

独立行政法人港湾空港技術研究所

# 港湾空港技術研究所 報告

---

REPORT OF  
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH  
INSTITUTE

---

VOL.46      NO.3      September 2007

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN

INDEPENDENT ADMINISTRATIVE INSTITUTION,  
PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

# 港湾空港技術研究所報告 (REPORT OF PARI)

第 46 卷 第 3 号, 2007年 9 月 (September 2007)

## 目 次 (CONTENTS)

1. 現地港湾の長周期波対策における透過堤の適用性  
.....平石 哲也・平山克也・南靖彦.....3  
Applicability of Permeable-type Breakwater for Long Period Wave Countermeasure  
.....Tetsuya HIRAIISHI, Katsuya HIRAYAMA, Yasuhiko MINAMI
2. 宮崎住吉海岸におけるビデオ画像を用いた砂浜と沿岸流の長期連続観測  
.....鈴木 高二朗.....21  
Long Term Observation of Nearshore Topography and Longshore Current in Sumiyoshi Beach using Video Camera  
.....Kojiro SUZUKI
3. 内湾の高潮推算への台風ボーガスと局地気象モデルの適用性  
.....河合 弘泰・川口 浩二.....43  
Applicability of Typhoon Bogus and Mesoscale Model to Simulation of Storm Surges in Bays  
.....Hiroyasu KAWAI, Koji KAWAGUCHI

## 宮崎住吉海岸におけるビデオ画像を用いた 砂浜と沿岸流の長期連続観測

鈴木 高二朗\*

### 要 旨

2001年8月より2007年3月にかけて宮崎県住吉海岸において、ビデオ観測によって海岸地形と沿岸流の長期連続観測を実施した。近年、住吉海岸は激しい海岸侵食に見舞われている。本研究では、このような侵食海岸での長期的な海岸地形の変化について検討した。また、沿岸漂砂をより正確に把握するために、沿岸流の長期観測を実施した。ここで、得られた結論は以下のとおりである。

- 1)宮崎住吉海岸では、当初、汀線から70mと300m沖合に2つバー（インナーバーとアウターバー）があり、インナーバーではバーの岸沖方向のサイクリックな移動やそれにもなうリップチャンネル（離岸流の発生する深み）の発生などが見られた。
- 2)インナーバーとアウターバーにできる沿岸方向の起伏が、南方向にインナーバーで2m/day、アウターバーで4m/dayの速度で移動するという、特異な現象が観測された。
- 3)2001年夏～2003年夏まで、インナーバーとアウターバーの2つのバーが見られたが、2003年夏季に台風が複数回連続的に来襲し、インナーバーが消失した。
- 4)住吉海岸では南からのうねりによる北向きの沿岸流の発生頻度が少ないのに対し、南向きの沿岸流の発生頻度が多かった。

キーワード：ビデオ観測，インナーバー，アウターバー，沿岸流

---

\* 海洋・水工部主任研究官  
〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人港湾空港技術研究所  
電話：046-844-5082 Fax：046-844-1274 e-mail: suzuki\_k@pari.go.jp

## **Long Term Observation of Nearshore Topography and Longshore Current in Sumiyoshi Beach using Video Camera**

**Kojiro SUZUKI\***

### **Synopsis**

Beach topography and nearshore current has been observed by video monitoring system since Aug. 2001 until Mar. 2007 in Sumiyoshi beach, Miyazaki, Japan. Recently, Sumiyoshi beach has been suffered from heavy beach erosion. In this study, long term change in bar topography in such an erosive beach is mainly analyzed. Also, the long term observation of longshore current is conducted in order to elucidate the longshore transport. The followings are the results obtained in this study.

- 1) There were two bars in Sumiyoshi beach since Aug.2001 to Jul.2003. The inner bar is located about 70m offshore and the outer bar is located about 300m offshore. Cyclic on-offshore movement of inner bar and rip channels was observed.
- 2) Alongshore patterns of bars' shape were observed. The patterns move alongshore 4m/day at the inner bar and 2m/day at the outer bar.
- 3) In Jul. 2003, the inner bar disappeared because of frequent attacks of typhoon and has not appeared since then until Mar. 2007.
- 4) The southward longshore currents frequently occur rather than the northward currents.

**Key Words:** Video Monitoring, Inner Bar, Outer Bar, Longshore Current

---

\* Senior Research Engineer, Marine Environment and Engineering Department  
3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan  
Phone : +81-46-844-5082 Fax : +81-46-844-1274 e-mail: suzuki\_k@pari.go.jp

## 目 次

要 旨 .....	21
1. はじめに .....	25
1.1 バー（沿岸砂州）の重要性と本研究の目的 .....	25
1.2 バーの挙動に関する既往の研究 .....	25
1.3 ビデオ観測の特徴と既往の研究 .....	26
2. 観測箇所と観測システム .....	27
2.1 観測箇所 .....	27
2.2 観測システムの概要 .....	27
3. バーの長期変化 .....	29
3.1 解析方法 .....	29
3.2 2001年8月～2002年7月までのバーの変化 .....	30
3.3 2002年7月からのバーの変化 .....	33
4. 波向きと沿岸流速 .....	35
4.1 スタック画像と解析方法 .....	35
4.2 沿岸流速の長期観測結果 .....	37
5. まとめ .....	40
謝辞 .....	40
参考文献 .....	40
記号表 .....	41
付録 .....	41

## 1. はじめに

### 1.1 バー（沿岸砂州）の重要性と本研究の目的

砂浜は、日々の波浪によって浸食・堆積を繰り返し常に変化している。多くの砂浜では台風時の高波浪によって砂が沖へ移動し、波の小さな日に徐々に砂が岸へ戻ってくるという現象が繰り返されている。一方、我が国の多くの砂浜では、河川からの供給土砂の減少や海岸港湾構造物の造成などにより、海岸侵食が問題となっている。さらに、今後地球温暖化にともなう海面上昇によって、多くの砂浜が侵食される可能性がある。

このような状況において、砂浜の日々の変化を把握することは、海岸防衛施設整備事業や養浜事業など、砂浜の維持管理事業を評価する上で必要不可欠である。

しかし、多くの砂浜では、その長期的な変化傾向が必ずしも十分に把握されていない。特に図-1に示すような沖合のバー・トラフ地形の変化については、不明な点が多い。遠浅な砂浜海岸に見られるバー（沿岸砂州）は、来襲する波浪をその上で砕けさせ、そのエネルギーを消費させることで自然の防波堤として、汀線付近の砂浜を護っている。

このように、バーの動的な挙動を解明することは、海岸を管理する上で極めて重要であるため、バーの動的な挙動に関する研究は、これまでも波崎観測施設での観測も含めて、多くの事例がある。

しかしながら、バー型海岸の研究は主に海浜が安定した海岸で行われており、侵食海岸におけるバーの挙動についての知見は極めて限られている。

そのため本研究では、侵食海岸におけるバーの挙動を把握することを目的として、宮崎県の住吉海岸においてバー・トラフ地形の長期連続観測を実施することとした。宮崎県の住吉海岸は遠浅な砂浜であったが、近年の激しい海岸侵食により、その前浜がほとんど見られなくなった砂浜海岸である。

本研究では近年急速に進歩したビデオ画像解析によって、バー・トラフ地形の連続観測を実施することとした。ビデオ画像による連続観測は、深淺測量のように海底の土量変化を直接求めることは困難であるものの、表-1に示すように毎日連続的に海岸を観測できるため、深淺測量などの調査よりも時間的に密な観測を実施することができる。また、最も変化の大きい台風時のバーの挙動など、通常の観測では得られなかった現象を詳細に調べることができる。

通常の砂浜のモニタリングとしては、船舶からの深淺測量や航空機からの写真撮影が考えられる。このような

観測によって得られるデータは、海底の砂の移動量を知る上で非常に有益であり、重要な海岸では今後も引き続き実施していく必要がある。しかし、費用面からこのような観測は年に数回しか行われぬのが一般的であり、全く行われていない砂浜も多い。

### 1.2 バーの挙動に関する既往の研究

バーの挙動は、バーの位置する水深によって大きく異なる。大まかにまとめると以下ようになる。

#### (1) 数週間周期の浅いバー（インナーバー）の挙動

水深1~2mのバーは、暴浪から静穏な状況まで常に波の影響を受けるため、日々変化している。暴浪時に沖へ移動し、静穏時に岸へ戻ってくるという現象が1~2週間周期で繰り返されている。また、離岸流が発生することにより、沿岸方向にバーが波打つという特徴を持っている。これまでに数多くの観測が行われ、その現象が明らかにされている（堀川ら、1985）。

#### (2) 1~10年周期のバーの沖合への移動

バーが汀線付近で発生し、その後、徐々に数百m沖合に移動し、最終的に消滅するという現象が、1~10年周期で繰り返されているという現象が最近明らかになってきた（例えば、Plant and Holman, 1997）。このような1~10年周期のバーのサイクリックな岸沖方向の移動は、当研

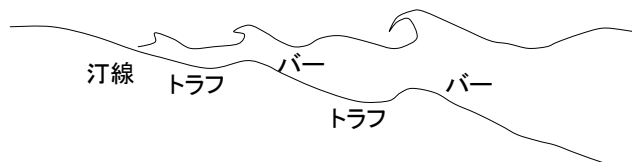


図-1 バー・トラフ地形の模式図（断面図）

表-1 各種観測方法の長所と短所

	長所	短所
深淺測量	土量変化を直接把握	高価、頻度が限られる
航空写真	広域な観測	高価、間接的な計測
ビデオ画像	広域、時間的に高密度	間接的な計測

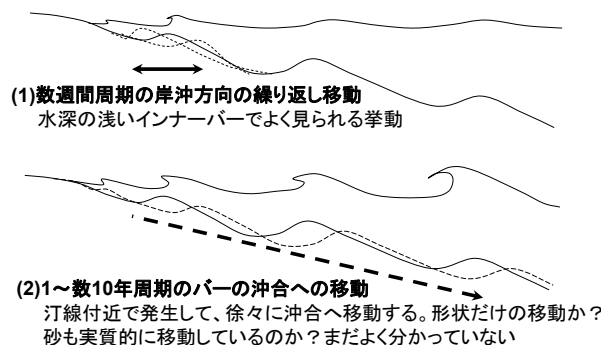


図-2 バーの岸沖方向の移動に関する模式図

究所の波崎海洋観測施設でも長期間にわたる深浅測量によっても明らかになってきている (Kuriyama, 2002).

