

有明海における筑後川起源水の流動特性

井上, 裕己
九州大学総合理工学府大気海洋環境システム学専攻

<https://hdl.handle.net/2324/1937996>

出版情報 : 九州大学, 2017, 修士, 修士
バージョン :
権利関係 :

平成 29 年度

九州大学大学院総合理工学府

大気海洋環境システム学専攻修士論文

有明海における

筑後川起源水の流動特性

氏名 井上 裕己

指導教員名 松永 信博 教授

Eljamal Osama 准教授

目次

第 1 章 序論.....	1
1.1 研究背景.....	1
1.2 先行研究.....	2
1.3 研究目的.....	3
1.4 論文の構成.....	4
第 2 章 有明海 3 次元流動モデル.....	6
2.1 基礎方程式系.....	6
2.2 数値解析手法の特徴.....	9
2.3 平成 24 年 7 月九州北部豪雨.....	11
2.4 解析条件.....	12
2.5 モデルの妥当性検証.....	13
2.6 解析対象領域の定義.....	14
第 3 章 有明海奥部における筑後川河川水の流入・流出特性.....	29
3.1 解析手法.....	29
3.2 有明海における河川水の流入・流出プロセス.....	29
3.2.1 流入・流出プロセス.....	30
3.2.2 表層塩分の平面分布.....	31
3.2.3 塩分の鉛直分布.....	32
3.3 潮受け堤防がない場合の流入・流出プロセス.....	33
3.4 堤防有無による存在割合の比較.....	33
3.5 結言.....	34

第4章 諫早湾内における筑後川起源水の流入・流出特性.....	47
4.1 解析手法.....	47
4.2 筑後川起源粒子の流動プロセス.....	47
4.3 諫早湾内における流入および滞留特性.....	48
4.4 潮受け堤防がない場合の流入および滞留特性.....	50
4.5 堤防有無による流入および滞留特性の比較.....	50
4.6 結言.....	51
第5章 結論.....	60
参考文献.....	62
謝辞.....	64

第1章 序論

1.1 研究背景

九州北西部に位置する有明海は福岡、佐賀、長崎、熊本県に囲まれた、面積約1700km²の閉鎖性内湾である。その特徴の一つとして有明海は干満差が非常に大きく、大潮時には湾口部で約4m、中央部で5~6m、湾奥部で6~7m、にも達する。これは外洋から入ってくる潮汐の周期と有明海の狭く奥深いという特徴的な地形が持つ固有振動の周期がほぼ一致し共振現象を起こすためである。さらに図1-1に示すように有明海には現在、筑後川、菊池川、矢部川、緑川、白川、嘉瀬川、六角川の7本の一級河川からの河川水が流入しており、大量の栄養塩と土砂が供給されている。このため、沿岸域において土砂が堆積し、広大な干潟が形成されている。干潟には二枚貝に代表される底生生物が生息しており、植物プランクトンを取り込むことで一次生産プロセスをコントロールする役割を果たす。このため、干潟の存在は水質環境保全の上で非常に重要である。また、有明海の干潟には二枚貝類に加え、ムツゴロウやワラスボといった固有種が多数生息しており、多様な生態系が形成されている。

しかしながら、洪水対策と農業用水の確保を目的として有明海の中央部西岸に位置する諫早湾において諫早湾干拓事業が実施された。その結果、全長約7kmの潮受け堤防が建設され、1997年に潮受け堤防が閉め切られたため15km²の干潟を含む35.5km²の浅海域が消失した。その後、大量の底生生物の死滅や2000年に発生した有明海奥部における大規模な海苔の色落ち問題といった深刻な漁業被害が報告されたため、有明海における環境悪化は潮受け堤防の閉め切りと関係があるのではないかと推測され、社会問題へと発展した。

有明海のような沿岸海域の水質環境へ影響を及ぼす大きな要因として河川水の流入が挙げられる。河川水中に豊富に含まれる栄養塩は一次生産を活発化させ、赤潮の発生を引き起こす。また、海域に流入した河川水は海水との密度差による密度成層を形成し、下層への酸素の供給が抑制される。さらに、底層において植物プランクトンが分解される際に酸素が消費されるため貧酸素水塊の形成プロセスへも大きく影響する。この現象は有明海においても特に河川流量が多い夏季においてたびたび観測されている。このように河川水の流入は沿岸海域の水質環境に多大な影響を及ぼすため、有明海および諫早湾における河川水の動態を把握することは極めて重要である。

1.2 先行研究

諫早湾干拓事業によって堤防が閉め切られて以来、有明海における環境悪化は潮受け堤防閉め切りとの因果関係を明らかにするために、有明海および諫早湾を対象とする研究調査が精力的に行われてきた。

塚本ら(2002)は、潮受け堤防の締め切りによって有明海の M_2 潮流振幅が湾口部において約5%減少し、貧酸素水塊の発生する有明海奥部で成層が発達しやすくなったことを指摘した。難岡ら(2002)は、有明海における潮汐振幅減少の要因を調べ、外洋潮汐振幅の減少の寄与が最も大きく、ついで有明海内の海水面積の減少による寄与が大きく、平均水位上昇による寄与はわずかであることを示した。鯉渕ら(2003)は、諫早湾では湾奥部より湾口部の方が低塩分・高栄養塩となることを明らかにした。さらに、諫早湾における栄養塩の85%は、筑後川をはじめとする河川から供給され、残り15%が調整池からの排水によってなされていることを示した。柳ら(2003)は、河川水の滞留時間は河口循環流、潮流のみならず、吹送流によっても影響を受けるとし、冬季に強い北西風が連吹すると河口循環流は強化され、平均滞留時間が長くなる。一方、夏季に南東風が連吹すると河口循環流は弱められ、平均滞留時間が短くなることを示した。斎田ら(2008)は、筑後川起源水の挙動を把握するため、漂流ブイを用いたラグランジュ観測を実施し、風の影響が小さい場合、コリオリ力が支配的であり、その移動距離は河川流量によって大きく異なることを示し、河川流量が大きい場合には、一潮汐間で諫早湾へ到達する可能性を示唆した。山口ら(2009)は有明海奥部において、河川流量増大後に低塩分水塊は岸を右に反時計回りに伝播し、1週間以内に有明海湾奥海域を通過し、諫早湾以南の海域へと流出し、出水が長期に続く場合には湾奥部全域で塩分が低下して成層が強化されたことを示した。吉井ら(2010)は、竹崎周辺の海域において海洋レーダを用いて筑後川起源水の動態を観測し、河川水の動態は出水時の潮汐の位相によって変化することを示し、有明海における滞留時間も変化する可能性を指摘した。李ら(2011)は、3次元流動シミュレーションを行い、南寄りの風の連吹により諫早湾表層に存在する低塩分水塊は有明海に押し戻されること、北寄りの風の連吹により有明海に滞留する低塩分水塊が諫早湾内へ流入することを明らかにした。さらに李ら(2012)は、3次元流動シミュレーションを行い、排水門からの排水によって形成された低塩分水塊は約1潮汐の間に島原半島に沿って流出すること、排水による塩分成層の形成への寄与は有明海奥部から流入する低塩分水塊の寄与に比べ1オーダー小さいことを明らかにした。神崎ら(2016)は、3次元流動シミュレーションを行い、潮汐のみによっても河川起源水は諫早湾へ輸送されること、筑後川起源水は北東風により諫早湾内への流入量が増加すると同時

に南方向への移流効果も促進されること、南西風が連吹する場合には諫早湾内への流入が抑制されることを示した。また、諫早湾内における河川起源水の滞留時間と存在割合に関する経験的な確率密度関数を定義することで代表滞留時間を比較し、無風時よりも風が存在する場合に滞留時間が減少することを示した。

