

DBF 海洋レーダ観測に基づく諫早湾湾口部の表層流動特性について

Characteristics of Surface Currents around the Mouth of Isahaya Bay using DBF Ocean Radar

多田彰秀¹・竹之内健太²・染矢真作³・坂井伸一⁴・水沼道博⁵・中村武弘¹・坪野孝樹⁴

Akihide TADA, Kenta TAKENOUCHI, Sinsaku SOMEYA, Shin'ichi SAKAI, Michihiro MIZUNUMA
Takehiro NAKAMURA and Takaki TSUBONO

This study deals with the field observations on coastal surface currents by means of both Digital Beam Forming marine radar (DBF ocean radar) and Acoustic Doppler Current Profilers (ADCP) in order to realize characteristics of flow around the mouth of Isahaya Bay. In particular, the former has started since 2005. On the other hand, the latter has carried out seven times since 2001. As a result, it is found out that the feature of the M_2 constituent flow detected by the DBF ocean radar was widely coincided well with other ADCP field observation data. Not only the river runoff in the head of Ariake Sound but also a flush flow from the sea-dike gate contribute to the surface currents around the mouth of Isahaya Bay significantly.

1. はじめに

有明海の問題は、2000年冬季に発生した養殖のり色落ち現象によって顕在化した。とくに、潮受け堤防建設後、諫早湾湾口部北側では夏季に赤潮が頻繁に発生し、二枚貝に代表される水産業に大きな影響を及ぼしている。このような有明海の海域環境保全・水産資源管理に関する研究が数多くなされているものの、赤潮発生と潮受け堤防締め切りの直接的な因果関係は明確になっておらず、この海域での赤潮発生メカニズムは未だに明らかにされていない。

このような背景から、本研究では、流体力学的な観点から、赤潮発生メカニズムに関わる基礎的な知見を得る目的で、DBF 海洋レーダ (Digital Beam Forming Ocean Radar) を用いて諫早湾湾口部およびその周辺海域における表層流動特性に関する長期連続観測 (2006年6月14日～2007年3月31日) を実施した。併せて、2006年10月8日には秋季大潮期の諫早湾湾口部の流動特性を把握するために超音波ドップラー流速計 (以後、ADCP と略記) による曳航観測および定点観測も行った。また、最大5mの干満差と広大な干潟域を有する有明海のような海域において、DBF 海洋レーダを用いた流況観測は全く実績がない。そこで、ADCP を用いた諫早湾湾口部における観測結果と DBF 海洋レーダの観測結果との比較を通して、DBF 海洋レーダの性能評価を行っている。

2. 現地観測の概要

(1) DBF 海洋レーダによる長期連続観測

本研究で用いた DBF 海洋レーダは、(財)電力中央研究所が開発した VHF 帯の電波を用いた高性能沿岸海洋レーダであり、25 km 四方の表層流速 (水深 0.3 m) を 500 m 間隔で 15 分毎に観測できる陸上リモートセンシング装置である (坂井ら, 2002)。図-1 に示すように、DBF 海洋レーダを西郷 (A 局: 長崎県雲仙市) と蔵満 (B 局: 熊本県荒尾市) に設置した。各局は1本の送信アンテナと8本の受信アンテナおよび観測データ処理コンピュータから構成されている。各局の送信アンテナより15分間隔で A 局と B 局交互に送信を行い、水表面から反射される電波のドップラースペクトルを受信するとともに、その一次散乱のピークから表層部 (水表面下 0.3 m の深さ) の流速および流向が求められる。また、DBF 海洋レーダの現地観測と並行して、A 局並びに B 局に風向・風速計および降雨計を設置し、風速・風向および降雨量の観測も行なった。

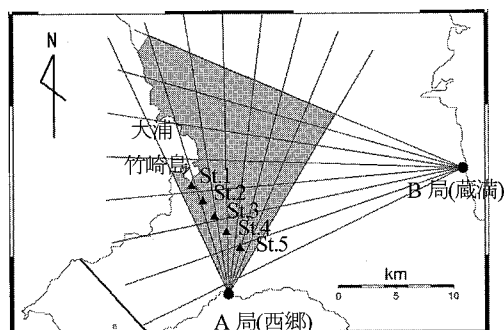


図-1 有明海の DBF 海洋レーダによる観測対象領域

- | | | |
|---------|------|--------------------------|
| 1 正 会 員 | 博(工) | 長崎大学教授 |
| 2 学生会員 | | 長崎大学大学院生産科学研究科環境システム工学専攻 |
| 3 正 会 員 | 修(工) | 大分県 |
| 4 正 会 員 | 博(工) | (財)電力中央研究所 環境科学研究所 |
| 5 | 修(工) | 西日本技術開発㈱ 調査解析部 課長補佐 |