(3) バーの沿岸方向への移動

著者ら(2000)は、茨城県の大竹海岸において、離岸流の観測を行った。その結果、リップチャンネルの位置(バーの沿岸方向の凹凸)が波向きに対応して沿岸方向に移動していくことをビデオ画像解析と深浅測量によって明らかにした。

このようなバー(主にインナーバー)にできる沿岸方向の凹凸が沿岸方向に移動するという現象がビデオ解析からも明らかになってきている (Van Enckevort and Ruessink, 2003).

1.3 ビデオ観測の特徴と既往の研究

(1) 平均画像

ビデオを用いた砂浜海岸の観測は、米国オレゴン州立大学で開発が始まり、近年急速に進歩してきた。この観測の特徴は、平均画像を用いた解析にある。

図-3のようなスナップショットでは波が不規則に来襲するため海岸地形をうまく把握できないが、図-4のように平均画像を用いると波の砕けやすい浅い部分や汀線の位置を特定することができる。

このような平均画像に、画像座標から地図座標への変換方法を含めることで、定量的に海浜変形を捉えることができるという特徴をもっている (Hollandら, 1997).

(2) スタック画像

図-5のような砕波帯の画像の中から、ある測線の画素データを抽出して並べていくと砕波後の泡が沿岸流によって移動するため、図-6のような筋を描くようになる。この傾きは、(沿岸方向の泡の移動距離) / (時間) であるため、沿岸流の流向流速を間接的に求められる。

武若ら(2001)やChickadelら(2003)はビデオ画像より砕波後の泡の動きを追跡して沿岸流速を求め、ビデオによって求めた流速が接触式流速計の計測結果と一致度が高いことを示している。この手法を用いると、沿岸流を安価に計測できる可能性がある。しかし、これまでのところ、この手法で長期連続的に沿岸流を計測した例はこれまで無かった。

(3) ビデオ画像による長期連続観測

ビデオカメラとワークステーションを組み合わせたビデオ画像による長期的な連続観測手法は、Hollandら(1997)によって開発され、Argusモニタリングシステムとして世界各地で用いられるようになってきた。我が国では、本研究の宮崎住吉海岸がこのシステムを用いた最初の観測箇所である。

なお、著者らは最近、Webカメラを用いた新たな観測手法を開発し、波崎観測栈橋や三番瀬、多摩川河口などで定常的な観測を実施している。Webカメラの設置は安価であると同時に、パンチルト・ズームを制御する多彩な機能を備えているため、今後、発展する可能性が高い。



図-3 スナップショット (千葉県鴨川海岸)

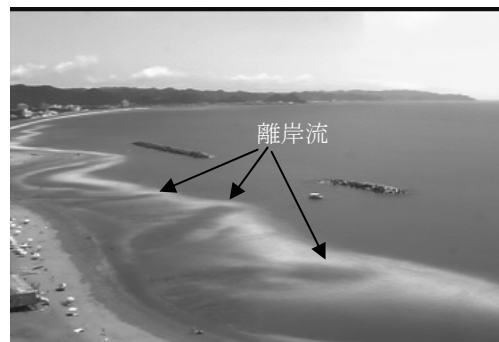


図-4 平均画像

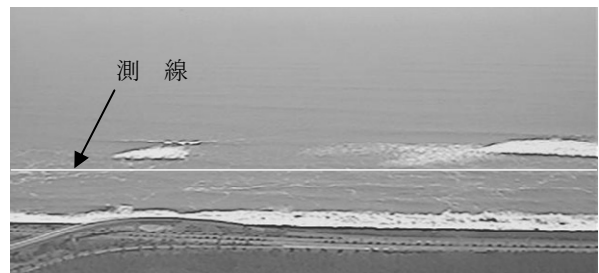


図-5 砕波帯の画像

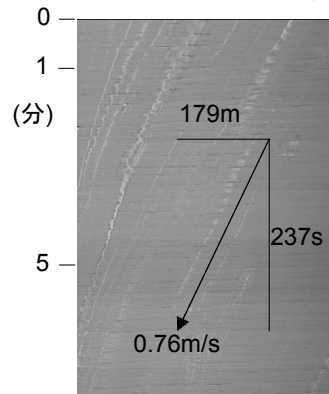


図-6 スタック画像から沿岸流の流向流速を推定

## 2. 観測箇所と観測システム

### 2.1 観測箇所

図-7および図-8は今回観測対象とした住吉海岸の位置である。住吉海岸は日向灘の一部で宮崎県宮崎市にあり、南側の宮崎港と北側の一ツ瀬川に挟まれた海岸をさしている。夏から秋にかけて台風による高波の影響を強く受ける海岸である。

観測用のカメラを海岸線から約900m離れたシェラトングランデオーシャンリゾートの屋上（地上より約153m）に図-9および図-10のように設置して、観測を実施した。

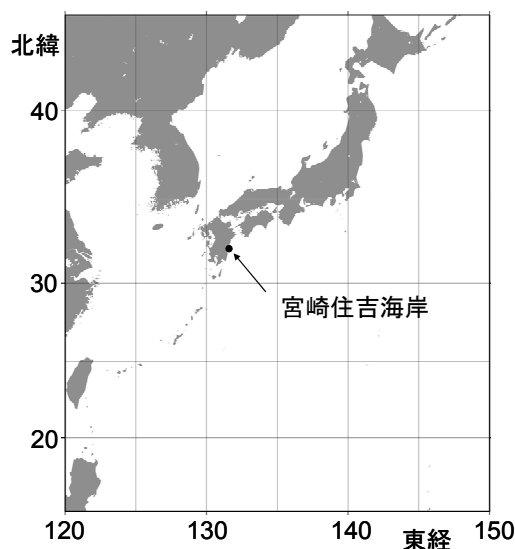


図-7 観測対象とした宮崎市の住吉海岸の位置

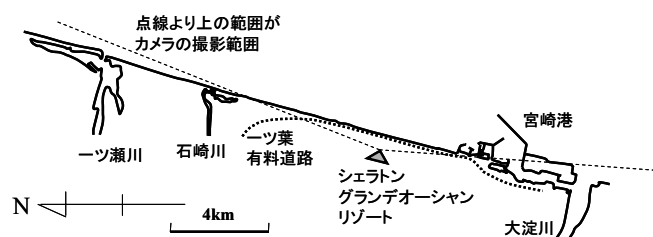


図-8 住吉海岸



図-9 カメラの設置箇所

(シェラトングランデオーシャンリゾート)



図-10 カメラの設置状況（カメラ1～3）

### 2.2 観測システムの概要

#### (1) カメラの構成

観測システムは5台の監視カメラと焦点距離9mmと12.5mmの固定焦点レンズ、カメラハウジング、電源供給用ビデオアダプターおよび画像処理用のPCから構成されている。映像と電源はBNCケーブルで送られる仕組みになっている。

#### (2) 画像取得解析システム（2001年8月～2004年3月）

2001年8月～2004年3月までは、画像の自動取得と画像処理をArgus モニタリングシステム(Hollandら, 1997)で行った。カメラから送られてきた映像は、CPU 200MHz、128MB RAM、8GB HDのワークステーションで記録されている。ワークステーションは1chのビデオキャプチャーボードを備えており、5台のカメラの映像は切替器で切り替えている。それぞれの映像を、日中1時間に1回、2秒に1回の割合で10分間の映像を取り込み、画像平均などの処理を自動で行った。

取得された画像はルーターを用いてISDN回線を通して当研究所へ送られ、研究所からADSL回線を通してインターネットに公開される仕組みになっている。

画像のサイズは縦480×横640で、JPG形式で保存されている。図-11は、この時の1画素あたりの解像度であり、それぞれ沿岸方向、岸沖方向である。原点から離れるほど解像度が落ちていくことが分かる。

#### (3) 画像取得解析システム（2004年4月～2007年3月）

2004年4月～2007年3月にかけては、CPU Pentium(R) 4 2.8GHz、1GB RAM、80GB HDのPCに6chの映像を一度に処理することができるキャプチャーボードを取り付け、画像取得と処理を実施した。このシステムはArgusシステムとは異なるもので、AM6:00～PM19:00の毎正時に、各カメラの映像を0.5s間隔で10分間撮影し、その画像平均やスタック画像を保存する仕組みとなっている。

撮影された画像は光回線を通して本研究所からFTPで



取得できるようになっており、その他2台のPCを用いて動画をインターネット上で配信する仕組みになっている。なお、上記システムは、カメラを含め観測を終了した2007年3月に撤去している。

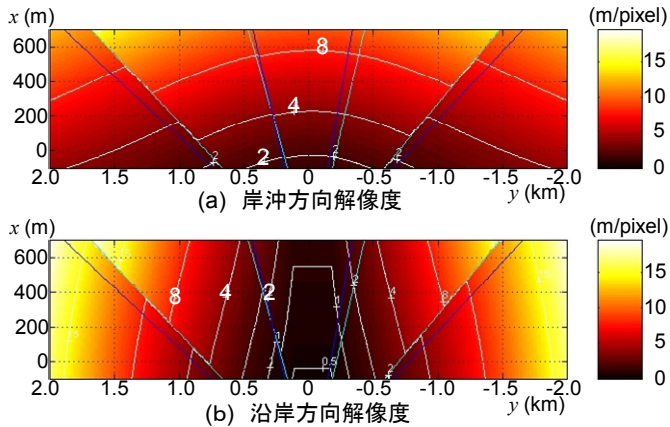


図-11 1画素あたりの解像度

図-12は、5台のカメラからのスナップショット、10分間の平均画像、パノラマ合成画像、およびそれらを座標変した画像である。地上高さ153mという好立地からの撮影のため、沿岸方向約10kmの範囲の海岸線を観測することができる。

波は不規則に砕波するため、スナップショットだけでは海底の地形を推定するのが難しい。しかし、10分間の平均をとると、砕波しやすいバーのような浅い部分が白く、トラフのような深い部分が暗く映っており、バーの位置など、海底地形を推定することが可能となる。