このように有明海および諫早湾を対象とした多くの研究が行われてきたが、堤防閉め切りによる影響に関する評価は十分でない。

1.3 研究目的

1.1節で述べたように河川水の流入は水質環境の悪化へ多大な影響を及ぼすため、有明海および諫早湾における河川水の動態を把握することは極めて重要である。先行研究により、風の影響による河川水の動態については明らかになってきているが、潮位振幅の影響による河川水の動態に着目した研究は少ない。

そこで本研究では「潮位振幅の筑後川起源水の流動影響評価」という視点から、数値シミュレーションを行った。

潮位振幅による影響をより明確に評価するために仮想的な定常潮位振幅を与え、平成24年7月九州北部豪雨期という大出水時を対象に、筑後川起源水の有明海奥部（大浦一大牟田ライン）からの流出特性および諫早湾内への流入・流出特性を調べる。さらに、潮受け堤防を取り除いた場合において同様の仮想計算を行うことで、堤防の有無による影響を評価する。

1.4 論文の構成

第2章では、本研究で用いている有明海3次元流動モデルの概要および解析対象である平成24年7月九州北部豪雨期の概要について述べると共に本モデルの妥当性を検証し、解析対象領域について述べた。

第3章では、有明海奥部（大浦－大牟田ラインより以北領域）に流入した筑後川河川水が、仮想的に決定した定常潮位振幅の違いによって、流出率がどのように変化するかを定量的に明らかにすると共に、その流出率が潮受け堤防の有無によってどのように変化するかを調べた。

第4章では、仮想的に決定した定常潮位振幅の違いによって筑後川起源水の諫早湾領域への流入・流出特性がどのように変化するかを定量的に明らかにすると共に、その流入・流出特性が潮受け堤防の有無によってどのように変化するかを調べた。

第5章では、第3章、第4章において得られた結果を総括し、本論文の結論とする。

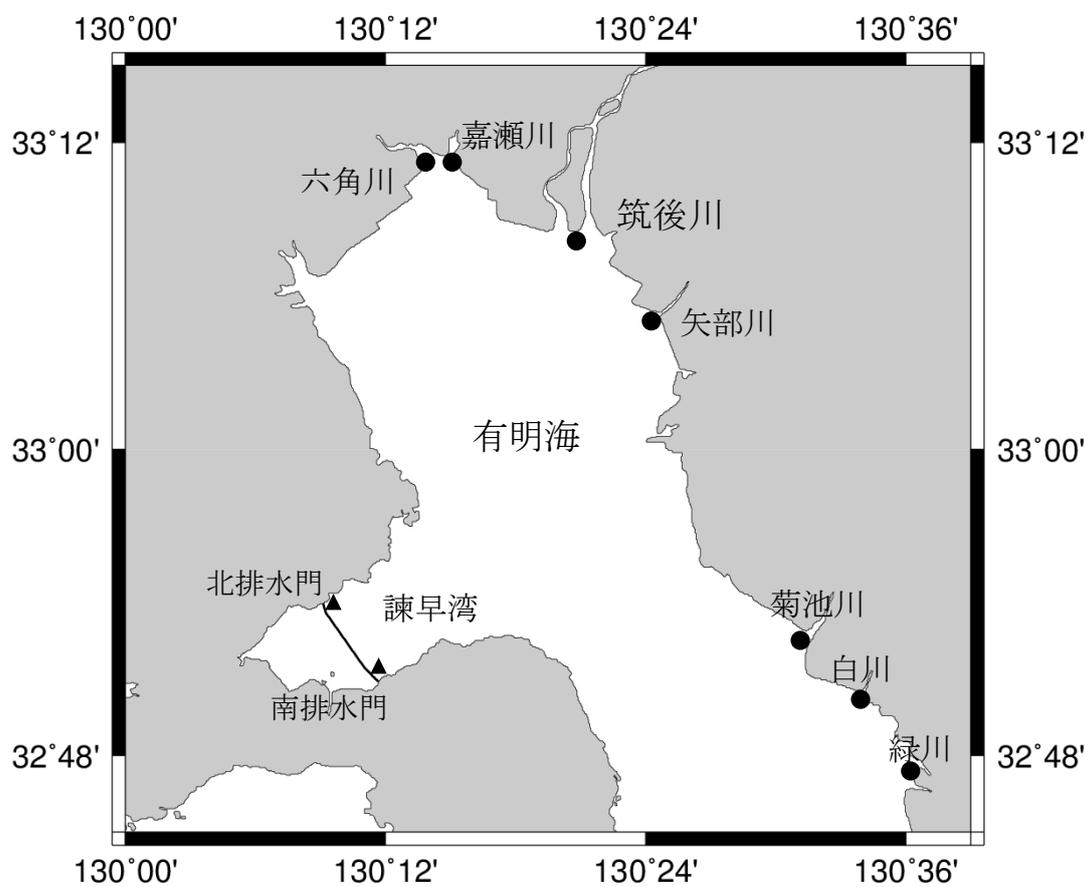


図1-1 有明海の概略図

第 2 章 有明海 3 次元流動モデル

2.1 基礎方程式系

本研究では，四日市大学の千葉によって開発された有明海の 3 次元流動モデルを用いる．有明海の水平幅は地球半径に比べて十分に小さく，地球表面の曲率の影響は無視されている．座標系として図 2-1 に示す 3 次元デカルト座標を考え，平均海面上に原点と x - y 平面に定義し， z 軸を鉛直上向きにとる．基礎方程式として，連続の式，レイノルズ平均した非圧縮性粘性流体のナビエ・ストークス方程式，および温度と塩分の輸送方程式を用いる．レイノルズ応力項は渦動粘性係数と渦拡散係数によりモデル化する．さらに，ブシネスク近似，静水圧近似， f 面近似を用いる．以上の仮定により次の方程式系が導かれる．表 2-1 に基礎方程式系(1)～(12)式に用いた変数を記す．

$$\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u_x}{\partial t} + \frac{\partial u_x u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_z u_x}{\partial z} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \int_z^\eta \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} + f_c u_y \quad (2)$$

$$\frac{\partial u_y}{\partial t} + \frac{\partial u_x u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_y u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z u_y}{\partial z} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \int_z^\eta \frac{\partial \rho}{\partial y} dz + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} - f_c u_x \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial u_x T}{\partial x} + \frac{\partial u_y T}{\partial y} + \frac{\partial u_z T}{\partial z} = \frac{\partial t_x}{\partial x} + \frac{\partial t_y}{\partial y} + \frac{\partial t_z}{\partial z} + \frac{1}{\rho c_w} \frac{\partial q_{rad}}{\partial z} \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial u_x S}{\partial x} + \frac{\partial u_y S}{\partial y} + \frac{\partial u_z S}{\partial z} = \frac{\partial s_x}{\partial x} + \frac{\partial s_y}{\partial y} + \frac{\partial s_z}{\partial z} \quad (5)$$

$$\rho = (\rho(T, S)) \quad (6)$$

$$\sigma_{xx} = 2\nu_h \frac{\partial u_x}{\partial x}, \quad \sigma_{xy} = \sigma_{yx} = \nu_h \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) \quad (7)$$

$$\sigma_{xz} = \nu_z \frac{\partial u_x}{\partial z}, \quad \sigma_{yy} = 2\nu_h \frac{\partial u_y}{\partial y}, \quad \sigma_{yz} = \nu_z \frac{\partial u_y}{\partial z} \quad (8)$$

$$t_x = k_{th} \frac{\partial T}{\partial x}, \quad t_y = k_{th} \frac{\partial T}{\partial y}, \quad t_z = k_{tz} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (9)$$

$$s_x = k_{sh} \frac{\partial S}{\partial x}, \quad s_y = k_{sh} \frac{\partial S}{\partial y}, \quad s_z = k_{sz} \frac{\partial S}{\partial z} \quad (10)$$