(2) ADCP を用いた流況観測

DBF 海洋レーダによる観測データの測定精度を検証するため、2006 年 10 月 8 日に図-1 に示す St.1 ~ St.5 において、Work-Horse-ADCP 1,200 kHz (RD Instrument 社製) を用いて流動特性の定点観測を実施した。すなわち、漁船の舷側に ADCP を取り付け、各測点において漁船を 10 分間係留させるとともに、潮流流速を計測した。とくに、90 分間で St.1 ~ St.5 の順に移動し、1 潮汐間に各測点で 8 回の計測を実施した。ADCP の計測モードはハイスピードモードを採用し、層厚を 0.15 m として約 1 秒間隔でデータの取得を行った。なお、ハイスピードモードでは、海表面から水深 0.59 m までと水深 5 m 以深の計測が不可能である。

3. 観測結果に基づく DBF 海洋レーダの性能評価

(1) DBF 海洋レーダの測定精度

2006 年 10 月 8 日に取得された DBF 海洋レーダの観測データと ADCP による定点観測データを用いて、DBF 海洋レーダの測定精度の検討を行った。ここでは、DBF 海洋レーダの観測データとして、計測対象海域内に在る St.1 ~ St.5 の各測点に最も近い点での観測値を採用している。また、DBF 海洋レーダの観測値は 9 分間の時間平均値であり、ADCP の観測値は 10 分間の時間平均値である。なお、水深 0.59 m から層厚 0.15 m 間隔で、およそ 45 層分のデータが得られている。

図-2 および図-3 は、それぞれ DBF 海洋レーダの観測値 (水深 0.3 m) と ADCP の第 1 層 (水深 0.59 m) および第 10 層 (水深 2.09 m) における観測値の相関を示している。流向については、北向きを 0 度とし時計回りを正としてプロットされている。すなわち、東流は 90 度、西流は -90 度で示されている。また、相関関数を R 、傾きを a 、切片を b 、標準偏差を STE として、図中に示している。DBF 海洋レーダの観測値は、ADCP の測定層に差異があるにも係わらず、流速・流向ともに ADCP の観測値と 0.9 以上の相関係数を持っていることが両図より確認できる。理論上、DBF 海洋レーダの観測値は水深 0.3 m の流速値であると考えられているが、今回の観測結果からは ADCP の第 10 層 (水深 2.09 m) における観測値とも良い一致を示した。これは、観測時期が非成層期の大潮期であったことに加えて、現地観測当日の風速が小さく吹送流が発達していなかったためと考えられる。すなわち、潮流が卓越していたために、表層部で鉛直方向に顕著なシアを有していなかったものと考えられる。

(2) DBF 海洋レーダの測得率の時間変化について

DBF 海洋レーダでは、観測対象領域内において 500 m 間隔の格子状での流速ベクトルが算出されている。

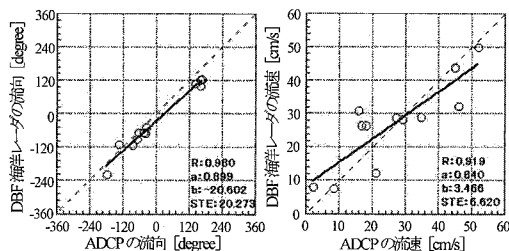


図-2 水深 0.59m の ADCP 観測値との相関

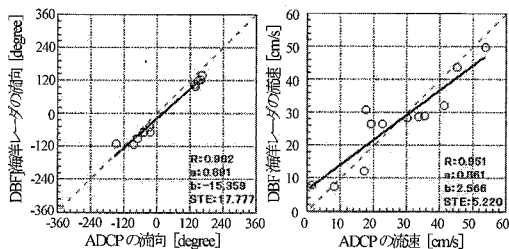


図-3 水深 2.09m の ADCP 観測値との相関

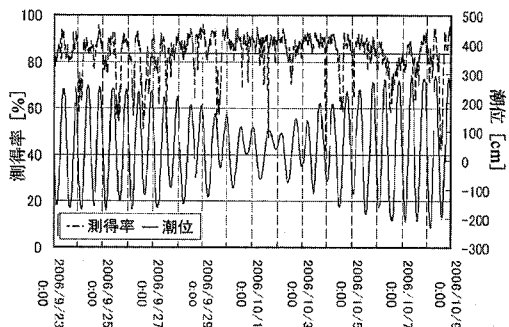


図-4 測得率と潮位(大浦)の経時変化(2006/9/23~10/8)