住吉海岸では観測開始当初、図-12(c)のように沖合約70mに水深1~2mのインナーバーがあり、さらに沖合約300mに水深5~6mのアウターバーが見られた。

今回対象とした住吉海岸では海岸侵食が進んでおり、汀線付近は宮崎港北側の離岸堤背後以外はほとんど砂浜が見られず、緩傾斜護岸があるのみとなっている。

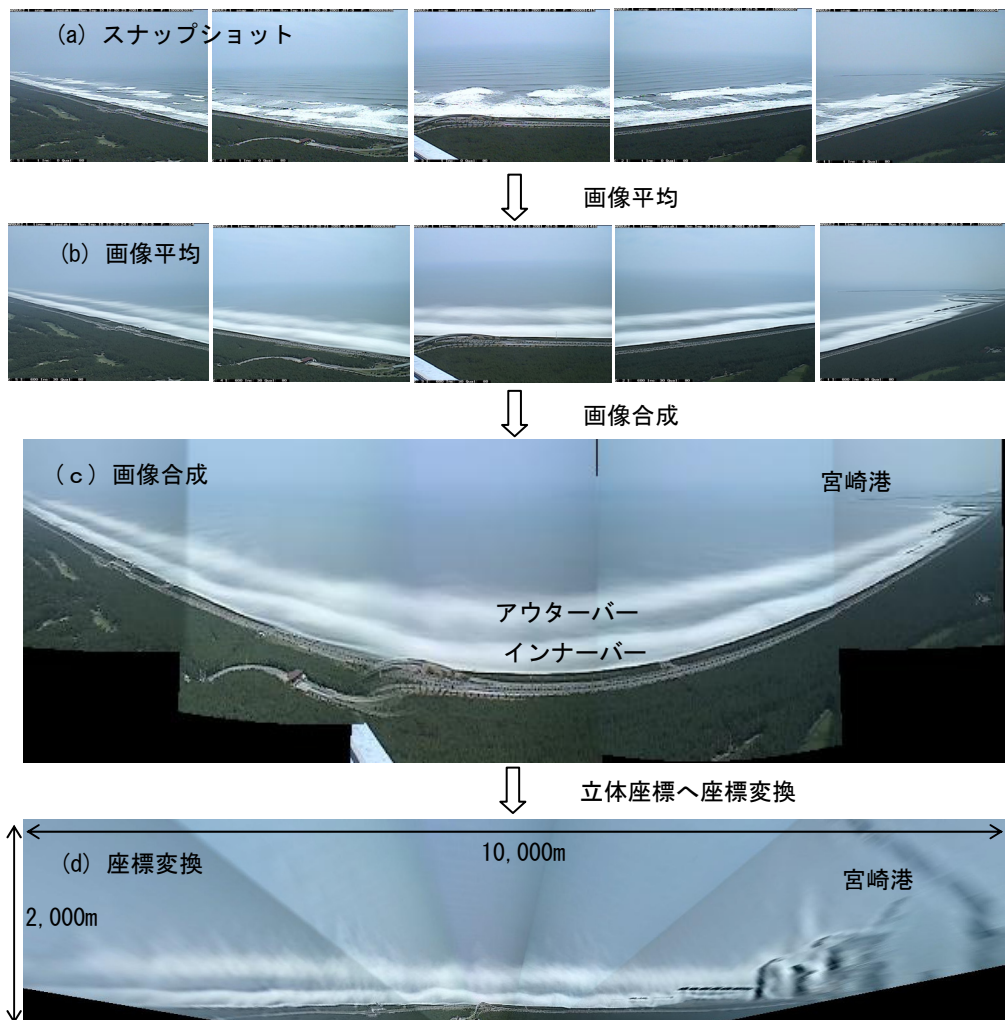


図-12 2001年9月10日、(a) 5台のカメラのスナップショット、(b) その10分間平均、(c) 画像のパノラマ合成、(d) 座標変換後の画像とその合成 沿岸方向約10kmの海岸を見渡すことができる

### 3. バーの長期変化

#### 3.1 解析方法

バーの地形変化解析では、10分間の平均画像を用いた。

図-13は2001年9月10日の10分間平均画像であり、図-14はこのうち点線で示す測線上の画像の輝度値である。砕波によって輝度値が上昇し、 $x = 0\text{m}$ ,  $80\text{m}$ ,  $273\text{m}$ の地点で輝度値が極大となっている。バーが存在して、バーの上で砕波が発生する場合には、バーの頂部近傍で輝度値が高くなっている。そこで、本解析では、輝度値の極大値の位置にバーがあるものとして、バー（インナーバー、アウターバー）の位置を求めた。

なお、早朝は太陽の海面反射が強く逆光となり、夕方19時以降暗くなり解析が難しくなるため、7時以前、19時以降の画像を解析から外すとともに、雨や霧で映像がぼやけたものも除いた。

図-15は、画像処理によって得たアウターバーとインナーバーの岸沖方向の位置を示しており、(a)図では2001年8月24日から2002年5月7日までの状況を宮崎港での波高とともに示している。ビデオ画像から推定すると見かけ上、バーの位置が1日の間に大きく変動しているように見える。(b)図は2001年9月20日～10月21日までの状況を拡大し、宮崎港の潮位と波高とともに示したものである。バーが移動しているように見えたのは、潮位が低いとき

に砕波点がバーの沖側へ移動するためであり、10月14日のように大潮の時に顕著である。そのため、バーの位置推定に対する潮位の影響をできるだけ小さくするために、バーの位置を特定する場合は、潮位が平均潮位に最も近い時刻の画像を用いた。

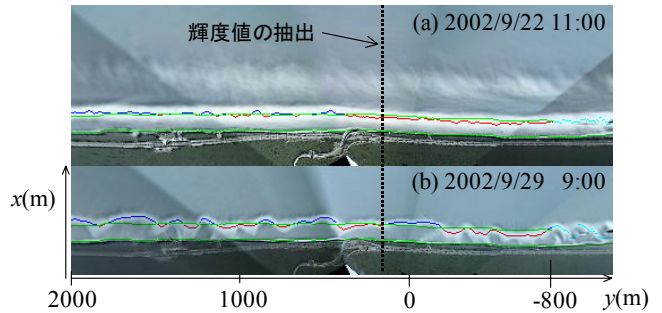


図-13 10分間の平均画像と輝度のピーク値から得たバーの位置（緑は平均、赤は平均より岸、青は平均より沖であることを示している）

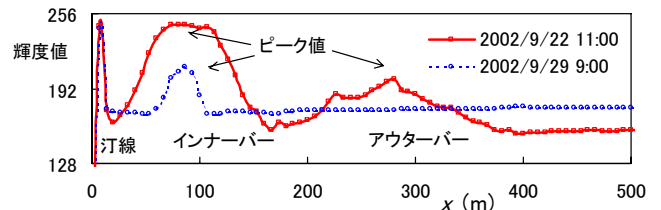


図-14 図-13の側線での輝度値分布

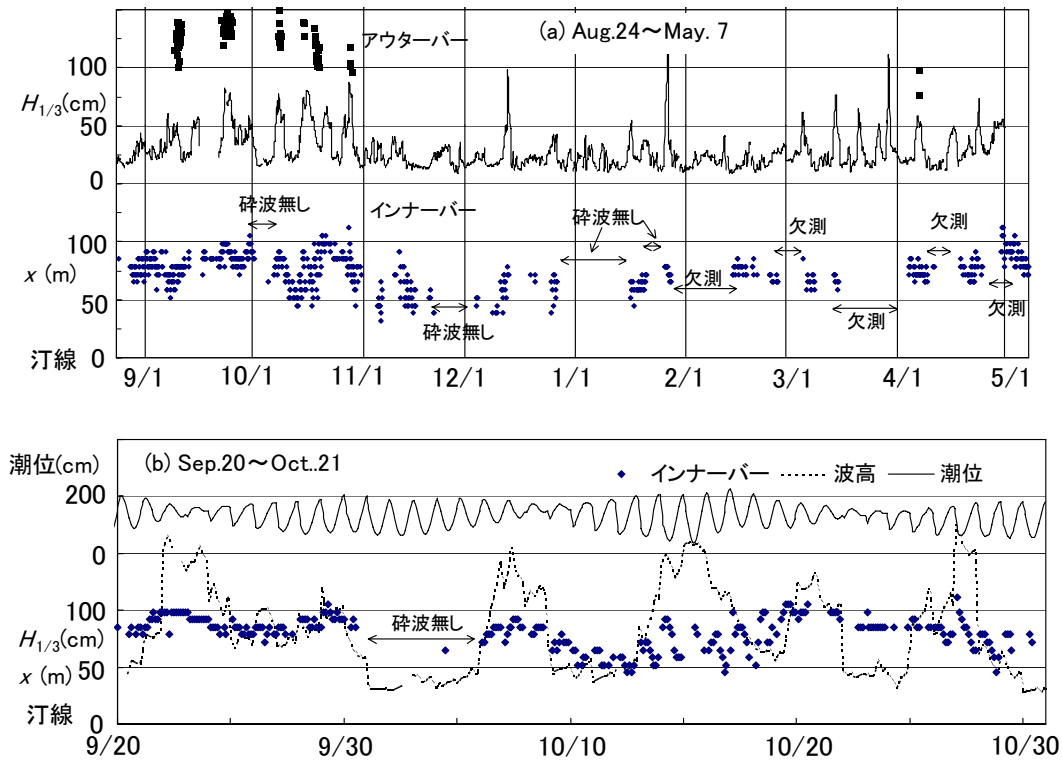


図-15 画像解析によって推定されたバーの岸沖方向の位置

### 3.2 2001年8月～2002年7月までのバーの変化

#### (1) 周期的なインナーバーの岸沖方向の繰り返し移動

図-16は2001年夏から2002年春におけるバーの特徴的な岸沖方向の動きを示したものである。

高波が来襲したときには(a)のように水深の深いアウトバーでも砕波が見られ、インナーバーは沿岸方向に直線的になっている。その後、波が小さくなると(b)、(c)のようにインナーバーの位置で離岸流が発生し、インナーバーは沿岸方向に屈曲した形となる。さらに波の小さい日が続くと(d)のようにインナーバーの一部は汀線に付着するようになる。その後、再び高波が来襲すると(e)のようにインナーバーは直線的になり沖合へ移動する。2001年夏～2002年春にはこのようなバーの変化が繰り返されていた。

図-17は、2001年9月～2002年8月における $y=720\text{m}$ ～ $3387\text{m}$ の範囲でのインナーバーの岸沖方向の平均の位置の変化であり、式(1)で示される値である。

$$y_{bm} = \sum y_{bi} / n \quad (1)$$

式中、 $y_{bi}$  は各測線におけるインナーバーの位置、 $y_{bm}$  はインナーバーの平均位置、 $n$  は測線数である。なお、以下ではバーの岸沖方向位置を単にバーの位置と呼ぶこととする。なお、バーの位置は宮崎港の沖波有義波高の時系列変化とともに示している。図-17(b)は(a)の拡大図で2002年4～8月までの時系列変化を示したものである。図中、2001年8～2002年3月は宮崎の波高が欠測していたため、志布志湾の波高を載せている。なお、宮崎の波高は志布志湾の1.5～2倍であることから、図-17(a)では志布志湾の波高の2倍の値を表示してある。

