

リップチャンネルの縮小・形成過程における波浪と海浜流

Waves and Wave-Induced Current in the Decaying and Developing Process of Rip Channel

出口一郎¹・有田 守²・筒井研伍³・松本拓郎⁴

Ichiro DEGUCHI, Mamoru ARITA, Kengo TSUTSUI and Takuro MATSUMOTO

Field measurements of bottom topography together with the wave height and water particle velocity in the shallow water region were carried out in September, 2008 and 2009 to investigate the relation between rip channel and rip current. On the relict rip channel, rip current is usually generated provided the wave incident angle does not change significantly or the incident wave height increases largely. The rip channel easily decays when the incident wave angle undergoes great change from normal to oblique. Even in the case where there is not any typical bottom configuration, rip current occurs from the hot spot where longshore currents converge that has a potential for generating rip channel through the interaction between wave and wave-induced current.

1. はじめに

沿岸方向に碎波帯幅の数倍から数十倍のスケールで生ずる特徴的な海岸地形変動としてラージカスプあるいはリップチャンネルの形成・消滅がある。これらの地形は時として強い離岸流の発生を伴い海浜事故の原因となる。波浪が海底地形などによって変形を受け、たとえば潜堤開口部あるいはリップチャンネル・ラージカスプの凹部から離岸流が発生する。また、突堤状構造物に沿う沖向きの流れは、海浜流場に与えられた境界条件によって発生する。これらの流れは、海底地形、境界条件と入射波浪特性がわかれば定常な流れとして数値計算によって予測可能である。しかし、少し長い時間スケールでみると、実測された流れは必ずしも定常ではなく、たとえ入射波浪場が定常でも海底地形と海浜流系の複雑な干渉が生ずる。結果として、ラージカスプあるいはリップチャンネルの消長などが生ずるが、特に形成機構に関しては、不明な点が多く残されている。

著者らはここ数年浅海域の海浜変形と波・流れ、特に離岸流との関連について着目した現地実測を行ってきた。本研究は、これらの結果から、既存のリップチャンネルの縮小及びリップチャンネル形成の初期過程を抽出し、その機構について計測された波浪及び海浜流との関係から検討することが目的である。

2. 現地実測の概要

2008年及び2009年の9月上旬に、鳥取県浦富海岸で海浜変形及び波浪・海浜流の計測を行った。浦富海岸は、両端を岬で囲まれ北に開いた長さ約1.6kmのポケットビーチで、水深約4mの位置に長さ400mの潜堤が開口幅100mで2基建設されている。図-1は、2004年に測量されたこの海域全域での海底地形に基づき2m間隔の等深線を描いたものである。当初潜堤天端水深は2mで施工されたが、現在かさ上げが行われている。図-2は、2004年9月から後述するGPSで計測された8つの汀線形状（打ち上げ波帯のほぼ中央）を重ね合わせて示したもので、潮

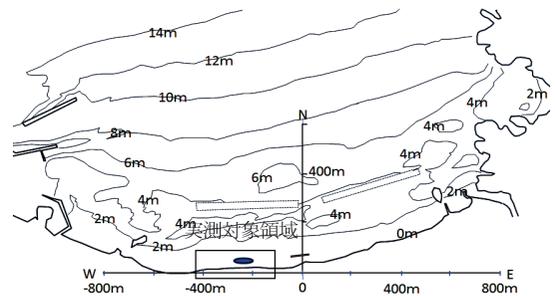


図-1 浦富海岸の海底地形

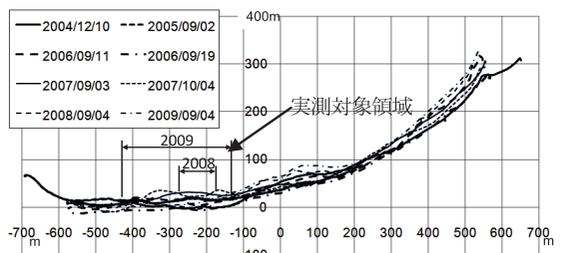


図-2 浦富海岸の汀線変動特性

1 正会員	工博	大阪大学教授大学院工学研究科
2 正会員	工博	大阪大学助教大学院工学研究科
3 正会員	工修	大成建設(株)
4 学生会員		大阪大学大学院工学研究科地球総合工学専攻

