

# 汀線近傍の海浜流・離岸流生成に対する海浜地形変動の影響

長岡技術科学大学大学院 環境社会基盤工学専攻 吉川 大介  
長岡技術科学大学 環境社会基盤工学 細山田 得三

## 1. はじめに

海浜流とは、海岸付近の流れのうち海浜の碎波帯及び波打ち際周辺において波浪が直接の要因となって生ずる流れである。海岸から沖合に向かう流れを離岸流、岸に沿って流れる流れを沿岸流、沖合から海岸に向かう流れる向岸流等からなり、これらを総称して一般的に海浜流系と呼ぶ。特に、海浜流系的一种である離岸流は、海岸に打ち寄せた波が沖に戻ろうとする時に発生する強い流れで、1m/s以上にもなり、波の大きい時には2m/s程度にも達することがある。この速さは人間の泳力を超えており、水難事故などの原因となっている。また、離岸流の発生メカニズムは興味深いものであり、沿岸方向に周期的な変動を与えていないにもかかわらず、規則的なカस्प地形とともに冲向きの高速流が形成されることが確認されている(図1上段)。離岸流発生理論的な扱いとしては、何らかの外的な要因によって、沿岸方向のラディエーションストレスの分布を導入している外因説と線形化された方程式系から線形増幅率や固有値を求めている内因説が展開されている。この研究で代表的なものに日野の理論があり<sup>1)</sup>、海浜流系とカस्प状海岸地形の発生を力学的不安定性の観点から初めて合理的に説明した。しかしながら、その離岸流の発生過程や成長条件を把握することは容易ではない。この現象を理解するのが困難な理由はそれを観測することが困難であり、その動態を把握することが難しいからである。このため、従来の研究において離岸流の発生メカニズムに関する基礎的研究の割合は比較的少ないと考えられる。

## 2. 研究の目的

そこで本研究では、カस्पのように沿岸方向に発生する規則的なパターンのセル構造(図1下段)と離岸流生成に何らかの関係性があると考え、数値計算をもとにその動態を可視化することを目的とした。ここでセル構造は、物理学の分野においてもカオス力学系やベナール対流に代表される散逸構造の1つとしてみなすことができ、同様のメカニズムで自己組織化に



図1 沿岸方向のカस्प地形及びセルパターン  
静岡県湖西市白須賀海岸 (Google Satellite)

よって発生したものと考えられる<sup>2)</sup>。これらの現象を実験で制御することが極めて難しいことから、日野の理論をもとに数値計算手法によって一様な平均場で求める方法を採用し、沿岸方向への変動条件(地形、構造物、波向き)を極力排して、極めてシンプルな数値計算を実施することで、セル構造及び離岸流の動態を抽出することを試みた。なお、問題を単純化するために地形変化をあえて行わず、一様な勾配の地形で比較的単純な規則波の造波条件を与えた。

## 3. 計算手法

本研究で用いた数値モデルは極めてシンプルなものであり、平面2次元の連続方程式(1)、ラジエーションストレスを含んだ2次元の非線形波方程式(2)、(3)である、入射波は打線に直角のみである。

$$\frac{\partial \bar{\eta}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(\bar{\eta} + \bar{h})U] + \frac{\partial}{\partial y} [(\bar{\eta} + \bar{h})V] = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = -g \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} - \frac{1}{\rho(\bar{\eta} + \bar{h})} \frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{CU}{(\bar{\eta} + \bar{h})} \quad (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -g \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} - \frac{1}{\rho(\bar{\eta} + \bar{h})} \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} - \frac{CV}{(\bar{\eta} + \bar{h})} \quad (3)$$

ここに、 $U$ 、 $V$ 、 $\rho$ 、 $g$ 、 $\bar{\eta}$ 、 $\bar{h}$ 、 $C$ はそれぞれ $x$ 方向、 $y$ 方向水平流速、水の密度、重力加速度、平均水位上昇高、水深、海底摩擦係数であり、式中の $\bar{\eta} + \bar{h}$ は水深と等しい。 $S_{xx}$ と $S_{yy}$ はラディエーションストレスで、計算領