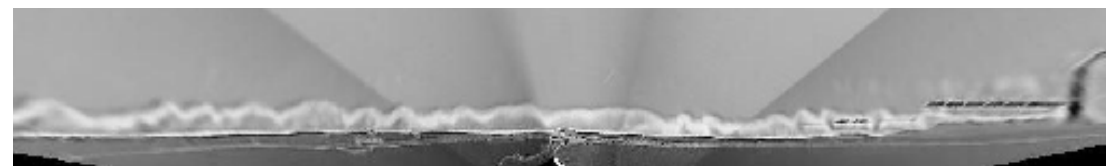
図-17(b)より、インナーバーは、2002年7月における急激な沖への移動のように、波高が大きくなると沖へ移動し、逆に小さくなると岸へ移動していることがわかる。また、台風によって大きな波高が続く夏期にはインナーバーは沖に位置している傾向がある。



(a) 2001年9月22日 波高が大きい日の直線的なインナーバーとアウトバー



(b) 2001年9月24日 波高が小さくなるとインナーバーが沿岸方向に波打つ



(c) 2001年9月25日 リップリヤネルが発達する



(d) 2001年10月15日 波高の小さい日が続きインナーバーの一部が汀線に付着



(e) 2001年10月19日 波が大きくなるとインナーバーは沖へ移動し直線的になる

図-16 2001年8月～2002年7月までのバーの変化

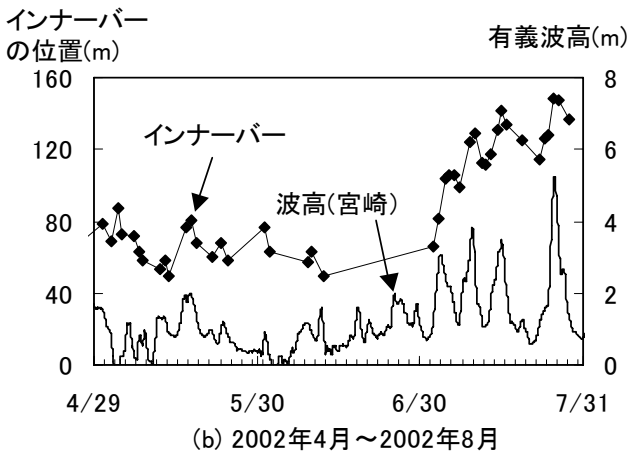
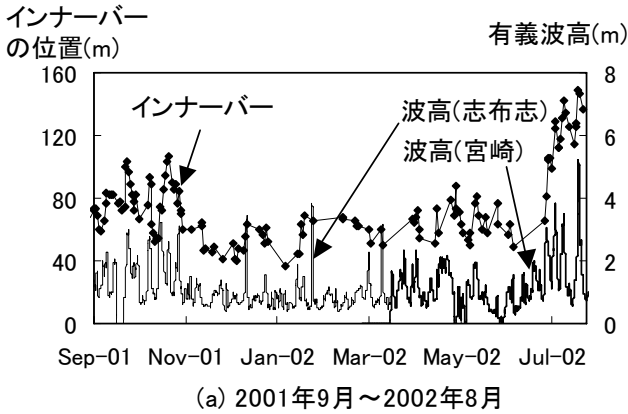


図-17 インナーバーの位置と波高の関係

そこで、インナーバーの位置と沖波有義波高との関係を調べた。図-18はインナーバーの位置と波高の共分散を示したものであり、共分散は波高の変化に対してバーの変化が4時間遅れた時に最大値をとっている。インナーバーが、波高に対して4時間ほど遅れて、沖合へ移動していることを示している。

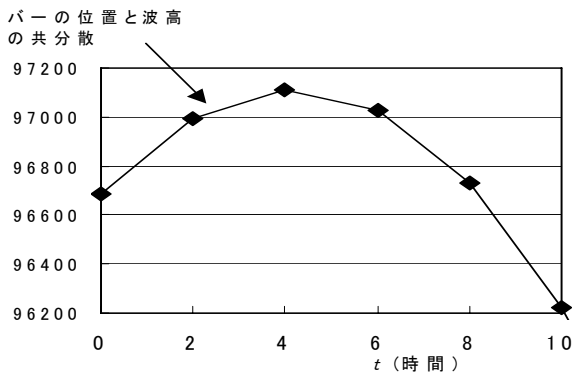


図-18 バーの位置と波高の共分散

図-19はインナーバーの位置と波高の関係を示したものであり、沖波波高はバーの位置を測定した時刻よりも4時間前の値を用いている。インナーバーは汀線から60～

160m沖合に位置している。また、インナーバーの位置とバー観測時の4時間前の沖波波高との間には正の相関があり、インナーバーは波高の大きい時に沖合に位置していることを示している。

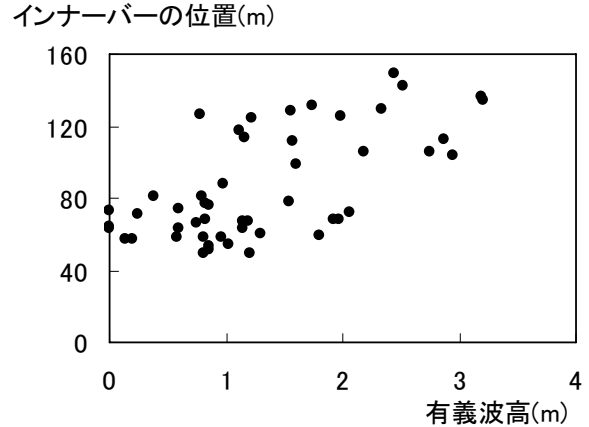


図-19 有義波高とインナーバーの汀線からの距離

(2) インナーバーの沿岸方向の形状（離岸流の発生にともなう沿岸方向の起伏）

図-16(c)に見られるように、波が小さくなるとリップチャネルができ、インナーバーの形状は沿岸方向に波打つようになっている。離岸流の発生している箇所は沖側にバーがあるのに対し、発生していない箇所はより岸側にバーが位置している。

ここでは、インナーバーの沿岸方向の形状と波浪の有義波高との関係を調べるため、インナーバーの汀線からの位置（距離）の標準偏差を式(2)で定義し、その標準偏差と波高の関係を調べることにした。ここで定義される標準偏差は、図-16(c)のようなインナーバーの沿岸方向の波形（沿岸方向の起伏）の振幅に相当するものである。標準偏差  $\sigma_{innerbar}$  が大きいときは、沿岸方向の起伏（波形）の振幅が大きいことを示している。

$$\sigma_{innerbar} = \sqrt{\sum (y_{bi} - y_{bm})^2 / n} \quad \dots (2)$$

ここで、 $y_{bi}$ は各測線におけるインナーバーの位置、 $y_{bm}$ はインナーバーの平均位置、 $n$ は測線数である。

図-20は、インナーバーの標準偏差と波高を示しており、波が大きい時には図-16(a)のようにバーが沿岸方向に均されるため、沿岸方向の変化が少なく標準偏差は10mほどである。一方、波が小さいときには離岸流（リップチャネル）の発生などで、バーが沿岸方向に波打っており、その振幅（標準偏差）は40mほどにもなることが分かる。

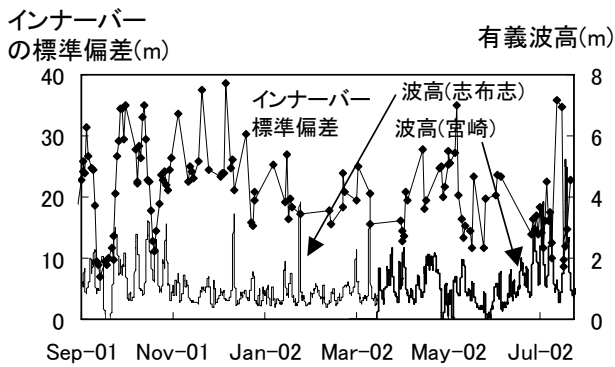


図-20 有義波高とインナーバーの位置の標準偏差

沿岸方向に波打った地形パターンは2001年9月9日～23日のように北側へ移動する期間もあるが、一般的に南向きへ移動する傾向にあり、インナーバー上の沿岸漂砂が南向きであることを示しているものと考えられる。2001年8月～2002年5月までの全体的な移動を見ると図中の点線の矢印のように地形パターンが南側へ移動しているものと考えられ、沿岸方向に1日あたり約4mの速度で移動しているものと推測される。

(2) インナーバーの沿岸方向の動き

図-21はインナーバーの沿岸方向平均位置からの各測線での岸沖方向のずれを上から並べたもので、y=720～3387(m)の範囲で示している。2001年8月22日～2002年7月31日までのうち、波がインナーバーの上で砕波していた日だけを抽出して並べている。青い部分はバーが平均位置よりも沖側、赤い部分は岸側にあることを示しており、青い部分にリップチャンネルがある。

日付は台風等で波が大きかった日を示している。図-16(a)および(e)のように沿岸方向に波打ったバーの地形パターンがそれらの日に直線状に均されており、その後、波が小さくなると新しい地形パターンができていく。