ここで(4)式の q_{rad} は日射による熱源である．(6)式は密度の状態方程式で，次式で与えられる．

$$\rho = \frac{\sigma_t}{1000} + 1 \quad (11)$$

$$\sigma_t = 28.14 - 0.0735T - 0.00469T^2 + (0.802 - 0.002T)(S - 35) \quad (12)$$

ここで， ρ [g/m³]は密度， T [°C]は温度， S [‰]は塩分である．

(7)～(10)式の中の ν_z ， k_{tz} ， k_{sz} は乱流モデルを用いて算定した．また， ν_h ， k_{th} ， k_{sh} の値として， 10 [m²/s]を用いた．

次に基礎方程式を解くための境界条件を示す．

(1) 水表面 ($z = \eta$) における境界条件

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u_x \frac{\partial \eta}{\partial x} + u_y \frac{\partial \eta}{\partial y} = u_z \quad (13)$$

$$\nu_z \frac{\partial u_x}{\partial z} = f_{ax}, \quad \nu_z \frac{\partial u_y}{\partial z} = f_{ay} \quad (14)$$

$$k_{tz} \frac{\partial T}{\partial z} = q_{con}, \quad k_{sz} \frac{\partial S}{\partial z} = q_{surf} \quad (15)$$

(13)式は運動学的条件，(14)式は接線応力の条件で，(15)式の左式は水面における大気との熱交換を表している．(15)の右式は水面における大気との塩分交換を表している．(14)，(15)式において，水位勾配は微小と仮定している． f_{ax} と f_{ay} は風による水表面に生じる摩擦応力[m²/s²]であり，次式で与えられる．

$$f_{ax} = \left(\frac{\rho_a}{\rho_0}\right) c_{fa} u_{ax} \sqrt{(u_{ax})^2 + (u_{ay})^2} \quad (16)$$

$$f_{ay} = \left(\frac{\rho_a}{\rho_0}\right) c_{fa} u_{ay} \sqrt{(u_{ax})^2 + (u_{ay})^2} \quad (17)$$

ここで、 ρ_a は大気の密度、 ρ_0 は海水の基準密度で、 $\rho_a/\rho_0=1.2\times 10^{-3}$ とする。大気との摩擦係数は、 $c_{fa}=1.5\times 10^{-3}$ とする。 u_{ax} 、 u_{ay} は風速 [m/s]である。

q_{con} は水表面における熱流速で、水表面から大気への有効長波放射量 Q_b [cal/m²s]、水表面から大気への乱流熱伝達 Q_c [cal/m²s]、水面から大気への潜熱輸送量 Q_e [cal/m²s]の和に負の符号をつけたもので与えられる。

また、 q_{surf} は水表面における塩分流束で、大気から水表面への降雨 Q_{prec} [mm/s]と水表面から大気への蒸発 Q_{eva} [g/m²s]から与えられる。

(2) 海底 ($z=-h$) における境界条件

$$u_x = u_y = u_z = 0 \quad (18)$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad (19)$$

(18)式は海底における流速が0であることを表している。また、(19)式は海底面を通過する熱流速と塩分流束が 0 であることを表しており、海底勾配は微小と仮定している。

(3) 海岸線における境界条件

$$u_x = u_y = u_z = 0 \quad (20)$$

$$\frac{\partial T}{\partial n} = \frac{\partial S}{\partial n} = \frac{\partial \eta}{\partial n} = 0 \quad (21)$$

(20)式は海岸線における流速が 0 であることを表している。(21)式は海岸線を垂直に通過する熱流速と塩分流束が 0 であり、水面波は完全反射することを表している。ここで、 $\partial(\cdot)/\partial n$ は海岸線に対する法線方向微分である。

(4) 沖合の境界条件

$$T = T_{sea}, S = S_{sea} \quad (22)$$

$$\eta = \eta_{sea} \quad (23)$$

$$\frac{\partial u_x}{\partial n} = \frac{\partial u_y}{\partial n} = \frac{\partial u_z}{\partial n} = 0 \quad (24)$$

ここで、下沿え字 $_{sea}$ は沖合境界での値である。温度 T 、塩分 S 、水位 η の沖合の境界条件として観測値を与える。速度の境界条件は流出境界条件を与える。

(5) 河口の流入境界条件

$$u_x = \frac{q_{riv}}{d_r(\eta + h)} n_x, \quad u_y = \frac{q_{riv}}{d_r(\eta + h)} n_y, \quad u_z = 0 \quad (25)$$

$$T = T_{riv}, \quad S = S_{riv} \quad (26)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial n} = 0 \quad (27)$$

ここで、下沿え字 $_{riv}$ は流入値である。 q_{riv} は河川流量で、 d_r は流入境界の水平幅、 h は水深、 n_x 、 n_y は流入境界面に対する単位法線ベクトルの各座標成分である。

2.2 数値解析手法の特徴

(1) 計算格子

本モデルでは 3 次元一般曲線座標のスタガード格子を用いる。スタガード格子とは格子配置の一つであり、レギュラー格子系で問題となる格子毎の振動を避けるため物理量を 1 点に集中させず、半格子分ずらした位置に配置させ、解の安定性を高めるための手法である。図 2-2 に計算格子図を示す。本モデルにおいては、水温、塩分、乱流エネルギーなどのスカラー量とデカルト座標の水平流速成分はセル中心 (図 2-2 の○点) に定義する。セル面の直交流速成分 (u_n, v_n, w_n など) はセル面に定義する。水位は最上部格子の上部セル面に定義する。

なお、運動量の時間発展計算はセル面の直交流速成分に関して行い、セル中心の水平流速成分は、セル面の直交流速成分 (u_n, v_n) から内挿計算と座標変換にて求める。運動量方程式の対流項の計算の際には、セル面の直交流速成分からセル面のデカルト座標成分を求めて、その上で対流項の値を決定している。

図 2-3 に計算グリッドを示す。図中の黒塗りの部分はマスク領域である。マスク領域周辺では流れの計算は行っていない。計算領域は $200 \times 104 \times 31$ メッシュに分けられている。有明海奥部や諫早湾においては格子を密に配置し、沖合境界方向に向かうにつれて格子幅を大きくしている。諫早湾堤防付近での格子幅は約 300m である。

また、有明海奥部に河口を持つ筑後川について、潮位変化に伴い流入出する流量が変化するため、河口から約 6km 上流までが計算領域に含まれている。

(2) 計算手法の特徴

(a) 水平面に一般曲線座標系を採用

海岸線、諫早湾潮受け堤防、筑後川感潮域の川形状、有明海湾奥の干潟形状などに沿った滑らかな計算格子面を作成して、流動計算の精度向上を図っている。また、枕崎（鹿児島県）と福江（長崎県）を結ぶラインを海境界とする広い外海領域を確保して、海水交換等の外海との相互作用を精度良く再現している。

(b) 海面適合格子を採用

最上部の格子面を海面に一致させ、さらに海面近傍の鉛直格子幅を狭めることで、海面付近の流動と物質濃度の鉛直解像度を高めている。これにより、河川プルームや風による吹送流、低塩分水塊の流動を精度良く再現し、筑後川などの河川水や栄養塩の輸送現象を解析することができる。

(c) 海底地形適合格子と直交格子（補助格子）の併用

流動計算と物質輸送計算は海底地形適合格子上で行う。海底地形適合格子により海底面上の境界層流れを精度良く再現して、海底付近の底泥輸送現象、貧酸素水塊の輸送現象等の計算精度を向上させている。一方、水温と塩分の鉛直断面における輸送計算は従来型の直交格子で行っている。これにより、海底地形適合格子系の弱点である密度成層場の海底傾斜面に沿って発生する人工的流れ（数値誤差）を抑制することができる。密度勾配場は直交格子から海底地形適合格子へ、流動場は海底地形適合格子から直交格子へ相互に変換して計算を実行している。補助格子は水深方向に 40 分割している。表層付近での密度成層を精度良く再現するために、補助格子の鉛直格子幅は水深 5 m までを 25 cm の等間隔とし、それ以深を不等間隔としている。