域の水深は十分に浅いと見なし( $\kappa\bar{h}\rightarrow 0$ ),  $S_{xx}$ と $S_{yy}$ は次のように計算した.

$$S_{xx} = \frac{1}{8} \rho g H^2 \left( \frac{2\kappa\bar{h}}{\sinh 2\kappa\bar{h}} - \frac{1}{2} \right) \cong \frac{3}{16} \rho g H^2 \quad (4)$$

$$S_{yy} = \frac{1}{8} \rho g H^2 \left( \frac{2\kappa\bar{h}}{\sinh 2\kappa\bar{h}} - \frac{1}{2} \right) \cong \frac{1}{16} \rho g H^2 \quad (5)$$

また, 流れの場を可視化する1つの方法として染料投入を模擬したパッシブスカラー量  $c$  の輸送方程式(6)を用いた. 式(6)において波の流動による染料の動きをみるため, 拡散項はゼロとしている.

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial Uc}{\partial x} + \frac{\partial Vc}{\partial y} = 0 \quad (6)$$

なお, これらの計算方法には経験則に依存する度合いの高いと考えられる砕波はモデル化されておらず, 計算の非線形性と汀線に向かって水深が減少することによる波高低減で砕波を模擬した現象を表現した. 式(1), (2), (3), (6)の時間積分にはアダムスバッシュフォーススキームを用いた.

また, 図2には計算に用いた領域図を示す. 計算に用いた格子は直行格子であり, 岸沖方向(x), 沿岸方向(y)にそれぞれ250, 150個, 格子サイズ $\Delta x$ ,  $\Delta y$ をそれぞれ5m, 10mとし, 計算領域は岸沖, 沿岸方向がそれぞれ750m, 2500mとした. また前浜勾配は0.05とし, 一様勾配として設定した. なお, 計算に用いた入射波は全て正弦波の規則波であり, 様々なケースの計算の検証結果より, セル構造がより顕著に表れた波高1.4m, 周期は8sを採用した. さらに, カस्प地形に見立てた凹凸地形の3D図を図3に示す. この凹凸地形は式(7)を用いて地形データに凹凸の標高 $ZZ(m)$ を加算することで求めた.

$$ZZ = 0.5Z(1.0 - \tanh(a(xx - 2.0xl))) \quad (7)$$

なお,  $Z$ ,  $a$ ,  $xx$ ,  $xl$ のパラメータはそれぞれ凹凸の標高(m), 山斜面の勾配, 凹凸頂上からの距離(m), 山の幅のスケールを示す. 従来の海浜流系の研究は, 流れの計算に入る前にエネルギー平衡方程式や緩勾配方程式を使って波高分布を求め, 式(4), (5)の $H$ を与えてラディエーションストレスの場が定常であり, そのため海浜流の場も定常に向かうことが前提になっていると思われる. 波高分布の推定として時々刻々と算出される水面変動について時刻歴から波の峰と谷を抽出し, その差を

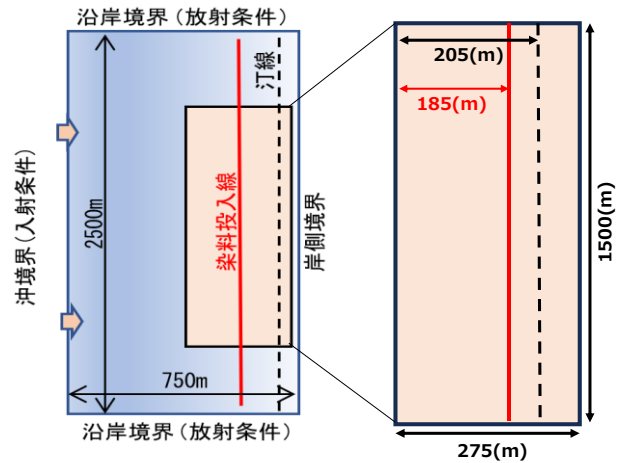


図2 計算領域の模型図 (肌色部: 平面可視化領域)