位補正は行っていない。図中の座標原点は、対象海浜に設置した基準点位置である。それぞれの図中には、概略の実測対象領域と計測器設置位置を示してある。

図-2より、汀線位置の変動幅は、全域で約40m程度で、基準点から200m以東での汀線位置は、ほぼ平行であるのに対し、特に基準点より100m以西では、複雑に交差し、激しい地形変化が生じている様子がうかがえる。

2008年及び2009年の実測は、この領域(横軸-100m~400m)を対象に行った。海域への入射波特性(波高, 周期, 波向)は、潜堤開口部沖側水深約8mの地点に設置した海象計により時間間隔1sで連続計測した水位変動, 水平方向2成分流速から求め、浅海域の海浜流・水位変動の計測は、水平方向2成分電磁流速計と圧力センサーを組み合わせた5組の計測器を5m間隔で十字配置(2008年)あるいは直線配置(2009年)して時間間隔1sで連続計測した。また、風速が10m/s以下の場合には、対象海域の上空約150mに係留した気球に搭載したビデオカメラで海浜潮流況の計測も行った。使用したトレーサーはシーマーカーである。

海底地形及び全域の汀線位置の計測は、複数のGPSを用いた相対測位により計測した。ただし、海底地形は、GPS受信機を背中にしよって対象領域を約5m間隔に歩行した記録から推定したため、水深1.5m以深の計測は行えなかったことから、1.5m以深の海底地形は、ビデオ画像から得られる平均輝度値と水深の相関から推定した(Arita et al., 2007)。

2008年の実測開始時には、横軸-220m付近にリップチャンネルが形成されており、その上で離岸流の発生がみられたことからチャンネル周辺に計測器を配置し計測を行っていたが、5日後にはリップチャンネルは縮小した。

2009年の実測開始時は、この領域で特に顕著な海底地形は見られず、西向きの沿岸流が卓越していたが、2008年の計測とほぼ同じ位置に計測器を設置し計測を行っていたが、5日後に急速に離岸流が発達し、この状態が数日継続し、横軸-220m周辺にリップチャンネルの形成がみられた。本研究では、この2つの過程について検討する。

3. リップチャンネル縮小期の波浪と海浜流

2008年は、潜堤開口部より西側に存在していたリップチャンネル内に5組の圧力センサーおよび電磁流速計を5m間隔に十字配列し水位変動と流速を計測した。また海底地形はGPSによりリップチャンネル周辺の沿岸方向150m, 水深約1.5mの範囲で計測した。図-3(a)に水深8m地点で計測された有義波高・周期(Hs, Ts), 図-3(b)に浅海域(水深約1.2m)に設置した十字配列アレーの中央(No.3)と西側(No.4)で観測された有義波高, 図-3(c)に水深8mと浅海域で計測された水位変動と水平方

向2成分流速計から求められる主波向(WH, 北から時計回りに正)とNo.3, 4における主波向を示す。計測器の配置は、後述する図-5中に示してある。また、図-4にNo.3およびNo.4の流速計で計測された流速(U: 岸沖成分で沖向きが正, V: 沿岸成分で東向きが正)の1時間平均値の時系列(Um, Vm)と20sで移動平均した沖向き流速の最大値(1時間に1データ, Umax, Vmax)を示す。

図-3(a)より、実測期間中の入射波高(水深約8m地点)は、実測開始時の0.6mから0.4mに減少し、その後8日0時に0.6mまで急増した後、変動しながら9月9日正午に0.8mに達し、11日正午にかけて一様に減少する。図-3

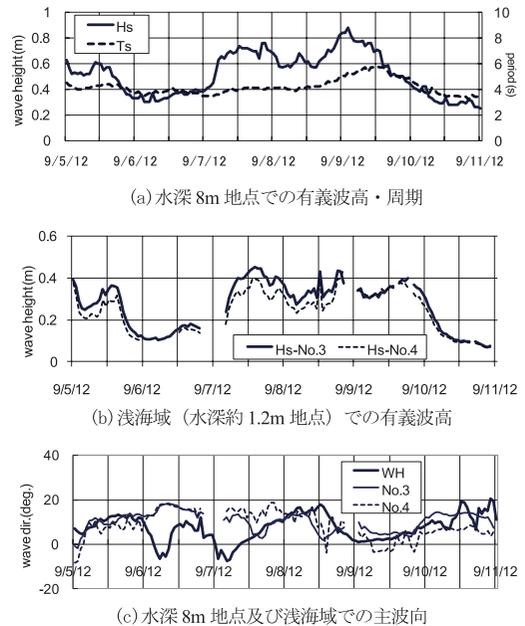


図-3 計測された波高, 周期, 波向時系列(2008)