(d) 準 3 次元 UTOPIA スキームの採用

水温・塩分・物質の輸送計算の保存性を確保しながら時空間精度を向上させるために、輸送方程式の対流項の離散化に準 3 次元 UTOPIA スキームを採用している。UTOPIA は直交格子系用スキームなので、これを新たに一般曲線座標系に修正して適用している。なお、水平面内の輸送計算には交差微分項を考慮するが、鉛直面内の輸送計算では交差微分を考慮せず、単純な不等間隔格子用の QUICKEST スキームを適用している。そのため「準」3 次元 UTOPIA スキームと呼称する。

(e) 干潟の干出モデルの組み込み

有明海湾奥部では干潟の干出に伴い生じる流動を考慮することが重要なので、干潟の干出モデルを開発して流動モデルに組み込む。海面適合格子と海底地形適合格子を用いる 3 次元流動モデルに干潟の干出モデルを組み込むことは困難なため、2 次元流動モデルを同時に動かし、一定水深より浅い海域は 2 次元流動モデルに切り替えて計算を行う。現在は 2 m と設定している。干潟の干出モデルは 2 次元流動モデルに組み込んでいる。3 次元流動モデルの鉛直断面平均流速と 2 次元流動モデルの流速は常に一致するよう、時間ステップ毎に補正を行う。

(f) 乱流モデルの適用

本モデルには地球物理学の分野で用いられている Mellor と Yamada の乱流モデル（レベル 2）を採用した。また、Galperin らに従い、浮力の大きな領域での乱流長さスケールの修正を行い、さらに Burchard と Petersen や Burchard に従い、密度成層が逆転する不安定領域での浮力パラメータの調整を行っている。

(g) 粒子法の適用

有明海奥部に注ぐ 7 つの河川の河川水と諫早湾潮受け堤防南北排水門排水の動態を把握するために、仮想粒子法を用いて、流動モデルに組み込んでいる。各河川水の時間積分量が一定量に達するごとに、一定量の粒子を排出する設定になっており、現在は $1.0 \times 10^6 [\text{m}^3]$ に達するごとに 30 個の粒子を排出するよう設定している。

2.3 平成 24 年 7 月九州北部豪雨

本節では、平成 24 年 7 月 11 から 7 月 14 日にかけて九州北部を中心に発生した平成 24 年 7 月九州北部豪雨期の概要について述べる。表 2-2 に 7 月 11～14 日にかけて、福岡県・熊本県・大分県・佐賀県で、総降水量 300[mm] 以上、または日降水量 200[mm] 以上を観測した地点についてまとめる。このように 12 日

に熊本や大分を中心に大雨となり，特に熊本の一部市町村では 24 時間雨量 200[mm]以上を観測した．さらに 13 日には福岡，佐賀，14 日には福岡，大分などを中心に大雨となり，多くの観測地点において観測史に残る記録的な大雨となった．そして，この大雨により河川の氾濫や土石流が発生し，住家被害 13,263 棟（損壊 769 棟，浸水 12,494 棟）の他，道路損壊，農業被害，停電被害，交通障害等も発生した．また，これに伴い有明海における流入河川の河川流量も著しく増加した．本研究の対象としている筑後川の流量に注目すると，7 月 11～14 日における一日当たりの流量はここ 10 年間における平均的な一日当たりの流量に対して，約 30 倍にも達していた．その結果，有明海に大量に流入した河川水によって有明海全域で大規模な塩分成層が形成された．本研究では，この平成 24 年 7 月九州北部豪雨季を解析対象期間としている

2.4 解析条件

本研究では，堤防有無による評価のため，潮受け堤防がある場合（現在）と潮受け堤防がない場合（堤防建設以前）とで別々の条件を与えて数値解析を行っている．以下にそれぞれの解析条件を示す．

(1)潮受け堤防がある場合

(a)計算期間

解析対象期間は 2012 年 7 月 11 日 0 時から 31 日 23 時とした．ただし，助走期間を考慮し，計算期間は 2012 年 6 月 1 日 0 時から 7 月 31 日 23 時としている．

(b)塩分の初期条件

全計算領域において 34PSU としている．

(c)水表面境界条件

諫早 AMeDAS の降水量データ，熊本 AMeDAS の気温，湿度，全天日射量データを与えている．

(d)河口の流入境界条件

国土交通省の水文水質データベースより取得した筑後川（瀬の下），矢部川（船小屋），菊池川（玉名，岩崎），白川（代継橋），緑川（城南，大六橋，富合），嘉瀬川（池森，深町）及び六角川（妙見橋，武雄川，溝ノ上）の河川流量データを用いた．（ ）内は各河川の観測地点である．数値解析で与える河川流量データは各河川の河口までの流域面積に比例させることにより算定した．なお，第 3 章，第 4 章では筑後川起源水を対象とした解析を行っているが，他の河川からの流入も与えていることに留意する．図 2-4 に 7 月 11～31 日における筑後川の河川

流量を示す。

(e)排水門境界条件

農水省九州農政局より取得した南北排水門からの排水量データを用いた。図 2-5 に 7 月 11～31 日における南北排水門からの排水量を示す。

(f)沖合境界条件

気象庁より取得した外海の枕崎（鹿児島県）と福江（五島）における潮位振幅を平均した値を与えた。図 2-6 に 7 月における枕崎と福江の潮位振幅を示す。

(g)海表面境界条件

農水省九州農政局が観測した B3 地点における風向風速データから算定される風応力を全領域一様に作用させている。図 2-7 に 7 月 11～31 日における風向風速ベクトルを示す。

(2)潮受け堤防がない場合

堤防を取り除いているため排水門境界条件を与えず、本明川（裏山）の河川流入条件を加えている。その他の解析条件は(1)と同様に与えている。

2.5 モデルの妥当性検証

本モデルを開発した千葉(2013)は、伊勢湾を対象として、2010 年および 2011 年の再現計算を行い、国交省が設置した自動観測局による観測データと再現計算結果を比較しており、再現精度は良好であったことを示している。

本研究の対象海域である諫早湾においては、農林水産省九州農政局が 2003 年 10 月から諫早湾内に設置した観測塔において、毎正時に鉛直方向に 0.5m 間隔で水質観測を行っている。その観測地点は図 2-8 に示す 6 地点(B3, B4, B5, B6, S1, S6)であり、水温、塩分、濁度、クロロフィル a(Chl.a)、溶存酸素(DO)、pH の 6 項目を多項目水質計により観測している。図 2-9 に観測手順を示す。

本節では有明海 3 次元流動モデルの妥当性を検証するために、7 月 11 日から 31 日における九州農政局の観測結果と本モデルによる再現計算の解析結果の比較を行う。解析対象データは塩分の時空間分布で、対象地点は湾央部 B3、湾口部 B6、北排水門付近 S1、南排水門付近 S6 の 4 地点とする。

図 2-10 に B6 地点における観測結果と計算結果を示す。同時期に B3 地点において観測された風向風速ベクトル図と、筑後川河川流量も併載する。大規模塩分成層形成から塩分の回復に至るまでの時空間的变化や潮汐振幅の再現性など

は良好で、全体的に再現計算結果は観測結果を概ね再現していると言える。

図 2-11 に B3 地点における観測結果と計算結果を示す。諫早湾中央付近においても再現計算結果は観測結果をよく再現しており、特に低塩分水塊の流入のタイミングなどは良好に再現されていることがわかる。

図 2-12 に S1 地点における観測結果と計算結果を、図 2-13 に、S6 地点における観測結果と計算結果を示す。湾奥の 2 地点においても低塩分水塊の流入のタイミングなどはよく再現されており、再現計算結果は観測結果を概ね再現しているといえる。