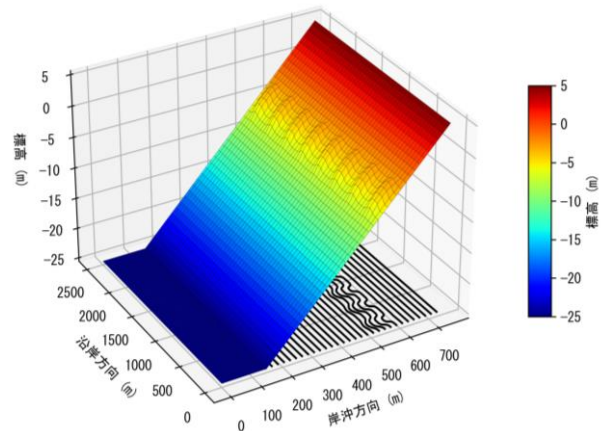


図3 カस्प地形に見立てた凹凸地形の3D図

波高とした. そのため波高分布を事前に求める必要はない. この方法は波動場に反射が重複している場合には進行波を分離できないが汀線での波の打ち上げによる反射は十分小さいものとして本研究では採用した. 波によって引き起こされる海浜流系はこれら式(1)から(3)に含まれる時間発展の移動平均場として求め. 時間平均はある時点で過去の時間歴を平均して求めることになるが, 平均の個数は任意に設定できる. 例えば, 時刻 $n$ において取得されている平均 $\bar{f}_n$ が過去の $N$ 個のデータによって求められていたと仮定すると新しく算出された $f_{n+1}$ によって平均する平均値は重み付き平均として以下のように求めることができる.

$$\bar{f}_{n+1} = \frac{(N-1)\bar{f}_n + f_{n+1}}{N} \quad (8)$$

なお,  $n=1$ ではデータがないため決定されていないが,  $\bar{f}_n = f_n$ とし, 時間が進行するに従い, 移動平

均が真値に近づく。またNの値を固定せず、時間ステップ数nとして変化させた場合、計算終了時は全平均を一致する。この方式により(1)~(3)によって求まる水位変動、平均流速の移動平均が時間進行とともに即座に求まることになる。式(8)における変数をfとして、 $\eta, U, V$ を適用し、平均位変動、海浜流・離岸流流速とした。

#### 4. 計算結果

##### (1) 岸沖縦断分布

図4に水面変動(上段)および岸沖方向流速(下段)の岸沖方向分布の初期状態からの時間変化を示す。汀線から数十メートルの位置で沖向きのピークを持ちすべての位置で沖向き流れとなっている。平均流速が沖向きの離岸方向の流れとなっていることは質量保存則によって説明され、既往研究においても確立された現象と思われる。水平流速は時間とともに赤実線で示した一定値に近づいており従来の理論解析や計算手法である定常の仮定についても確認することができた。

##### (2) 離岸流・海浜流システムの可視化

図5には離岸流セルが安定的に生じたケースのある時間における沖向き流速、渦度、染料の空間分布から推定された沿岸方向のセルの分布を示す。染料の時間発展は式(6)で計算された変数cの分布である。赤い破線は沿岸方向のセルの頂点に該当している。図5の縦方向(沿岸方向)は1500mであり、約9.5波のセル構造を持つため、波長Lcは158mとなる。LBは砕波幅であり、本研究では水面低下の極値をとる位置と汀線の距離としている。既往の理論研究<sup>1)~3)</sup>によればパラメータ(=  $2\pi LB/Lc$ )の値が0.785~4.2とされており、本研究の計算結果では1.96程度であることから成長範囲であることが分かった。谷川らの研究<sup>3)</sup>では $\lambda \approx 8$ 程度で最も成長するとされており、1.96は成長範囲ではあるが、成長率が最大には対応していない。

##### (3) 染料等高線と沖向き流速の可視化

図6は染料投入による等高線図と沖向きの流速をベクトルで示した合成図である。ベクトルの向きは流速の方向を表し、本図では沖向き成分のみを可視化している。ベクトルの長さは沖向き及び沿岸方向の流速