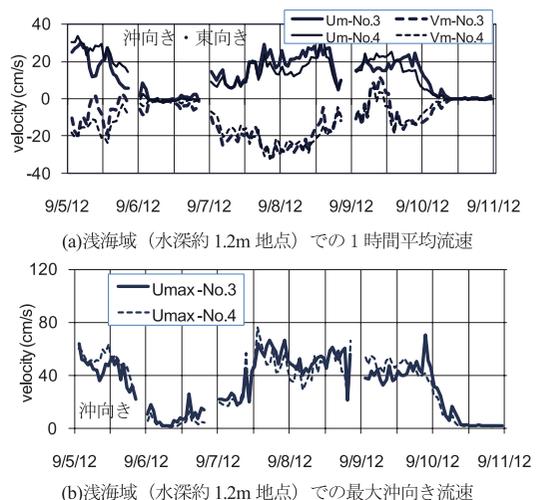


図-4 計測された時間平均および最大沖向き流速(2008)

(b) に示す浅海域波高も入射波高に対応し0.15m~0.4mの範囲で変動する。この間、波向は複雑に変化するが、波高の増大が始まる7日正午以降は9日0時にかけて単調に増加する(北から東に振れる)。また、図-4 (a) に示す1時間平均海浜流速は、入射波高と波向両者に依存した変動を示すのに対し、図-4 (b) に示す20s移動平均された離岸流速の最大値は入射波向とは関係なく、入射波高と同じ時間変動を示す。

図-5は9月6日と10日に計測された海底地形(横軸と縦軸は図-1及び2と同じ)で、図中には計測器の配置も示してある。9月6日正午までは、波高0.6m程度のやや東に振れた入射波により北北西から北西に向くやや強い離岸流の発生が計測されている(図-4)。図-5(a)に示す9月6日の地形は、6日正午以降入射波高が減少し、有意な海浜流が発生していない状態で計測されたものである。9月7日までチャンネルは維持されていた。7日以降入射波高の増大と引き続き波向の変化により離岸流の流向が北西に変化し、この流れによりチャンネル内の水深が浅くなり始め、10日には形状が不鮮明となる。計測器設置位置では約0.35mの堆積が生じた。

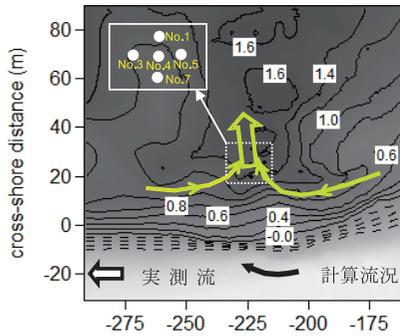
2007年の実測においても、入射波向の変化によってもたらされる海浜流パターンの変化(沿岸流の卓越)によ

り、存在していたリップチャンネルが消滅することが観測されている(出口ら, 2008)。

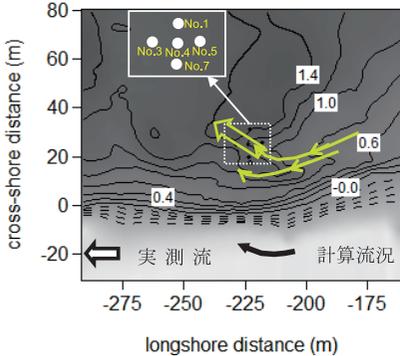
4. リップチャンネル形成初期の波浪と海浜流

2009年は、実測開始時は明確なリップチャンネルは存在せず離岸流の発生も認められなかったため、離岸流が発生すると予想された位置(水深約1.0m)に5組の計測器を沿岸方向に直線配置した。地形計測は、計測器設置位置周辺の沿岸方向約300m、水深1.5m以浅に広げて行い、計測範囲より沖側の水深は、上空に係留した飛行船搭載ビデオ画像から得られる平均輝度値から推定した。図-6(a)に水深8m地点で計測された有義波高・周期、図-6(b)に浅海域に設置した直線配列アレーの西側(No.1)と東側(No.4)で観測された有義波高、図-6(c)に水深8mと浅海域で計測された水位変動と水平方向2成分流速計から求められる主波向を示す。図-7は、浅海域のNo.1及びNo.4で計測された1時間平均値と20s移動平均流速の最大値の時系列である。また、図-8に9月8日及び10日に計測された海底地形を示す。