しかし、観測対象領域において 15 分間毎に得られる 1 シーン当りのデータ数が如何なる割合で取得されているかは明らかとなっていない。そこで、次式のように DBF 海洋レーダによるデータの測得率を定義し、その経時変化を検討した。

$$\text{DBF 海洋レーダの測得率} = \frac{B}{A} \times 100 [\%] \quad (1)$$

ここで、 A は観測対象領域内で DBF 海洋レーダによって流速ベクトルが計測される格子点数 (476 個)、 B は観測時刻に DBF 海洋レーダによって計測される流速ベクトルの個数である。

図-4 は、2006 年 9 月 23 日 ~ 2006 年 10 月 8 日の 15 日間における測得率と大浦 (気象庁, 2006) における潮位 (TP 表示) の経時変化を示している。図より、対象とした期間中の測得率は、概ね 80 ~ 90 % の高い割合で推移していることが確認できる。しかし、干潮および満潮時刻の前後で測得率が一時的に低下していることが分

かる。DBF 海洋レーダの原理上、海面に波が発生していない状況では、流速の観測が不可能である。言い換えれば、波が発達しづらい潮止まりの時間帯前後では、測得率が一時的に低下する可能性が示唆された。

4. 諫早湾湾口部周辺海域における表層流動特性

DBF 海洋レーダの観測結果に基づいて、諫早湾湾口部周辺海域における気象条件および潮汐条件の差異による短期的な表層流動特性の変化の把握を試みた。さらに、15 日間の観測結果を用いて調和解析をも行った。なお、前節でも述べたように、DBF 海洋レーダの測得率は常に一定ではないため、空間的に取得データ数が異なることも起りうる。そのため、解析結果の信頼度が保てるように、調和解析に際しては、流速ベクトルが算出されるそれぞれの格子点上で、期間中におけるデータの取得率が 80 % 以上の格子点のみを取り扱うこととした。

(1) 短期的な表層流動特性について

図-5 および図-6 は、日平均風速が 1.0 m/s 以下の微風で、かつ過去 10 日間の降雨量が 1.0 mm 以下の場合の秋季大潮期 (2005 年 9 月 20 日) および秋季小潮期 (2006 年 9 月 29 日) の日平均流速ベクトルの分布を示している。このような気象条件から判断すれば、両図は、それぞれ潮汐作用を強く受けた秋季大潮期および秋季小潮期の典型的な日平均流速ベクトルの分布であると考えられる。とくに、図-5 (秋季大潮期: 2005/9/20) では、

有明海湾奥部から南下した流れが大浦近くの沿岸地形の影響を受け、その向きを東南東へと変えていることが確認できる。さらに、諫早湾湾口部北側においては南南東の流れが出現しており、諫早湾湾口部南側では島原半島に沿った東向きの強い流れが現れている。一方、図-6 (秋季小潮期: 2006/9/29) からは、大潮期に確認された大浦近くでの沿岸地形の影響を受けた流れが確認されるものの、小潮期の流向は南南東であり、大潮期と比較して大浦近くの地形の影響が小さいものと考えられる。また、諫早湾湾口部では、北側と南側で流向は一樣に南南東を示しており、大潮期と大きく異なる結果が得られた。

松野・中田 (2004) は、諫早湾湾口部における流動が潮汐流とキャビティー流れの重ね合わせの流れ (combined flow) であり、地形の影響を受け、上げ潮時と下げ潮時の流動に差異が生じるという仮説を提案している。この仮説に基づけば、大潮期と小潮期の潮汐力の差異によって、キャビティー流れの形成にも相違が生じるものと考えられる。すなわち、諫早湾湾口部では、大潮期の潮汐力が大きいためキャビティー流れが十分に発達し、小潮期と比較して上げ潮および下げ潮の流れの非一様性が顕著となり、図-5 に示す島原半島に沿った強い東向きの流れが出現するものと考えられる。