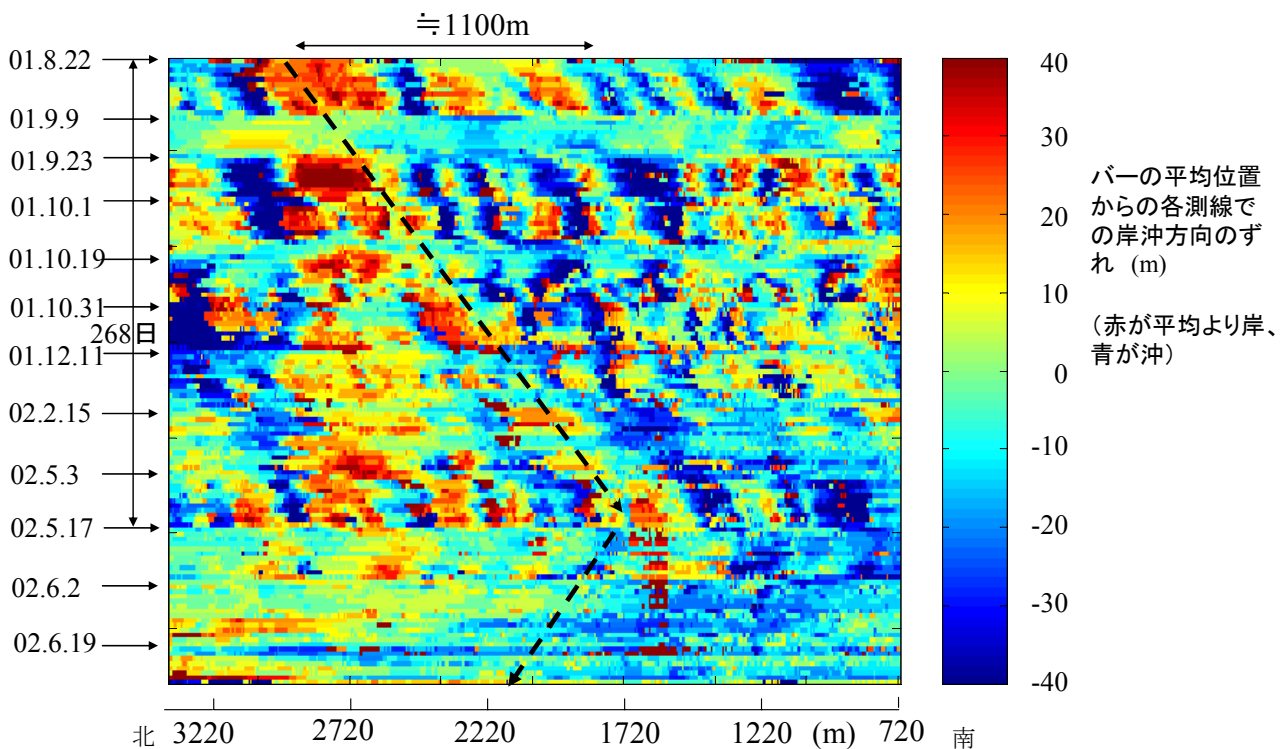


図-21 インナーバーの形状の沿岸方向の移動状況

### 3.3 2002年7月からのバーの変化

#### (1) インナーバーの消滅

図-22は2002年7月～8月に見られた岸沖方向のバーの動きを示している。この期間には台風又来襲が頻繁にあり、高波によって $-500\text{m} < y < 4000\text{m}$ の範囲でインナーバーが徐々に沖合へ移動しアウトバーに付着して消滅している(図-22(a)～(d))。

その後、図-22(e)～(g)にかけては、 $y > 4000\text{m}$ のインナーバーは依然として存在し、徐々に南側に移動しているが、それ以外の領域では、2004年3月においてもインナーバーは再生されていない。

アウトバーに注目してみると、2002年春まではアウ

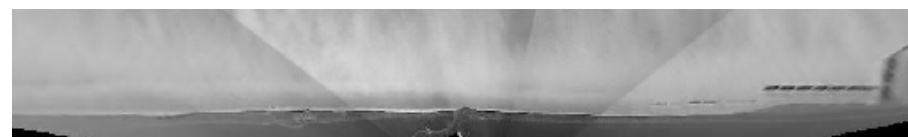
ターバーの形状は沿岸方向に直線的であったものの、2002年夏からは、波が小さくなると沿岸方向に波打ち(図-22(e), (g))、波が大きくなると直線的になる(図-22(f))という変化を繰り返すようになった。

#### (2) バーの移動と前浜の地形変化との関係

図-23は、インナーバーが消失した箇所での2002年6月から2002年11月の断面変化を示したものである。6月にインナーバーのあった領域の土砂が沖のアウターバーへ移動することでインナーバーが存在していた地点の水深が深くなった。前浜では図-24のように護岸が決壊するとともに、水深1～2mほどのインナーバーが消滅したため、高波がエネルギーを保ったまま護岸に来襲したためと推定される。



(a) 2002年7月1日 台風来襲前のインナーバー



(b) 2002年7月25日 台風来襲 5km以上沖合から碎波が見られた



(c) 2002年7月26日 インナーバーがアウトバーまで接近



(d) 2002年8月28日 インナーバーがアウトバーに付着して消滅



(e) 2002年11月26日 アウターバーが少しずつ岸へ移動



(f) 2003年8月7日 台風来襲 アウターバーが再び沖合へ移動



(g) 2004年2月22日 アウターバーが沿岸方向に大きく波打っている

図-22 2002年7月からのバーの変化

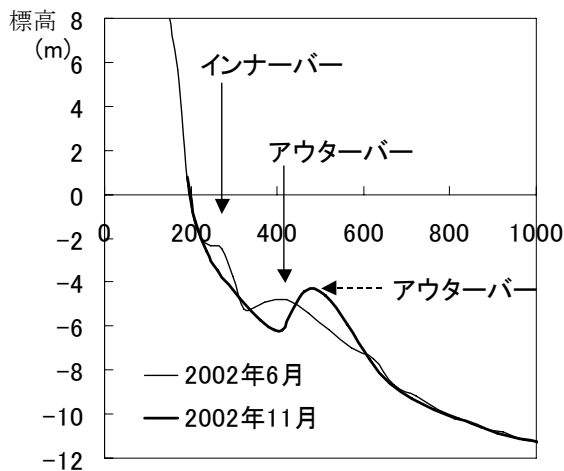


図-23 インナーバー消滅前後の水深



図-24 インナーバーの消滅後に見られた護岸の決壊

(3) アウターバーの岸沖方向の動き

図-25はアウターバーの平均位置の時系列変化を宮崎港の沖波有義波高ならびに3.2(1)の図-17と同様に求めたアウターバーの位置の標準偏差とともに示したものである。アウターバーは2002年春までのインナーバー同様、波高が大きいときに沖へ、小さいときに岸へ移動しており、アウターバーの位置は最大で300m、最小で200mである。また、アウターバーの位置の標準偏差は、波高が大きいときに最小で37m、波高が小さいときに72mである。

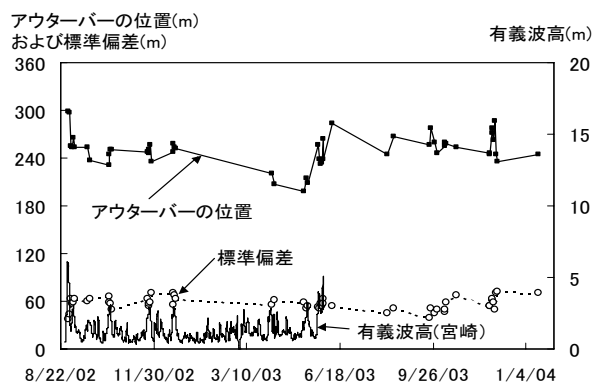


図-25 アウターバーの位置とその標準偏差および有義波高の時系列変化

(4) アウターバーの沿岸方向の動き

図-26は、3.2(2)の図-22と同様にインナーバーの沿岸方向平均位置からの各測線での岸沖方向のずれを上から並べたもので、 $y=-1630\sim 4046$ (m)の範囲で示している。2002年8月30日～2004年1月17日までのうち、波がインナーバーの上で砕波していた日だけを抽出して並べている。青い部分が平均より沖側にある部分、赤い部分は岸側にある部分である。

1～2kmの波長で沿岸方向に波打った地形パターンが2002年10月頃から現われ、その後、2004年3月まで同じ地形パターンが続いている。

2003年4～7月には北側へ移動しているが、それ以外は全般的に南向きへ移動する傾向にあり、アウターバー上でも沿岸漂砂が南向きであるものと推測される。

2002年8月～2004年1月までの全体的な移動を見ると、アウターバーの地形パターンは沿岸方向に1日あたり約2mの速度で南へ移動している。

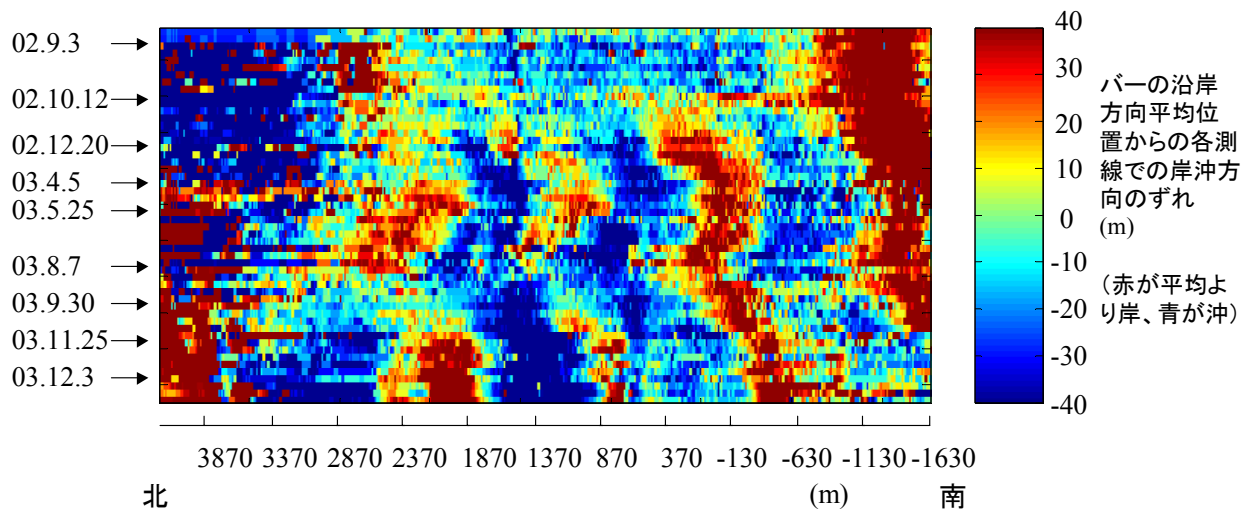


図-26 アウターバーの沿岸方向地形パターンの沿岸方向の動き

#### 4. 波向きと沿岸流速

##### 4.1 スタック画像と解析方法

###### (1) 沿岸流速の推定

沿岸流速推定用のスタック画像は2004年9月3日より連続的に取得しており、沿岸流の推定に用いたのは2004年9月3日～2007年2月28日までの映像である。

スタック画像は図-27(a)のようなスナップショットの画像の中から6つの側線の画素（ピクセル）データを0.5s毎に取得し、図-28のように時系列に並べて得たものである。