図-6および図-7より、実測期間中の沖側入射波高は、9月7日正午まではほぼ定常な波浪(波高0.4m、波向約30°, 周期4s)が入射し、顕著な海浜流の発生は見られない。しかし7日正午以降、まず波向が減少を始め、8日正午頃より沖側入射波高が急増する。時点で計測器設置域周辺に沿岸流が収束し、そこから離岸流が発生した(hot spotの形成)。これに伴い、20s移動平均された離岸流速も増加し、9日正午頃には、0.8m/s以上の値を示し、

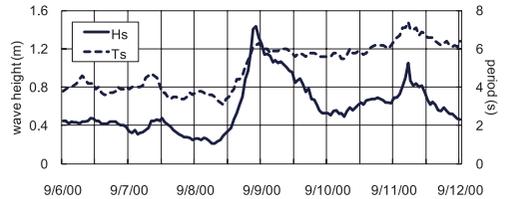


(a)2008年9月6日計測地形

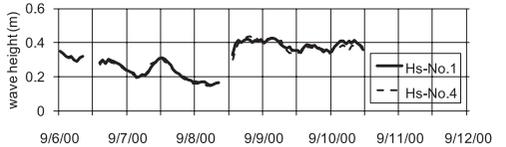


(b)2008年9月10日計測地形

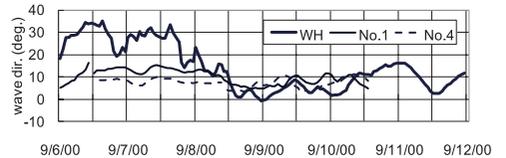
図-5 リップチャンネル縮小過程の地形変化



(a) 水深8m地点での有義波高・周期



(b) 浅海域(水深約1.0m地点)での有義波高



(c)水深8m地点及び浅海域での主波向

図-6 計測された波広, 周期, 波向時系列 (2009)

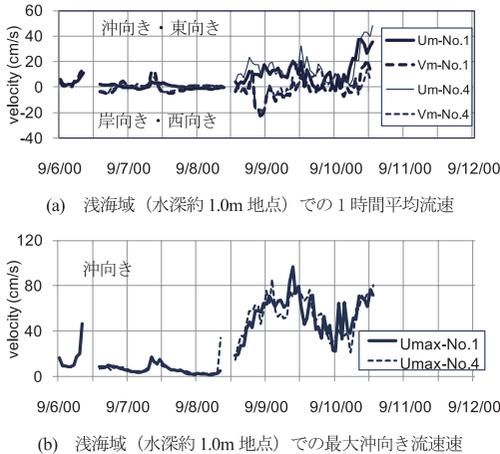


図-7 計測された時間平均および最大沖向き流速 (2009)

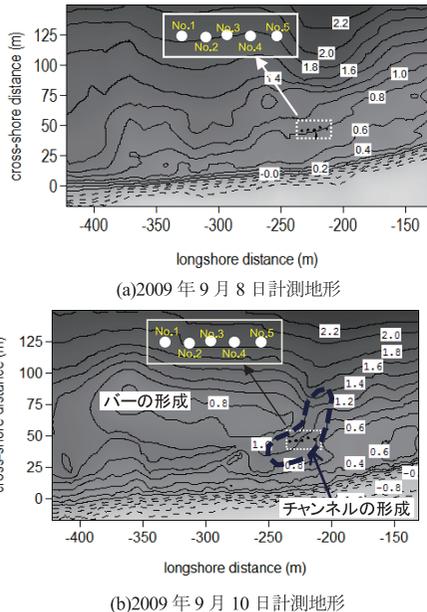


図-8 リップチャンネル形成過程の地形変化

離岸方向の1時間平均流速も若干増加する。

その後、10日0時にかけて沖側入射波高は減少するのに対し、波向きは 10° 以下の値を保つ。浅海域波高も入射波高の増加に伴って増加するが、入射波高が減少してもほぼ一定(0.4m)の値を保つ。入射波高及び波向きは、10日0時以降若干増加し、20s移動平均最大離岸流速と1時間平均離岸流速とともに増加するが、後者の増加が顕著である。なお、約15m離れた浅海域2地点(No.1及びNo.4)での波高、波向、海浜流流速はほぼ同じ値を示し、この範囲では波浪場及び海浜流場はほぼ一様であったと推定される。