図-7 は、数日前より安定して南西風が連吹した際の対象海域における日平均流速ベクトル (2006 年 6 月 22 日) を示している。当日の日平均風速は 3.9 m/s であり、十分

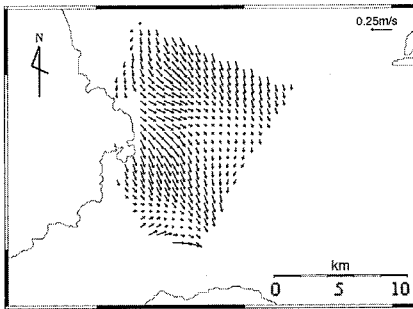


図-5 大潮期の典型的な日平均流速ベクトル (2005/9/20)

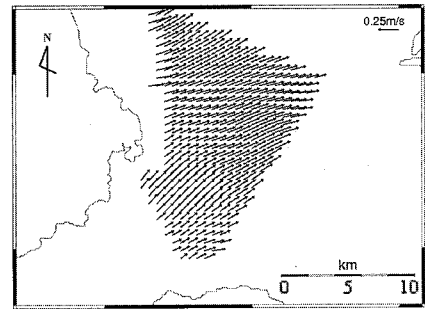


図-7 南西風が連吹した時の日平均流速ベクトル (2006/6/22)

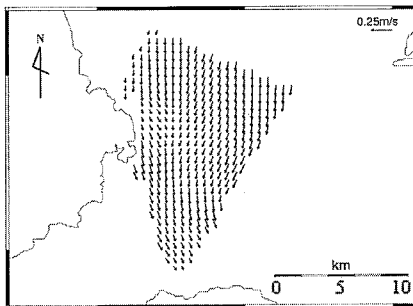


図-6 小潮期の典型的な日平均流速ベクトル (2006/9/29)

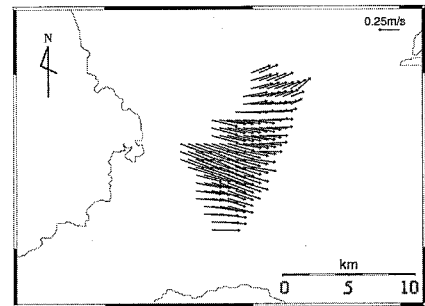


図-8 出水時の日平均流速ベクトル (2006/6/26)

に吹送流が発達していたものと考えられる。図-5および図-6と比較して全く異なった流速ベクトルの分布となっており、その流向は一様に東北東～東となっていることが確認できる。さらに、流速の大きさは約 $10 \sim 15 \text{ cm/s}$ 程度であった。Joan Brown(1989)によれば、吹送流の流速は風速の約 $2 \sim 3\%$ 程度であるといわれている。このことを考慮すれば、DBF 海洋レーダによって観測された日平均流速ベクトルは、観測当日の日平均風速のおよそ $2 \sim 3\%$ を示しており、図-7は南西風の影響を受けた吹送流成分が卓越した流れであると判断できる。一方で、日平均流速ベクトルの流向については、風の進行方向と完全に一致していない。すなわち、図-7に示されている流向は風の進行方向に対して時計回りにおよそ 45 度前後の相違が生じている。このことは、観測された風が陸上風であり海上風との差異があったことに加えて、吹送流の発達に伴いエクマン輸送が生じ、流向が時計回りにおよそ 45 度程度変化したものと推測される。

図-8は、前日に 65.6 mm 、当日に 187.6 mm の降雨が観測された2006年6月26日における日平均流速ベクトルの分布である。解析当日の筑後川流量(瀬ノ下)は、日平均流量でおよそ $1400 \text{ m}^3/\text{s}$ (通常の約35倍)であり図-9のように最大流量が $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ を越える時間帯があった(国土交通省筑後川河川事務所, 2006)。さらに、潮受け堤防の南・北排水門からも排水が行われており、2006年6月26日の13:00～18:00での平均排水流量はおよそ $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度であった(図-10参照、農林水産省九州農政局, 2007)。なお、解析当日の風向は安定して南西であり、日平均風速は 3.3 m/s であった。図示されている日平均流速ベクトルの大きさは、約 $30 \sim 35 \text{ cm/s}$ 程度を示しており、平常時の2倍以上の流速が観測された。6月26日の風向が安定していたことから、風の影響も多少受けているとは考えられるものの、流向がおおよそ東～南東であり、筑後川および潮受け堤防排水門からの淡水流入の影響を受けているものと判断される。