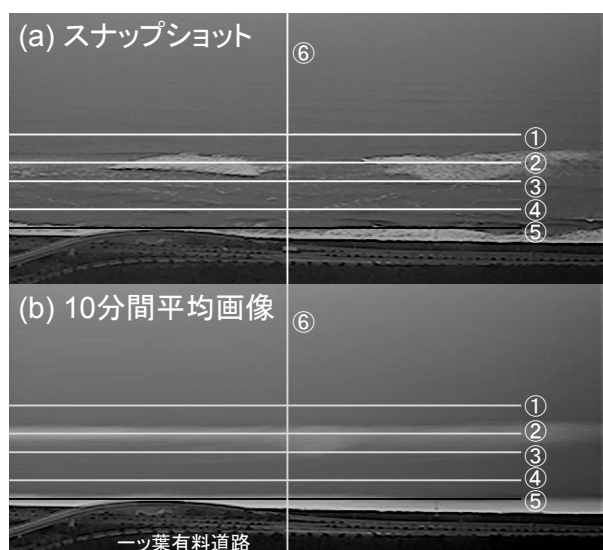


図-27 スナップショット, 10分間の平均画像と沿岸流速計測のための各測線の位置

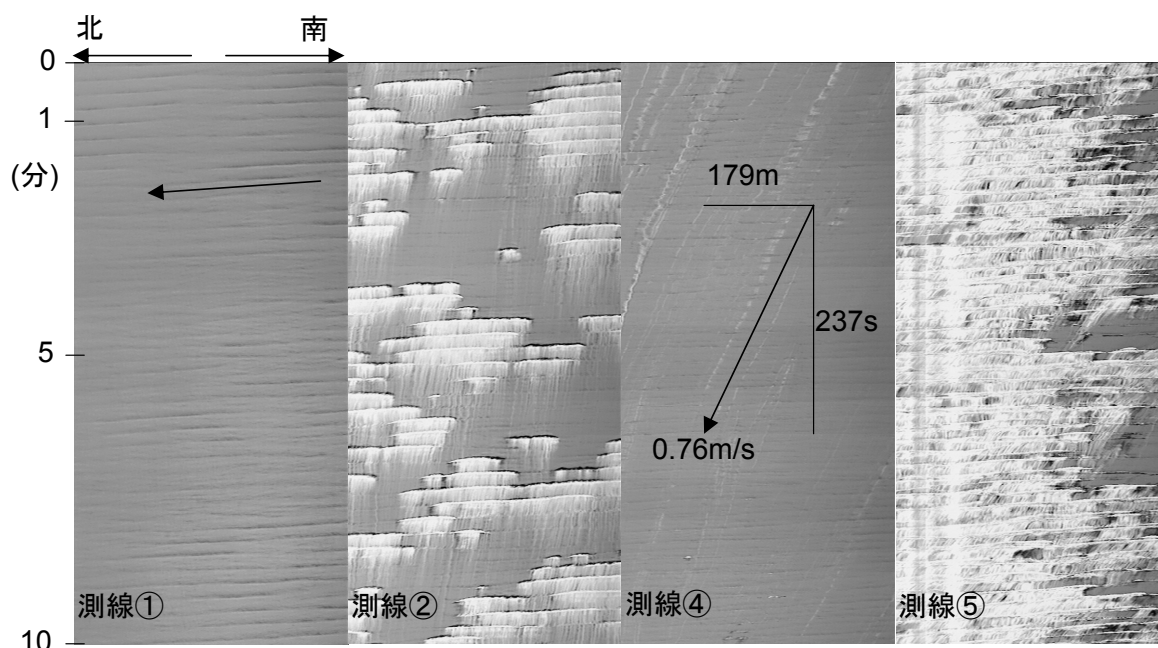


図-28 スタック画像と沿岸流速の推定

る。ここで、図-27はスナップショットと10分間の平均画像の1例であり、2004年9月3日16時の画像である。汀線付近とアウターバーの部分で砕波が見られる。

図-28中の測線は、それぞれ、①はバーの沖（汀線より546m沖）、②はバー（321m沖）、③はトラフ（212m沖）、④はトラフ（89m沖）、⑤は汀線付近（24m沖）に位置する。また、⑥は沖波の周期の推定に用いた岸沖方向の側線である。

図-28の画像では砕波後に発生する泡が沿岸流で徐々に移動して白い筋を描いており、その傾きを得ることで沿岸流速とした。例えば、図-28測線④での流速は北方向に約0.76m/sである。

Chickadelら(2003)は、同様の画像から2次元FFTを用いて沿岸流速を推定しているが、本研究では手作業で泡の白い筋の始点と終点を抽出して、沿岸流速を推定した。

図-28には、砕波後の泡の動きのほか、波そのものが写っている。例えば、測線①を見ると右から左へ波の線が描かれており、波が海岸に直角な方向よりも右側（南側）から来ていることが分かる。

沿岸流の向きは波向きで決まることから、沿岸流の流向流速を求める際には、このような波の来る方向も見た上で、検査を行っている。

なお、図-29のように沿岸流が2方向あるような場合は複数の泡の線の平均を取る必要がある。特に、離岸流が発生している箇所では、Feeder Current（離岸流の箇所へ横から流れ込む沿岸方向の流れ）が2方向（離岸流の両側）から来るため注意が必要である。





図-29 2方向の沿岸流 (2004年12月4日10時)

(2) 各側線とバーの位置

図-30は、2004年4月1日～2005年2月19日までのバーの位置と各側線の位置、および約50km北にある細島港で計測された有義波高である。バーの位置は3.2(1)のように求めている。期間中、夏から秋にかけて、バーは高波の来襲によって200mほど沖へ移動し、冬になると少

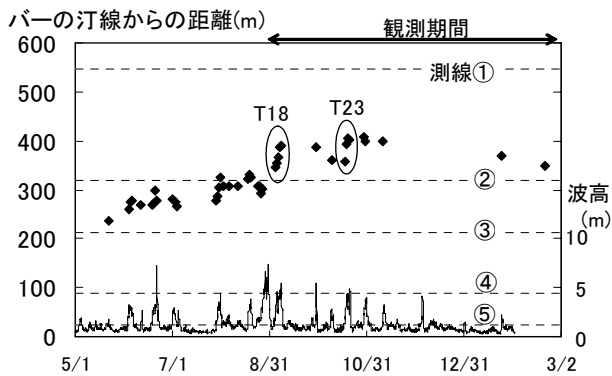


図-30 バーの岸沖方向の移動と各測線の関係 (2004年5月～2005年3月)

しずつ岸へ戻ってきている。9月初め、バーは測線②の位置にあったが、徐々に沖へ移動したため、測線②は若干バーの中心より岸側に位置している。ただし、最も沖へバーが移動した場合でも、測線②はバーの砕波帯内に位置していた。

(3) 画像からの沖波周期の推定

図-31は、測線⑥のような岸沖方向の測線の画素データを時系列に並べたものである。波が徐々に汀線に近づいてくる状態が把握できる。この画像中の波と波との間隔を調べることで、周期を推定することが可能である。

図-32は、測線①, ②, ④, ⑤の位置に対応する測線を図-31中に設けて、画素の輝度値の時系列データのパワースペクトルを求めたのである。沖の①の測線では、ピーク周期 $T_p$ が14.2sであるが、バー上②で砕波すると周期が変化し、トラフにあたる測線③ではピーク周期 $T_p$ は6.1sとなっていた。

これは、砕波後の波の分裂によって、倍周波数程度の波が発生したためであり、図-31中にも波が分裂して進行している状態を見ることができる。

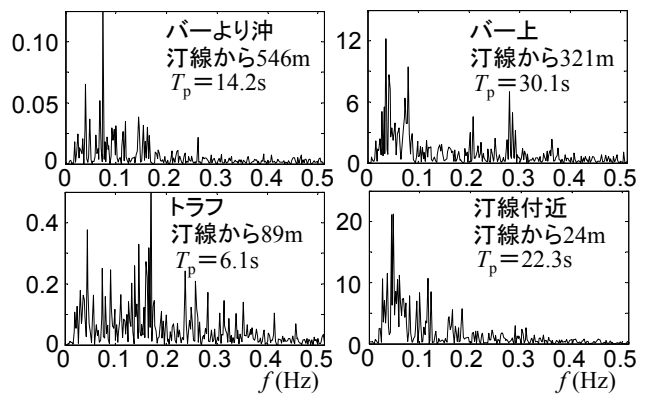


図-32 岸沖方向スタック画像からの波の周期の推定

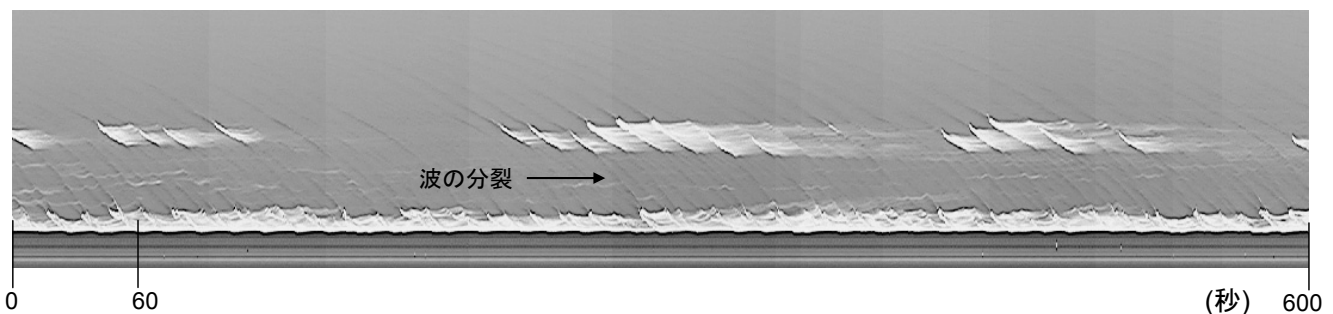


図-31 岸沖方向測線のスタック画像

## 4.2 沿岸流速の長期観測結果

### (1) 沿岸流の長期変化(2004年9月~2005年1月)

図-33は、2004年9月3日~2005年1月28日までに見られた沿岸流と波高の長期変化であり、毎日12時の流速データである。沿岸流は南向きを正、北向きを負で表示している。

台風が来襲する秋季は波高が大きく、南方からのうねりで強い北向きの沿岸流が発生する日があった。しかし、それ以外は全体的に南向きの沿岸流になる日が多く、特に波高の小さい日に南向きとなる場合が多かった。以下、図-34のような経路を通った台風18号、台風23号の来襲時と冬場の沿岸流の特徴について詳細に述べる。

### (2) 台風来襲時(台風18号)

図-35は、台風18号が来襲した9月3~13日までの沿岸流速と周期、および細島港の有義波高の変化である。また、住吉海岸から約20km離れた高鍋の風向風速データをもとに示している。