以上の結果より、本モデルの妥当性を確認した。

2.6 解析対象領域の定義

本節では、本研究における解析対象領域を明確に定義する。

第 3 章では有明海奥部を対象に解析を行っている。図 2-14 に示すように大浦市と大牟田市を結んだライン（大浦－大牟田ライン）より北の海域を有明海奥部とし、図中に矢印で示すプロセスをそれぞれ①筑後川河川水の有明海奥部への「流入」、②筑後川河川水の有明海奥部からの「流出」、と定義する。(a)は堤防がある場合、(b)は堤防がない場合の模式図である。

第 4 章では諫早湾を対象に解析を行っている。図 2-15 に示すように(a)では、湾口部を結んだラインから潮受け堤防の位置までを諫早湾領域とし、(b)では湾口部を結んだラインから本明川の河口域までを諫早湾領域とする。また、図中に矢印で示すプロセスをそれぞれ①筑後川起源水の諫早湾への「流入」、②筑後川起源水の諫早湾からの「流出」、と定義する。

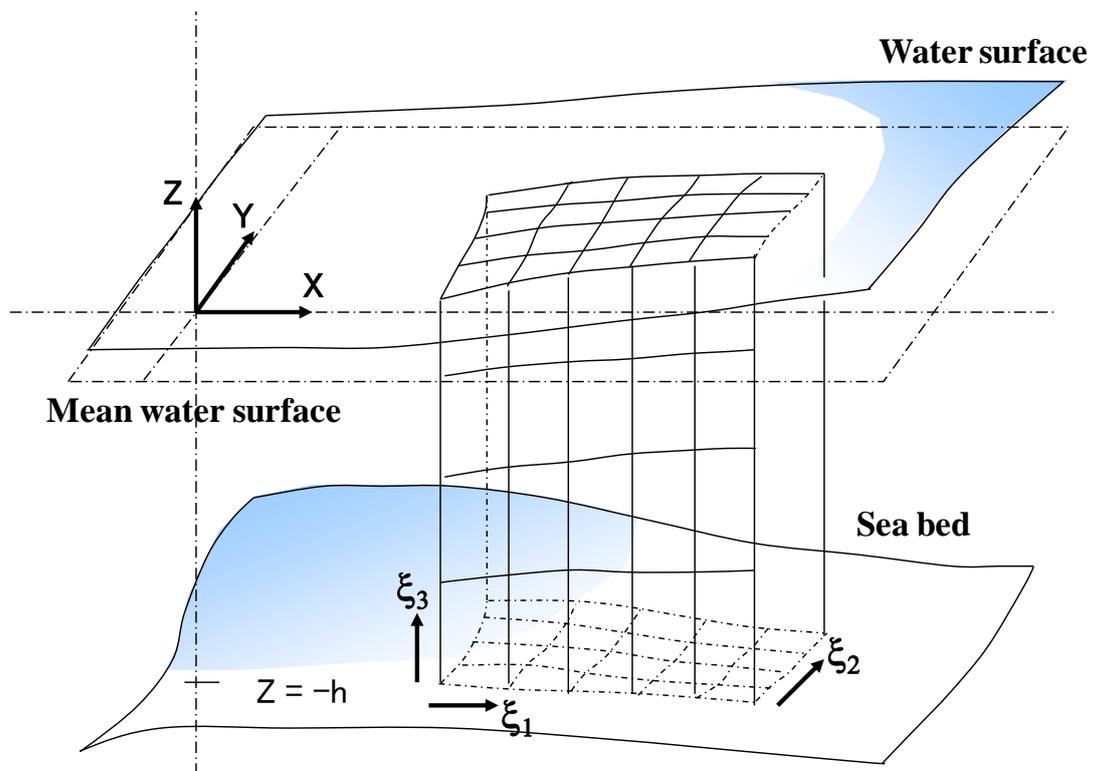


図 2-1 3次元デカルト座標

表 2-1 基礎方程式系の変数

変数	説明	変数	説明
x, y, z	デカルト座標系の座標変換	t	時間
u_x, u_y, u_z	速度ベクトル成分	ρ	密度
ρ_0	基準密度	ν_h	水平渦動粘性係数
g	重力加速度 $g > 0$	ν_z	鉛直渦動粘性係数
T	温度	f_c	コリオリ力係数
S	塩分	k_{th}	温度の水平渦拡散係数
η	平均水面からの水面変位	k_{tz}	温度の鉛直渦拡散係数
$\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz}$	粘性応力成分	k_{sh}	塩分の水平渦拡散係数
		k_{sz}	塩分の鉛直渦拡散係数