図-11は、潮受け堤防排水門から排水が行われていない2006年6月23日における日平均流速ベクトルの分布である。図-11と図-8との比較から、出水時においては、潮受け堤防排水門からの淡水の流入が対象海域の表層流動特性に大きな影響を与えていることが分かる。

(2) 長期的な表層流動特性

2006年9月23日～2006年10月8日の15日間のDBF 海洋レーダによる観測データを用いて、最小二乗法による調和解析を行った。図-12および図-13は、調和解析結果より得られた M_2 分潮および K_1 分潮の潮流楕円の分布をそれぞれ示している。前図に示された M_2 分潮の潮流楕円長軸の大きさは、約 40 cm/s 程度であることが確認できる。また、その向きについては、有明海

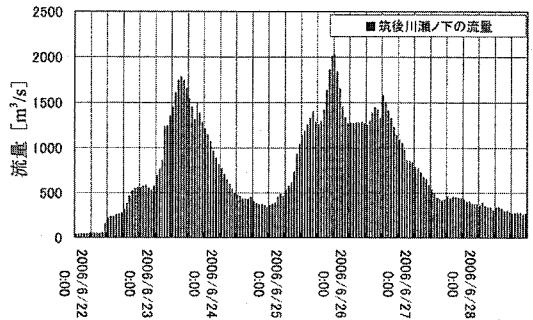


図-9 久留米(瀬ノ下)における筑後川流量(2006/6/26～6/28)

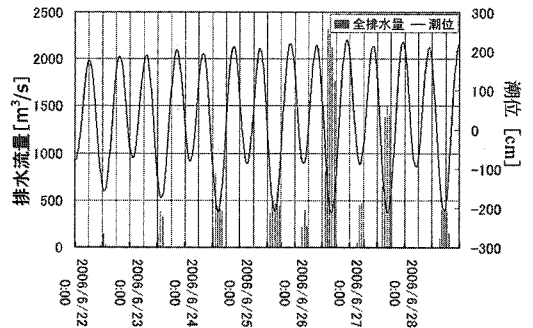


図-10 潮受け堤防からの排水流量と大浦における潮位(2006/6/26～6/28)

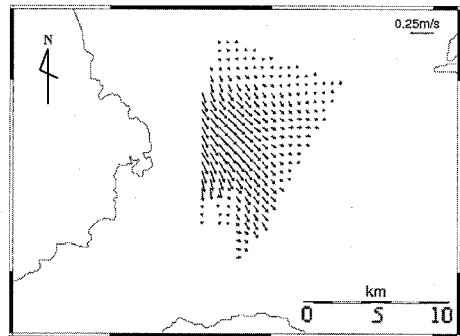


図-11 日平均流速ベクトル(2006/6/23)

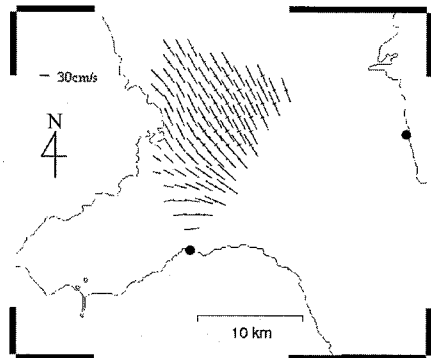
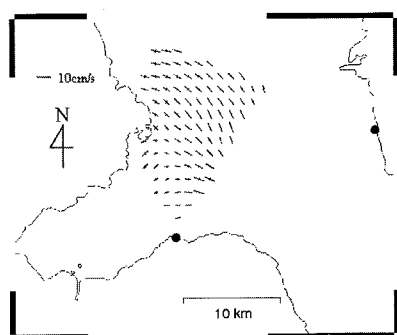
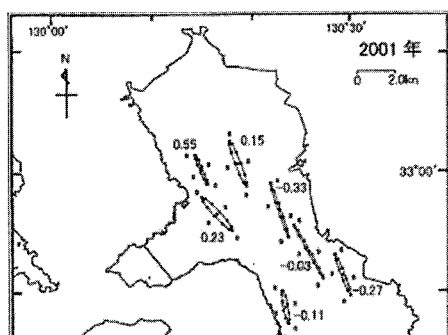


図-12 M_2 分潮の潮流楕円(2006/9/23～10/8)

図-13 K₁分潮の潮流楕円 (2006/9/23~10/8)図-14 M₂潮の潮流楕円 (小田巻ら, 2003)