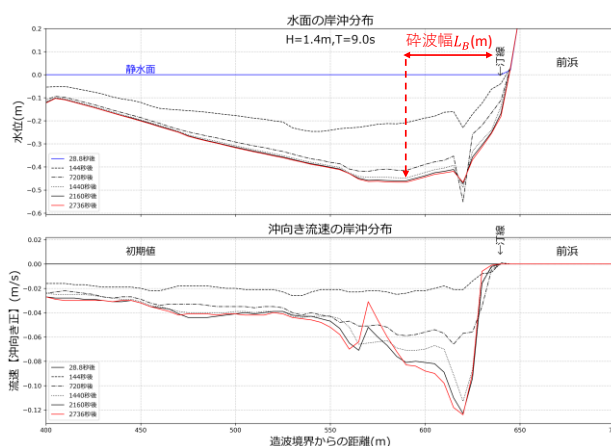


図4 平均流速の横断形状の時間発展

上段:水位, 下段:岸沖流速, 赤実線:最終状態(2736s)

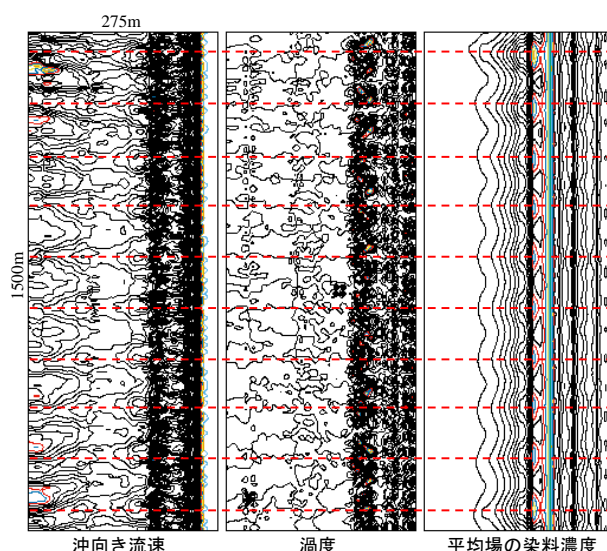


図5 沖向き流速・渦度・染料濃度分布の関係と水平波長(波高1.4m, 周期9.0s, 造波後2679秒後)

の合成値を示し、色は沖向き流速の大きさを表している。染料の時間発展は式(6)に基づいて計算された変数cの分布として推定され、沿岸・岸沖方向の二次元平面における特性を解析した結果、岸沖方向550m付近および625m付近において、波状のセル構造が形成されることが明らかとなった。それぞれの形成されたセル構造の波長は沖合方向で約160mと沿岸方向で約80mである。また、沿岸方向において一定間隔(約80m)で沖向き流速の方向が時間とともに変化することが確認され(図6中の岸沖方向550m~625mにかけて)、一様勾配の平面地形においても離岸流が発生することが明らかになった。セル構造と離岸流の関係性に関して、特に沿岸方向のセル構造(図6中の岸



沖方向の625m付近)と離岸流の発生間隔の約80mと発生位置が一致していた。また沖側で形成されるセル構造(図6中の岸沖方向の625m付近)の波状の谷および峰の位置で離岸流の発生位置と一致していることが確認できた。これより、80(m)で生じていたセル構造が離岸流の流れにより160(m)間隔に統合されていくと考えられる。

#### (4) カस्प地形によるセル構造への影響

本研究では一様平面に加えて、カस्प地形を模した凹凸地形を設定し、セル構造を誘導する形で影響を解析した。その結果、一様平面時に生じたセル構造の間隔にかかわらず、凹凸の数に応じてセル構造が誘導された。これより、セル構造は地形による外的影響が大きいと示唆される。しかし、一様平面時に発生したセル間隔よりも過密な凹凸を設定した場合(図7)、沖方向に進むにつれてセル構造が減少し、一様平面時に観測されたセル数に統合する傾向がみられた。このことから沖合におけるセル構造の規模には水深などの条件で一定の限界があると推測される。

### 5. 結論

本研究では、沿岸方向に発生する規則的なセル構造と離岸流の生成との関係性について、可視化手法を用いて検討した。その結果、汀線より約20m付近に形成されるセル構造と離岸流の発生位置および間隔が一致していることが確認された。また、セル構造は沖合に向かうにつれて統合され、その過程において離岸流が生じていると考えられる。さらに、セル構造の形態は水深に依存し、最終的に一定の構造数へ収束する傾向があると考えられる。