台風18号が来襲した3~7日にかけて沿岸流の向きは全て北向きで、流速は7日の午前中にピークとなり、バーのある沖合300mとトラフのある沖合190mでは最大で1.8m/sであった。周期は14s前後と長く、台風のうちが南方から来襲し北向きの沿岸流を発生させていたことが分かる。台風が通り過ぎる7日には、沿岸流がピークを過ぎると急速に小さくなり、8日以降は汀線でしか砕波が見られず、9日には向きが変わって南向きになった。

図-36は、沿岸流の岸沖方向分布であり、3日~7日にかけての日平均値と沿岸流速が最大となった7日AM6時の分布である。3日~4日はバーよりも汀線位置での沿岸流速の方が大きかったが、5日からは汀線位置での沿岸流速は1m/s程度で頭打ちとなり、バー上での沿岸流速の方が大きくなった。

測線①(546m沖合)でも、5日以降は沿岸流が大きくなり、

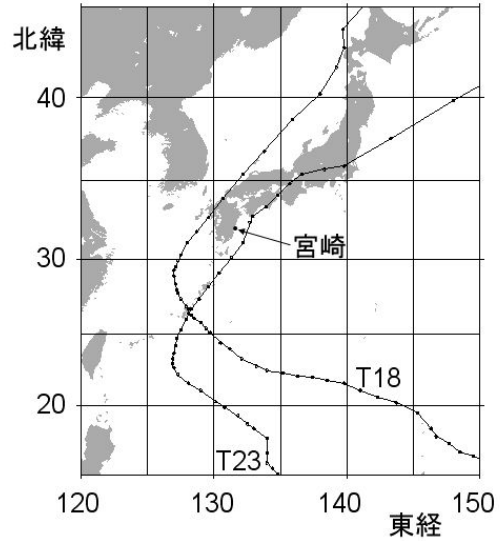


図-34 2004年台風18号と23号の経路

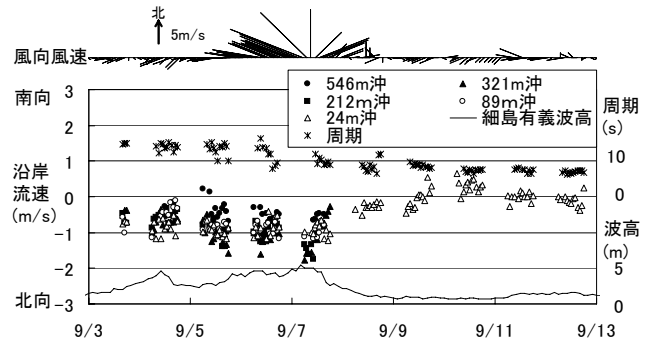


図-35 台風18号来襲時の沿岸流、波浪の波高、周期と風向風速の変化

図には載せていないが7日AM7時に最大0.94m/sであった。風向きが6日以後、強い南風変わったため吹送流の影響も考えられるが、図-37のような高波浪時の沖合での砕波が大きく寄与しているものと考えられる。

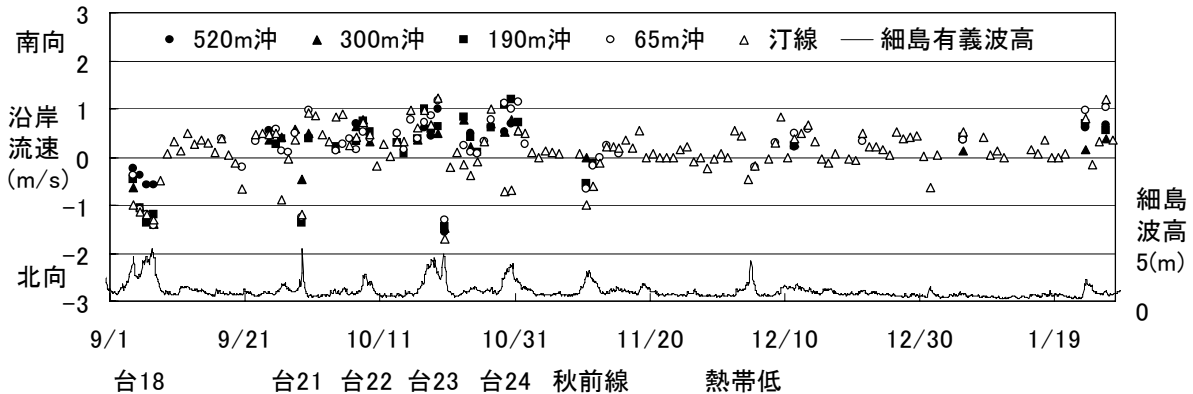


図-33 沿岸流の長期変化(2004年9月3日~2005年1月18日)

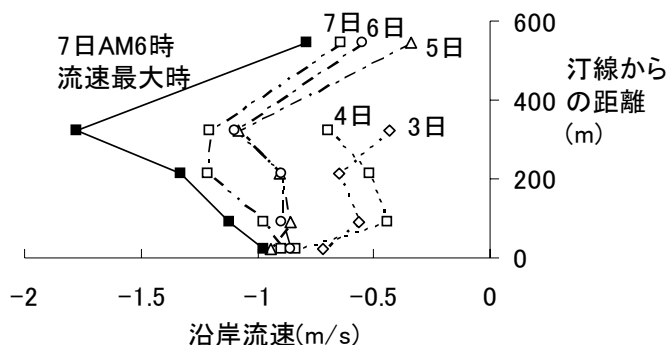


図-36 2004年台風18号来襲時の沿岸流の断面分布図



図-37 高波浪時の沖合での碎波 (2004年9月6日7時)

(3) 台風来襲時 (台風23号)

図-38は、台風23号が来襲した2004年10月17日～20日までの沿岸流と波高の長期変化である。

沿岸流は10月17～19日にかけて全体に南向きであり、周期が10s以下であることから、台風が近づく直前まで、周辺海岸で発生した北よりの周期の短い波により南向きの沿岸流が発生していたものと考えられる。

波高ではあまり大きな差は見られないが、10月19日から20日にかけて波向きが大きく変わり、沿岸流は北向きになってバー上では最大で1.6m/sに達している。台風を中心から周期18s程度の長いうねりが来襲していたことが分かる。台風が通過すると沿岸流速は20日のうちに急激に小さくなっており、台風18号の場合と似ている。

図-39は、沿岸流速の日平均鉛直分布である。台風18号の場合と異なり、17～19日にかけてはバーより少し岸側のトラフ(測線③)で沿岸流速が最大であるのに対し、汀線付近の沿岸流速は小さくなっていった。

20日に沿岸流速の向きが反転すると、鉛直分布は台風18号の場合と同様な分布となり、この場合も汀線付近の流速は1m/s程度となっていた。

(4) 冬季の流れ

図-40は、冬季に特徴的な住吉海岸における沿岸流の変化である。冬季は北風が卓越するため、日向灘で発生す

る周期10s以下の波高の小さい波浪が来襲する。そのため、砕波は汀線付近でしか見られない。12月10日のように東北東からの風では北向きの沿岸流になることもあるが、多くの場合沿岸流の向きは南向きである。このような汀線付近での南向きの沿岸流が、冬季の住吉海岸における南向き漂砂を特徴づけているものと考えられる。

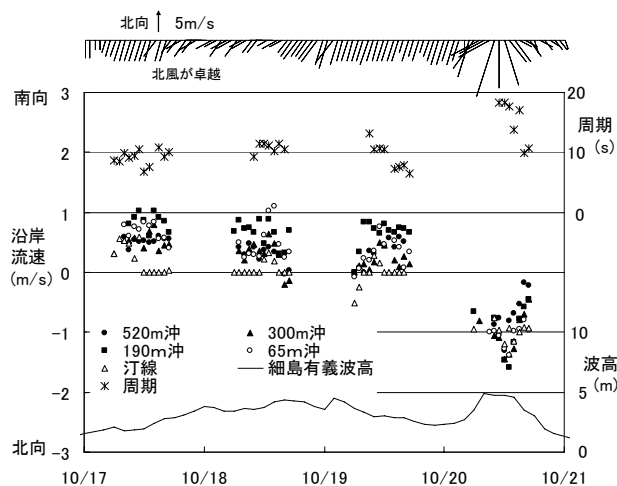


図-38 台風23号来襲時の沿岸流、波浪の波高、周期と風向風速の変化

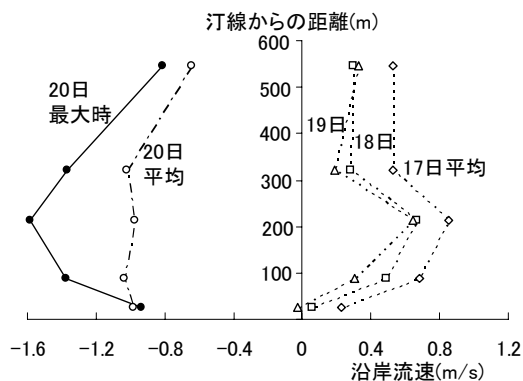


図-39 2004年台風23号来襲時の沿岸流の断面分布図

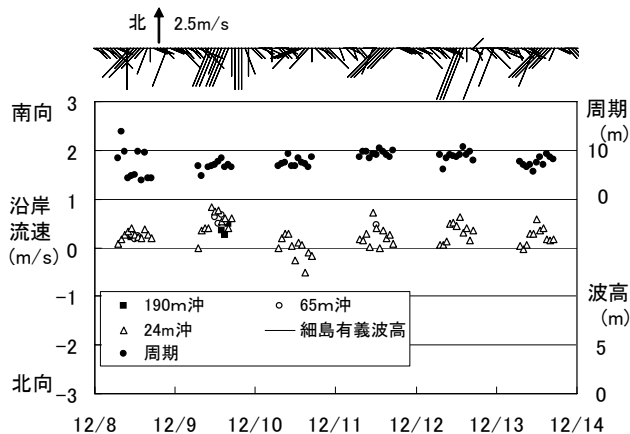


図-40 冬季に特徴的な南向きの沿岸流

(5) 2004～2007年にかけての長期観測

図-41 は、今回の観測で得られた沿岸流の流速値であり、プラスが南向き、マイナスが北向きの流速を示している。(a)は2004年9月～2005年2月、(b)は2005年3月～8月、(c)は2006年1月～2006年7月、(d)は2006年8月～2007年2月までのデータである。

なお、2005年9月5日以降、台風14号による停電の後、PCが不調となり、ライン画像の一部のデータが取れず、2005年2月からPCを復旧している。ただし、その後も汀線付近の映像が乱れて撮影できず、汀線部分に関しては2006年9月から復旧している。