係留気球から撮影したビデオ画像によると、9日の時

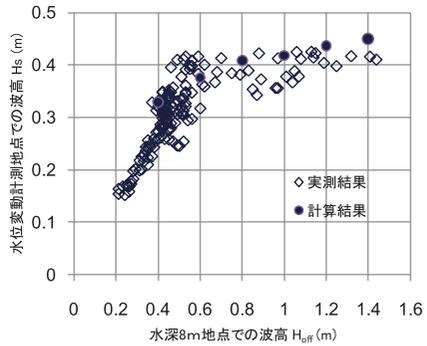


図-9 水深約8m地点での入射波高と浅海域波高の関係

点では、計測器設置地点周辺では強い沖向きの流れの発生は認められるが、投入したトレーサーは、砕波帯を抜けて沖に流れることはなく、砕波点付近で拡散した。また砕波点付近では顕著な底質の巻き上げも確認された。しかし、10日になると、トレーサーは砕波帯を抜け、約300m沖まで流出し、離岸流頭を形成した。この時点ですでにリップチャンネルが形成されていたものと考えられる。

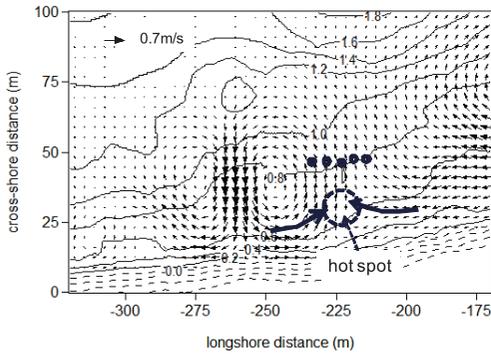
結果としてこのような波浪及び海浜流により計測器設置地点付近は侵食され、図-8(a)及び(b)を比較して明らかなように、10日正午にはNo.1地点で水深が最大約0.4m増加し、西側にバーが形成された。

5. 実測領域周辺の平面波浪場と海浜流パターンの推定

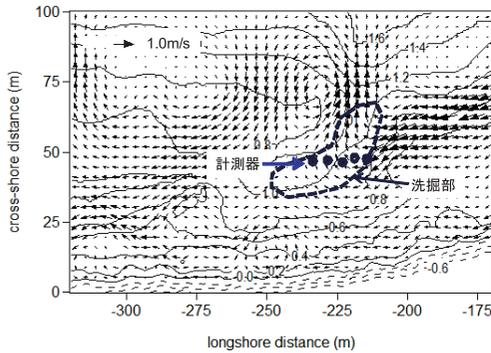
図-5及び図-8に示した実測対象領域における波浪場、海浜流パターンの推定を行う。このとき、図中に示す計測器設置位置での波浪特性は計測されているが、沖側境界での波浪は計測されていない。そこで、水深約8m地点で計測された波浪から沖側境界での入射波浪を推定する。ただし、浦富海岸全域をカバーする詳細な海底地形はなかったことから、図-1に示す2004年に行われた深淺測量結果から2mメッシュの格子データを内挿して作成し、その上で波浪変形計算を行った。計算に用いたモデルは、間瀬らによって開発された回折を考慮した多方向不規則波の浅水変形計算モデル(間瀬ら, 1999)である。

まず、図-6(a)及び(b)に示す2009年の実測結果に基づき、波浪計算結果の再現性について検討した。図-9は、図-6(a)に示す波高時系列の中で0.4m~1.4mの間の6種類の波高レベルに対応する周期と波向の組み合わせで計算される計測器設置点の実測波高 H_{sm} と計算波高 H_{sc} の比較を示したものである。