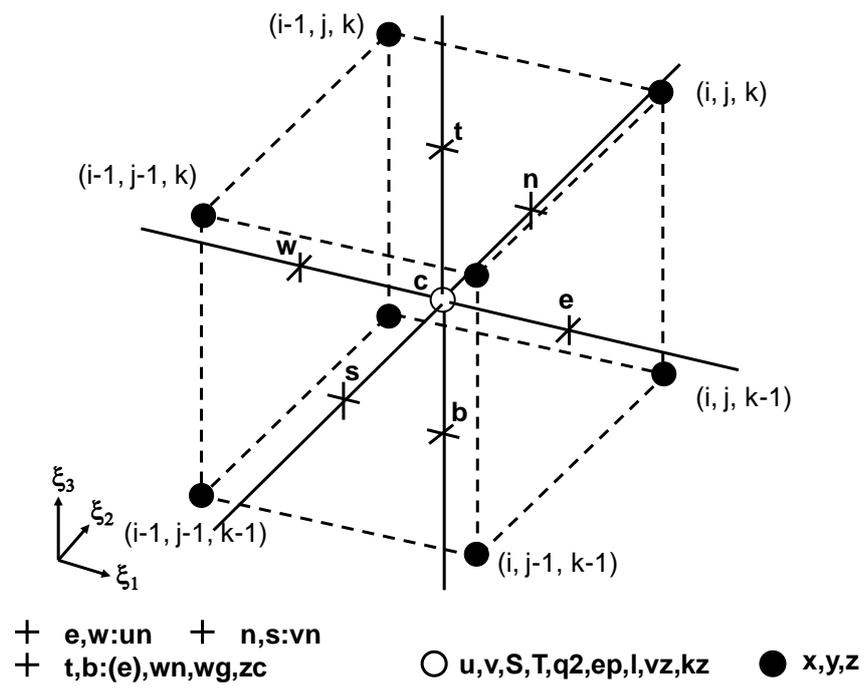


図 2-2 計算格子

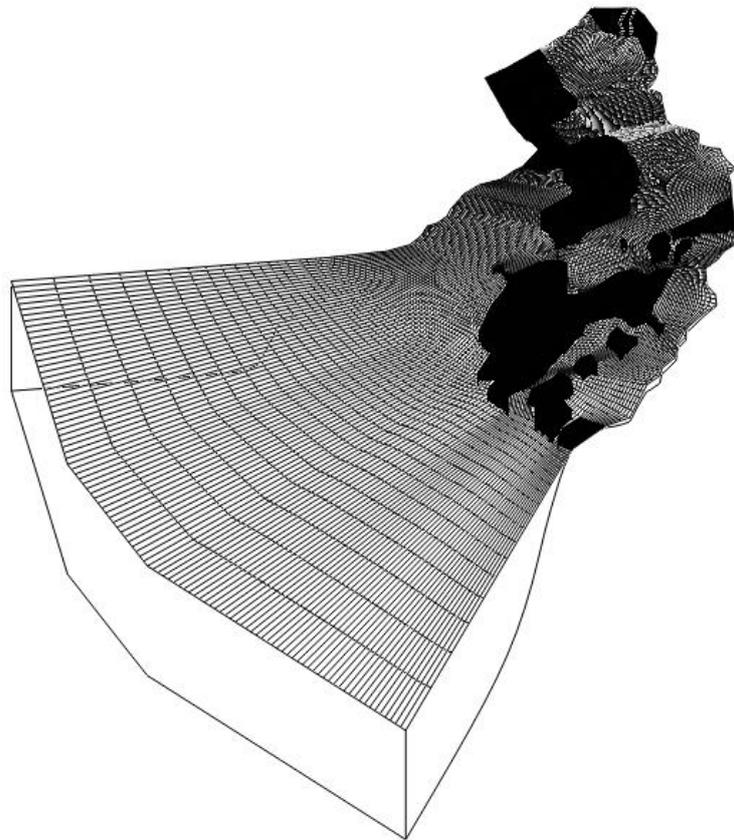


図 2-3 計算グリッド

表 2-2 日降水量及び総降水量（7月11日～14日）
 （福岡管区气象台「災害時気象速報 平成24年7月九州北部豪雨」より引用）

県	市町村	地点名(よみ)	11日	12日	13日	14日	総降水量
熊本県	阿蘇市	阿蘇乙姫(アソトヒメ)	15.0	493.0	148.0	160.5	816.5
大分県	日田市	椿ヶ鼻(ツバキガハナ)	44.0	99.5	144.5	368.5	656.5
福岡県	八女市	黒木(クロキ)	87.5	27.0	119.5	415.0	649.0
福岡県	久留米市	耳納山(ミノウサン)	115.0	23.0	232.0	232.0	602.0
熊本県	阿蘇郡南阿蘇村	阿蘇山(アソサン)	9.5	383.5	93.5	84.0	570.5
熊本県	阿蘇郡南小国町	南小国(ミナコクニ)	21.0	114.5	172.5	185.5	493.5
熊本県	菊池市	菊池(キクチ)	17.5	309.5	65.0	93.5	485.5
福岡県	久留米市	久留米(クルマ)	93.0	19.5	219.0	137.5	469.0
大分県	日田市	日田(ヒタ)	50.5	52.5	122.0	237.0	462.0
熊本県	山鹿市	鹿北(カキ)	23.5	91.0	92.5	225.5	432.5
熊本県	球磨郡五木村	五木(イツキ)	20.5	344.5	48.0	7.5	420.5
福岡県	柳川市	柳川(ヤナガワ)	70.5	31.0	146.0	167.5	415.0
熊本県	上天草市	松島(マツシマ)	7.5	273.5	20.0	113.5	414.5
福岡県	田川郡添田町	英彦山(ヒコサン)	71.0	6.5	110.5	225.5	413.5
大分県	竹田市	竹田(タケタ)	2.5	251.0	106.5	42.0	402.0
大分県	中津市	耶馬溪(ヤハケイ)	32.0	17.0	143.0	209.5	401.5
熊本県	上益城郡益城町	益城(マシキ)	4.0	211.0	59.0	127.5	401.5
福岡県	田川郡添田町	添田(ソエダ)	50.0	0.5	63.0	279.0	392.5
大分県	玖珠郡玖珠町	玖珠(クス)	11.5	78.5	82.5	220.0	392.5
福岡県	朝倉市	朝倉(アサクラ)	54.5	3.5	176.5	152.0	386.5
佐賀県	杵島郡白石町	白石(シロイシ)	40.0	3.5	258.5	82.0	384.0
佐賀県	佐賀市	川副(カワソエ)	60.5	22.5	155.0	137.0	375.0
佐賀県	佐賀市	佐賀(サガ)	57.5	20.0	228.5	66.0	372.0
熊本県	熊本市中央区	熊本(クマモト)	9.5	183.0	38.5	136.5	367.5
熊本県	葦北郡芦北町	田浦(タノウ)	6.5	339.0	4.5	0.5	350.5
佐賀県	鳥栖市	鳥栖(トス)	76.0	2.0	178.0	86.0	342.0
大分県	由布市	湯布院(ユフイン)	9.0	99.0	63.5	166.5	338.0
福岡県	太宰府市	太宰府(ダザイフ)	60.5	0.0	107.5	161.0	329.0
佐賀県	嬉野市	嬉野(ウレシノ)	57.5	13.5	150.5	106.5	328.0
福岡県	福岡市早良区	早良脇山(サワラワキヤマ)	82.0	0.0	123.5	122.0	327.5
熊本県	玉名市	岱明(タイメイ)	16.0	169.0	46.0	85.0	316.0
佐賀県	佐賀市	北山(ホクサン)	96.5	0.0	139.5	72.5	308.5
福岡県	大牟田市	大牟田(オオムタ)	24.0	93.0	62.5	123.0	302.5
熊本県	八代市	八代(ヤツシロ)	9.0	265.0	10.5	17.5	302.0
熊本県	阿蘇郡高森町	高森(タカモリ)	5.5	204.0	50.5	33.5	293.5
熊本県	球磨郡山江村	山江(ヤマエ)	12.5	228.0	21.0	5.5	267.0
熊本県	球磨郡球磨村	一勝地(イツショウチ)	15.5	238.0	10.0	0.5	264.0

単位：mm

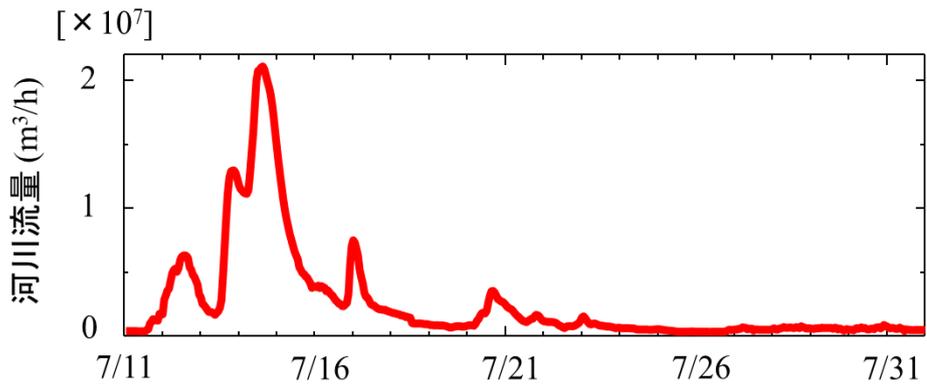
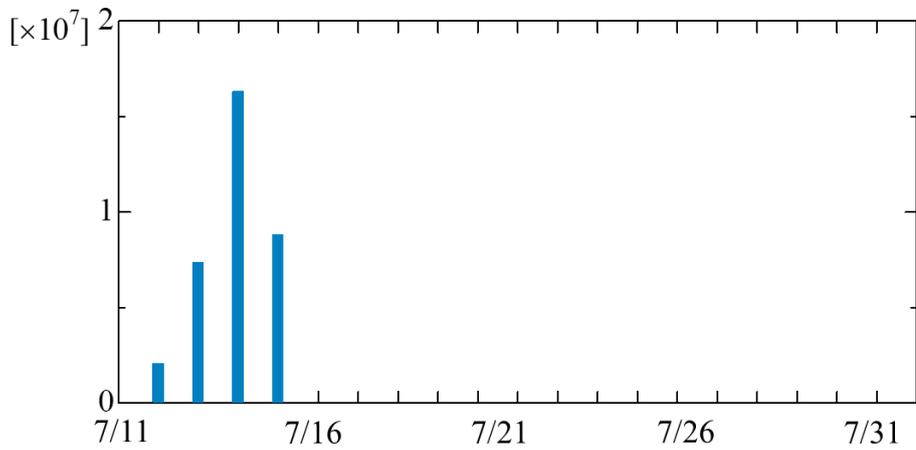
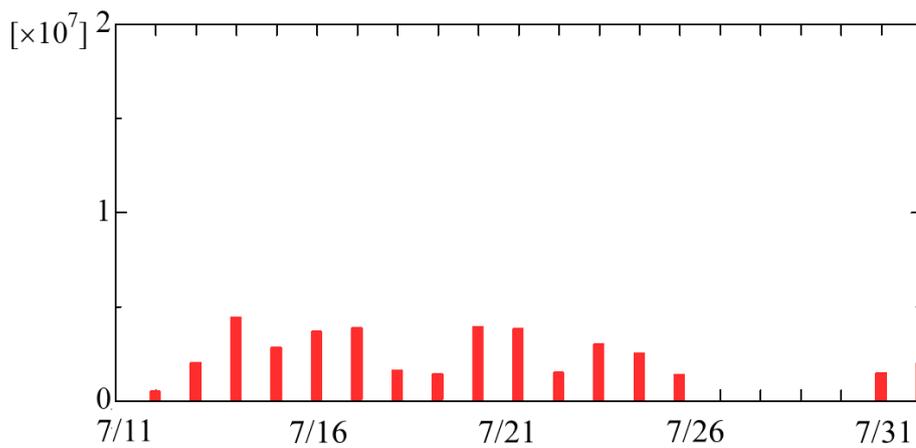