#### 参考文献

- 1) 日野幹雄, 林直樹: リップ・カレントの発生理論, 第19回海岸工学講演会論文集, pp. 93-96, 1972. 玉井佐一: 海浜カस्पの形成機構に関する研究, 第22回海岸工学講演会論文集, pp. 135-139, 1975.
- 2) 細山田得三, 村川はるみ, 犬飼直之: 離岸流と海岸変形の相互作用に関する研究, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol. 67, No. 2, pp. I\_556-I\_560, 2011.
- 3) 堀川清司: [新編]海岸工学, 東京大学出版社, pp. 213-218, 1991.

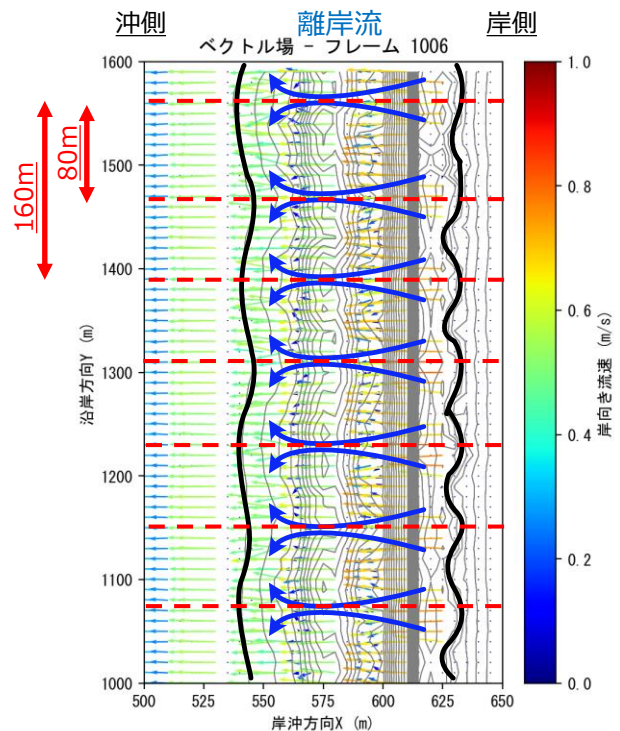


図6 セル構造と沖向き流速の生成位置関係 (黒線: 染料等高線図によるセル構造, 青線: 沖向き流速の流れ, 赤線: 沖向き流速発生位置)

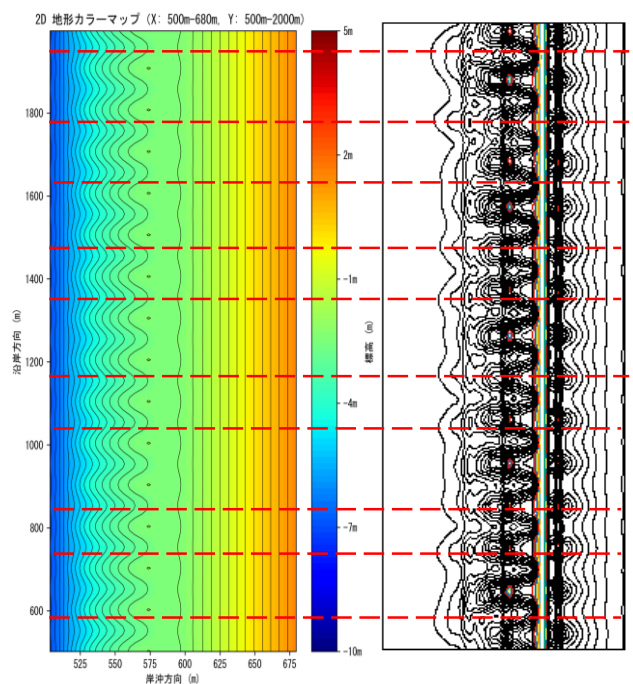


図7 2Dカस्प地形設定図(沿岸方向に過密に設定)と染料等高線図 (赤線: 沖に出たセル構造の峰位置)