台風の時期は、台風が通過している時以外は南向きとなる場合が多く、冬季はほぼ毎日南向きである。一方、春季は頻繁に低気圧が通過し、北向きとなる日が多い。梅雨の時期は南向きであり、全般に波高の小さい日に南向きとなっている日が多い。

また、2006年は全体に沿岸流速が小さかった。また、南向きの沿岸流となる場合が多かった。

2006年は台風が直接宮崎に来襲しなかったこともあり、2004,2005年と比較すると波高が小さい傾向にあった。このため、沿岸流速が小さく、北向き沿岸流が卓越するという結果になったのではないかと推定される。

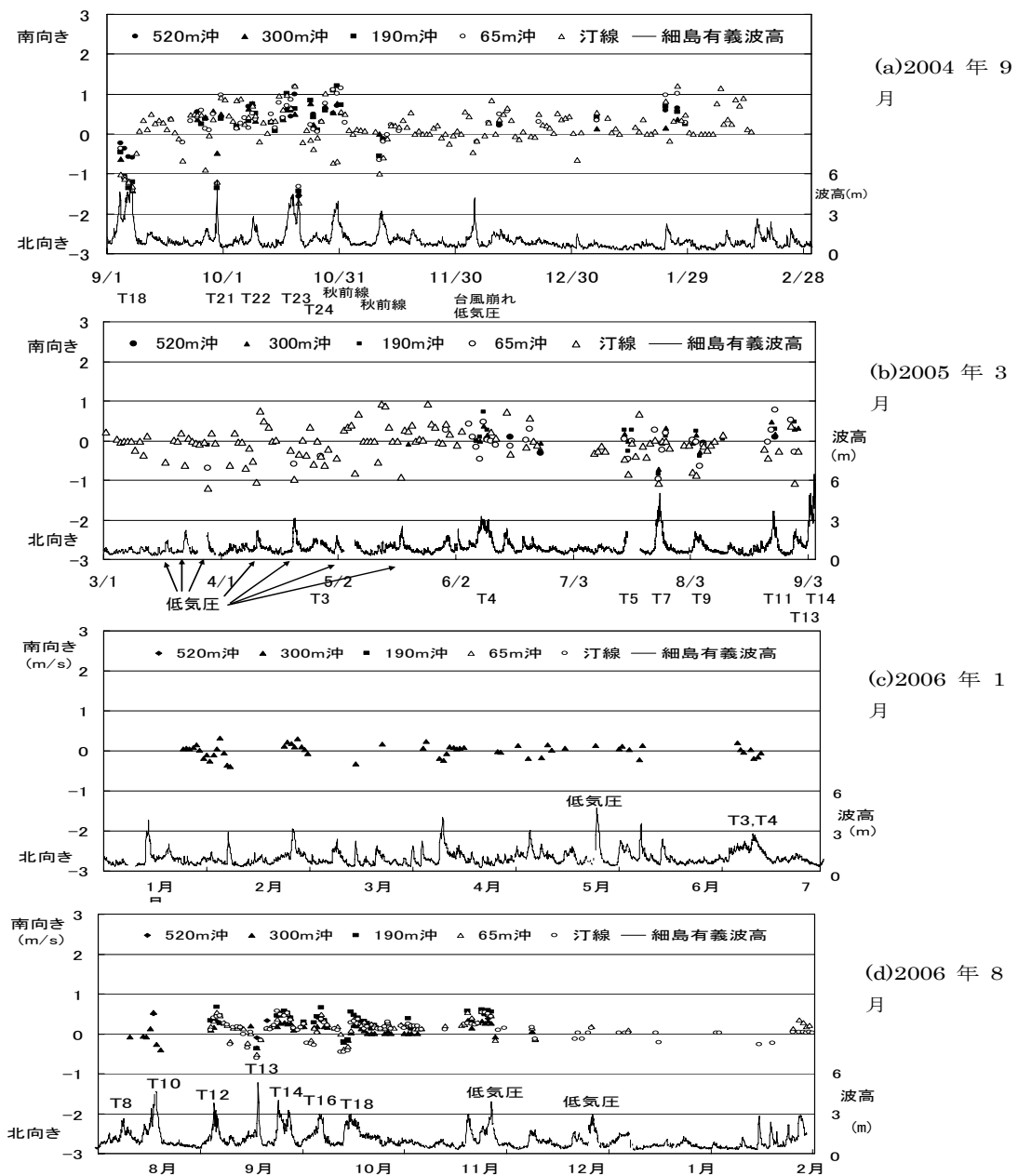


図-41 沿岸流の長期変化 (2004年9月～2007年2月)

## 5. まとめ

本研究では、宮崎住吉海岸においてビデオ画像解析による連続観測を長期的に実施することにより、侵食性のバー型海岸の長期的な地形変化をとらえることとした。また、これまで現地での波向きや沿岸流のデータを長期的に取得することが困難であったため、画像解析によってその状況を捉えることとした。

そこで、宮崎住吉海岸の約10kmを見渡すことができる高所（ホテルの屋上）にカメラを複数台設置し、主に以下の2つの方法で、連続的に海浜の観測と解析を行った。なお、画像は日中1時間おきに毎日連続的に実施しており、2001年8月～2007年3月まで観測を実施した。

解析は、1) 10分間の画像平均をとることで、バーや砂浜の位置を特定してその変化を調べた。また、2) 画像からあるラインを抽出して並べ、砕波後の泡の動きを捉えることで、沿岸流速を求めた。

その結果は以下のとおりである。

①宮崎住吉海岸では、当初、汀線から70mと300m沖合に2つバー（インナーバーとアウターバー）があり、インナーバーではバーの岸沖方向のサイクリックな移動やそれともなうリップチャネル（離岸流の発生する深み）の発生などが見られた。

②インナーバーとアウターバーにできる沿岸方向の起伏が、南方向にインナーバーで2m/day、アウターバーで4m/dayの速度で移動するという特異な現象が観測された。

③2001年夏～2003年夏まで、インナーバーとアウターバーの2つのバーが見られたが、2003年夏季に台風が複数回連続的に来襲し、インナーバーが消失した。

④南からのうねりによる北向きの沿岸流の発生頻度が少ないのに対し、南向きの沿岸流の発生頻度が多かった。

⑤沿岸流は波が小さい条件では汀線付近の流速の方が大きい、さらに大きくなるとバー上での沿岸流が大きくなり、最大で1.6m/s程度となった。

⑥南からのうねりによる北向きの沿岸流の発生頻度が少ないのに対し、南向きの沿岸流の発生頻度が多かった。

(2007年5月受付)

## 謝辞

本研究を実施するにあたり、施設営繕部石川部長、清副長をはじめとしたシェラトングランデオーシャンリゾートの方々、国土交通省九州地方整備局宮崎港湾空港整備事務所の堀田治元所長、小澤康彦元所長、岸良安治元所長ほか多くの方々、港湾空港技術研究所の高橋重雄研

究主監ほか多くの方々のご協力を頂いています。また、図-23の深浅測量データは宮崎県からデータを頂いています。ここに深甚なる感謝の意を表します。

なお、宮崎港、志布志港、細島港の波浪観測データはナウファスデータを活用している。また、台風の進路、高鍋の風向風速は気象庁のホームページのデータを用いている。

## 参考文献

- 鈴木高二朗・高橋重雄・近藤充隆・小林雅彦・岩上淳一 (2000) : ビデオ画像処理の離岸流事故防止への適用性に関する予備的検討, 海岸工学論文集, 第 47 巻, pp. 1256-1260.
- 鈴木高二朗・高橋重雄・山縣延文・堀田治・栗山善昭・Stefan Aarninkhof・Gerban Ruessink・Irv Elshoff (2002) : ARGUS ビデオ解析による宮崎住吉海岸の長期地形観測, 海岸工学論文集, 第 49 巻, pp. 571-575.
- 鈴木高二朗・栗山善昭 (2004) : 住吉海岸におけるバーの長期変動について, 海岸工学論文集, 第 51 巻, pp. 521-525.
- 鈴木高二朗・小澤康彦・村上俊春・竹田晃 (2005) : ビデオ画像を用いた住吉海岸における沿岸流の長期連続観測, 海岸工学論文集, 第 52 巻, pp. 601-605.
- 武若 聡・三崎尚一郎・岡本宴徳 (2001) : 画像計測による沿岸流速分布の推定, 海岸工学論文集, 第 48 巻, pp. 116-120.
- Aarninkhof, S., N. Plant, I. Turner, K. Kingston (2002): Shoreline identification from video imagery: Intercomparison and ground truthing of four detection models.
- Chickadel, C. C., R. A. Holman, and M. H. Freilich (2003): An optical technique for the measurement of longshore currents, *Journal of Geophysical Research*, Vol.108, No.C11, 3364, pp.1-17.
- Holland K. T., R. A. Holman, T. C. Lippmann, J. Stanley and N. Plant (1997): Practical Use of Video Imagery in Nearshore Oceanographic Field Studies, *IEEE JOURNAL OF OCEANIC ENGINEERING*, VOL. 22, NO. 1.
- Holland K., J. Puleo, T. Kooney (2001): Quantification of swash flows using video-based particle image velocimetry, *Coastal Engineering* 44, pp.65-77.
- Kuriyama, Y. (2002): Medium-term bar behavior and associated sediment transport at Hasaki, Japan, *Journal of Geophysical Research*, Vol.107 (C9), 3132, doi:10.1029/2001JC000899.
- Lippmann, C. and R. Holman (1989): Quantification of sand bar morphology: a video technique based on wave dissipation, *Journal of Geophysical Research* 94, pp.995-1011.

- Plant, N. and R. Holman(1997): Strange Kinematics of Sandbars, Coastal Dynamics 97, pp.355-364.
- Stockdon, F. and R. Holman(2000): Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery, Journal of Geophysical Research 105, pp.22015-22033.
- Suzuki, K. (2002): Field nearshore current measurement using PIV, Techno-Ocean 2002.
- Symonds, G., R. Holman and B. Bruno(1997): Rip Currents, Coastal Dynamics 97, pp.584-593.
- Turner, I., V.M. Leyden, G. Symonds, J. Mcgrath, A. Jackson, T. Jancar, S. Aarninkhof, I. Elshoff (2000): Predicted and observed coastline changes at the Gold Coast artificial reef, International Conference on Coastal Engineering.

#### 付録 CD-ROM

1. 解析用Matlabコード
  - a) バーの解析プログラム
  - b) 動画作成プログラム
2. 6ch同時画像取得プログラム
3. 動画 (2001年8月～2003年12月)
4. 本報告本文
5. 写真集