図 2-4 7月 11 日～7月 31 日における筑後川の河川流量

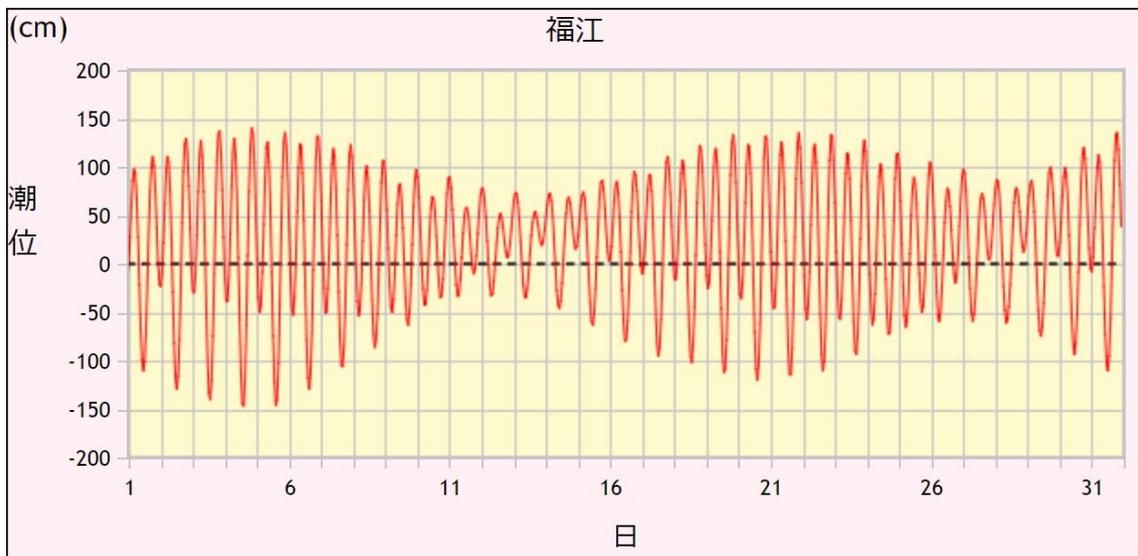


(a) 北排水門

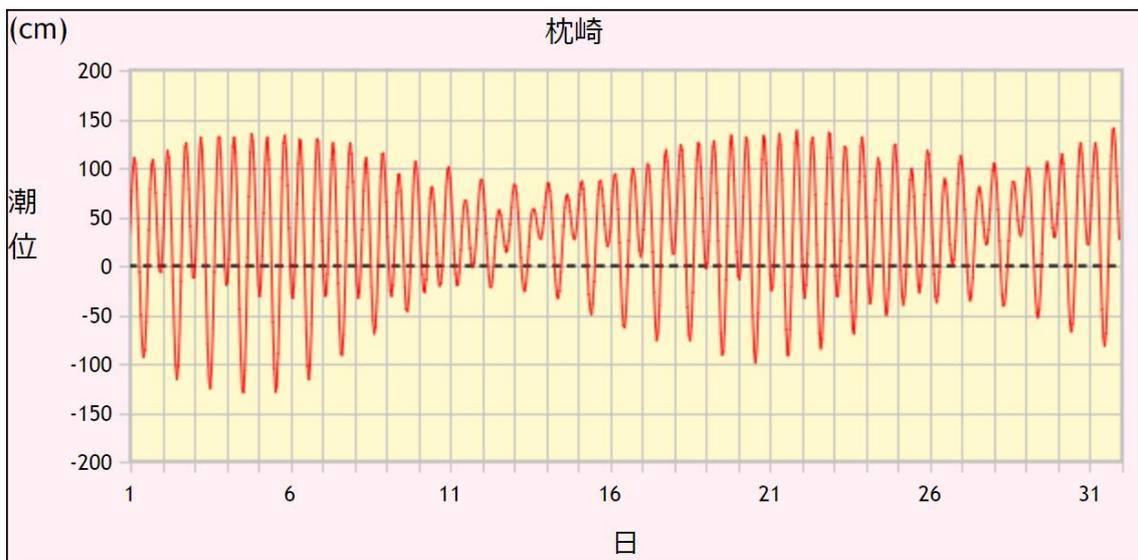


(b) 南排水門

図 2-5 7月 11 日～7月 31 日における南北排水門からの排水量



(a) 福江における潮位振幅



(b) 枕崎における潮位振幅

図 2-6 7月1日～7月31日における外海の潮位振幅
(気象庁 「潮汐観測資料」より引用)