中央部で北西～南東の向きを示している。さらに、諫早湾湾口部においては、北側で北西～南東の向きを示しているものの、南側に向かうに従って、その向きを徐々に西～東へと変化させている。すなわち、対象海域におけるM₂分潮による潮汐は、有明海湾奥方向へと諫早湾内方向への入退潮に二分化していると判断できる。

一方、後図に示すK₁分潮の潮流楕円の長軸は10 cm/s前後であり、その向きは有明海中央部でM₂分潮の長軸の向きとよく一致している。しかし、諫早湾湾口部では、有明海湾奥方向へと諫早湾内方向への入退潮の二分化がM₂分潮と比較して明瞭でないことが確認できる。DBF 海洋レーダによるこれまでの観測結果より、上げ潮時および下げ潮時に有明海湾奥方向へと諫早湾内方向への入退潮に二分化が確認されている(多田ら, 2006)。このような流動特性は、主としてM₂分潮の潮汐運動の影響によるものであると判断できる。

図-14は、2001年5月に小田巻ら(2003)によって実施された現地観測結果に基づいて得られたM₂分潮の潮流楕円である。長軸の大きさおよび方向が図-12とよく一致していることが分かる。このことから、M₂分潮の長軸に関する季節変動は小さいものと判断される。

5. おわりに

有明海および諫早湾湾口部の表層流動特性の把握を目

的として、DBF 海洋レーダを用いた現地観測を実施した。本研究の結果より、以下のようなことが明らかとなった。

- (1) DBF 海洋レーダの観測値と ADCP の観測値との比較から、その測定精度の高さが証明された。さらに、有明海のような海域においても、観測範囲は概ね安定して観測対象領域の80%程度が観測可能であることが明らかとなった。
- (2) 日平均流速ベクトルを算出することによって、気象条件および潮汐条件の差異による表層流動特性の変化が明らかとなった。とくに、平常時には諫早湾湾口部において、潮汐力の差異に伴うキャビティー流れの形成に大きな影響を及ぼしていると考えられる。また、出水時には、筑後川からの淡水流入だけでなく、潮受け堤防排水門からの淡水流入が対象海域全体に大きな影響を及ぼしていることも明らかとなった。
- (3) 調和解析結果に基づけば、上げ潮時および下げ潮時の有明海湾奥方向へと諫早湾内方向への入退潮の二分化は、M₂分潮の影響を受けて形成されるものであることが明らかとなった。

謝辞：本研究に対して、特定非営利活動法人有明海再生機構の平成18年度有明海再生に関する研究等助成事業の援助を受けた。また、本研究を遂行するにあたり、国土交通省九州地方整備局筑後川河川事務所からは筑後川の流量データを、農林水産省九州農政局農地整備課からは潮受け堤防からの排水量データをご提供頂きました。ADCPの曳航観測当日は、長崎大学工学部卒業生の石橋伸裕君から多大なご協力を頂きました。さらに、(財)電力中央研究所の松山昌史様、瑞穂漁業協同組合にはDBF 海洋レーダの現地観測に際してご協力を頂きました。ここに記して深甚なる謝意を表します。

参 考 文 献

- 気象庁ホームページ：<http://www.data.kishou.go.jp/>
 小田巻実・大庭幸広・柴田宣昭(2003)：有明海の潮流新旧比較観測結果について、海洋情報研究報告，第39号，pp. 36-61。
 国土交通省九州地方整備局筑後川河川事務所ホームページ：<http://www.qsr.mlit.go.jp/chikugo/>
 坂井伸一・平口博丸・松山昌史・坪野考樹・森信人・杉山陽一・藤井智史・佐藤健治・松岡建志(2002)：短時間観測が可能なデジタルビームフォーミング方式による沿岸海洋レーダの開発，海岸工学論文集，第48巻，pp. 1511-1515。
 多田彰秀・竹之内健太・坂井伸一・染矢真作・水沼道博・中村武弘(2006)：DBF 海洋レーダによる諫早湾湾口部の流況観測，海岸工学論文集，第53巻，pp. 356-360。
 農林水産省九州農政局農地整備課(2007)：情報公開資料
 松野健・中田英昭(2004)：有明海の流れ場を支配する物理過程，沿岸海洋研究，第42巻，第1号，別冊，pp. 11-17。
 Joan Brown(1989)：OCEAN CIRCULATION, The Open University, pp. 33-34。