ 今回行った室内実験の条件に対応させて数値シミュレーションを行い、波群の移動速度の変化に伴う流況の変化など、基本的な流況については、計算結果は実験の傾向と一致することが示された。

なお、この研究は文部省科学研究費重点領域研究（課題番号：05240207、代表者灘岡和夫）の補助を受けて行われたものである。ここに記して謝意を表します。

参考文献

灘岡和夫・八木 宏・中野 充 (1993): ラディエーション応力が時空間的に変動する沿岸流場のせん断不安定現象について, 海岸工学論文集第 40 巻, pp. 256-260.  
 灘岡和夫・八木 宏 (1993): 浅い水域の乱流場に関する数値計算モデルの開発と沿岸流場への適用, 土木学会論文集, No. 473, pp. 25-34.  
 Dalrymple, R. A. (1975): A mechanism for rip current generation on the open coast, J. G. R., Vol. 50, No. 24, pp. 3485-3487.  
 R. E. Fowler and R. A. Dalrymple (1990): Wave group forced nearshore circulation, Int. Conf. Coast. Eng., pp. 729-742.