浅海域で実測された波高は、水深7m地点での波高 H_{off} が0.5mまではその約0.75倍程度であるのに対し、 $H_{off}=0.5m$ 以上になると波高増大に対する増加率が大きく



(a) 9月8日の地形上での海浜流



(b) 9月10日の地形上での海浜流

図-10 リップチャンネル形成過程での海浜流

減少し、約0.4mとなる。有意な海浜流を発生させると考えられる $H_{off} > 0.6m$ の領域での計算された浅海域波高 H_{sc} は、ほぼ実測波高の上限に対応する。特に、潜堤背後の海底地形は2004年から変化していることが容易に推定されること、さらに計算では潜堤の透水性を無視していること、等を考慮すると、おおむね計算結果実測結果を再現しているものと考えられる。そこで、図-5および図-8に示す計算領域の沖側境界の入射条件は、水深8m地点で計測された波高から計算によって推定することとする。

このような方法で推定された計算領域沖側の入射波高・波向きを用いて図-5及び図-8に示す実測対象領域において、エネルギー平衡式に基づき、波浪場を計算し、radiation stressを介して海浜流を計算するという方法で海浜流の計算を行った。ここでは一例として図-8に示す2009年9月8日及び10日の地形上で波高の急増に伴う離岸流の発生状況及び波高急増後、強い離岸流の発生している状況の計算結果について図-10に示す。

図-10は、計算領域の中から注目する領域を拡大して描いた海浜流ベクトルである。図-10(a)に示す9月8日の地形上では、波高急増前は北東からの入射波により、計測器設置位置よりも水深の浅い領域で西向きの沿岸流

が発生していたが、波高急増後は、沿岸流の収束と発散が生じ、計測器設置点付近では沿岸流の収束により離岸流が発生している。この計算結果は、水深8m地点での入射波高0.6m、周期4sに場合の結果である。波高がさらに増加すると、離岸流も強化されると同時に海底地形も変化し、図-8(b)に示す形状に至る。この時点ではすでに小規模なリップチャンネルが形成されている。この地形上で、水深8m地点の入射波高1.0m、周期6sで計算された海浜流場が図-10(b)である。チャンネルに沿う強い離岸流が発生していることが分かる。すなわち、図-8(a)に示される地形上に、図-6に時系列を示す波浪が入射し、まず小規模な離岸流の発生後、波浪の増大、離岸流の発達、水深増加、離岸流の強化、という一連のフィードバックにより図-8(b)の地形が形成されたと考えられる。

図-5に示す2008年の計算結果については、海浜流の流れ況を図中に模式的に示してある。すでに存在するリップチャンネルにほぼ直角に波浪が入射する場合はチャンネル岸側端周辺にhot spotが形成され、離岸流が発生する。

6. 結論

リップチャンネルの有無にかかわらず沿岸流の収束により離岸流が発生する。チャンネルが存在する場合は、その上での波浪変形により沿岸流の収束が生じ、入射波浪が大きく変化しない場合はチャンネルは維持されるが、特に入射波向が変化し海浜流の沿岸方向成分が増大するとチャンネルは埋没する。

リップチャンネルが存在しない場合は、対象とする領域を含む広領域で生ずる波浪変形の結果hot spotが形成され、離岸流が発生する。この流れによって離岸流軸上で水深が増加すると、入射波浪が大きく変化しない場合はさらに離岸流が強化され、明確なチャンネルが形成されるという機構が存在する可能性が示された。

浦富海岸の場合、沿岸方向300m程度の範囲で波浪・海浜流計算を行えば計算領域沖側で一樣な波浪を与えてhot spotの発生位置が推定できることも分かった。

最後に本研究に対し、日本学術振興会科学研究費（基盤研究B）の補助を受けたことを付記する。

参考文献

- 出口一郎・野村尚生・筒井研吾・有田 守 (2008)：極浅海域で計測された離岸流の時空間変動，海岸工学論文集，第55巻，pp. 81-85.
- 間瀬 肇・高山司司・国富将嗣・三島豊秋 (1999)：波の回折を考慮した多方向不規則波の変形計算モデルに関する研究，土木学会論文集，第628号，II-48，pp.177-187.
- Arita, M., I. Deguchi and H. Yabusaki (2007)：Experimental study on estimation of bottom topography through video images, Asian and Pacific Coasts 2007, September 21-24, Nanjing, China.