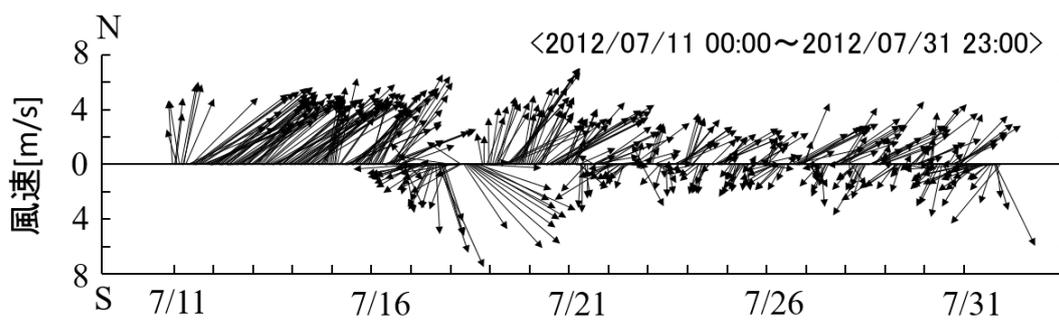


図 2-7 B3 地点における 7 月 11～7 月 31 日の風向風速ベクトル

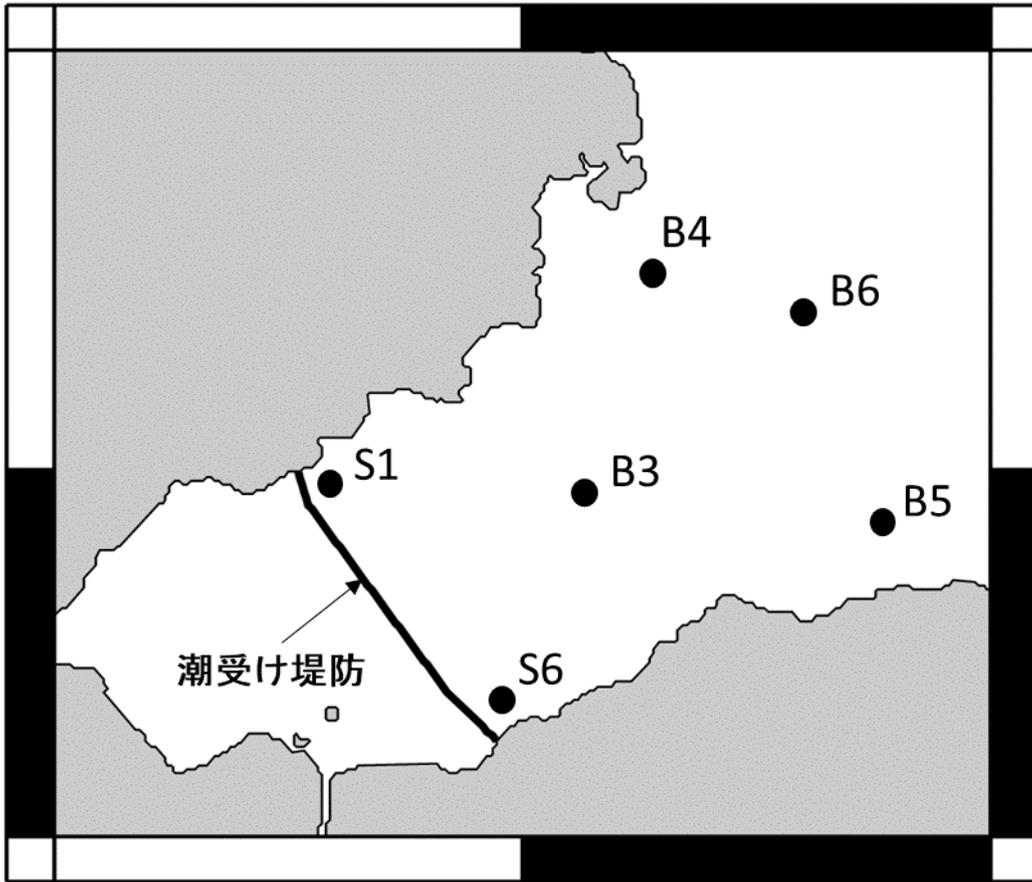


図 2-8 九州農政局の観測地点

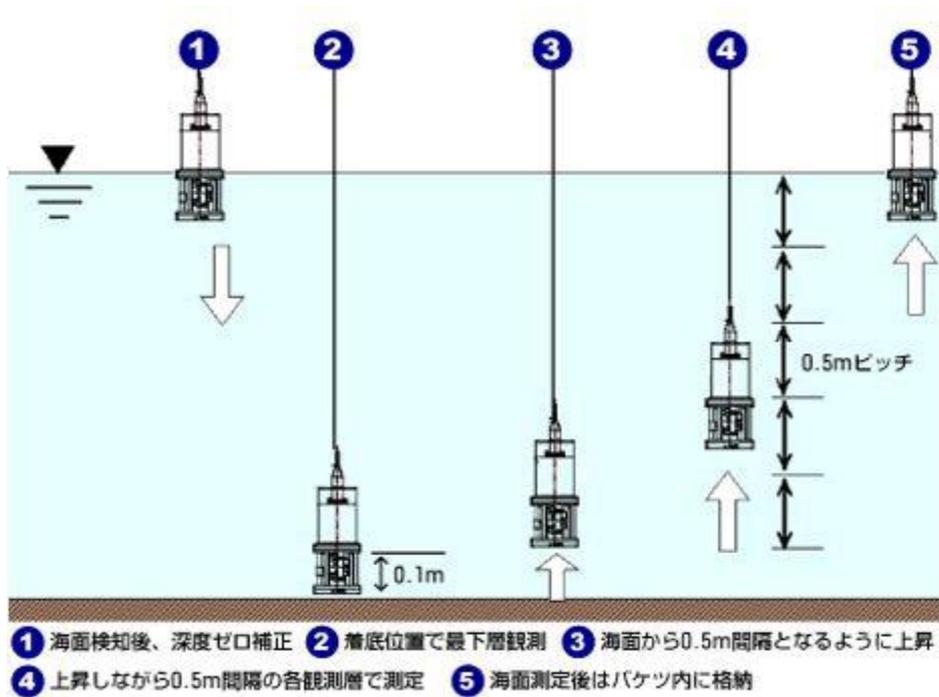


図 2-9 多項目水質計による観測手順
(有明海貧酸素水塊連測観測(諫早湾)より引用)

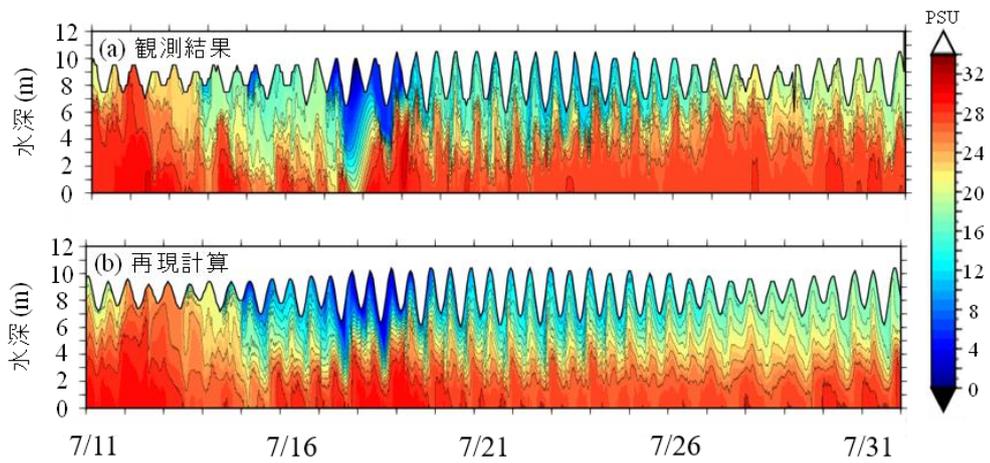
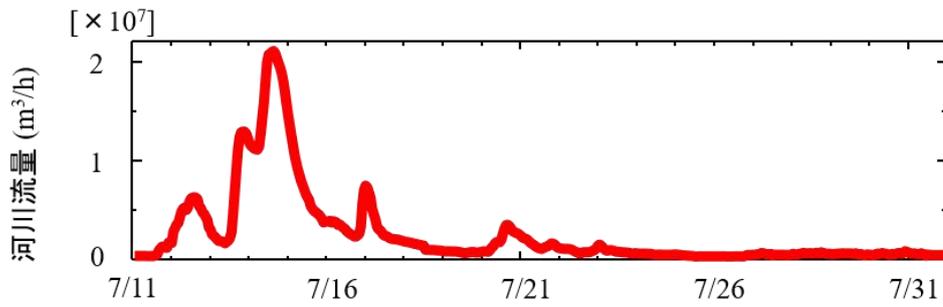
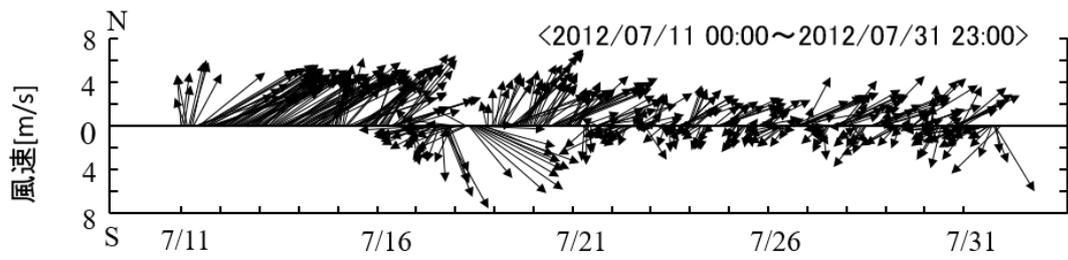


図 2-10 B6 地点における塩分の観測結果と解析結果

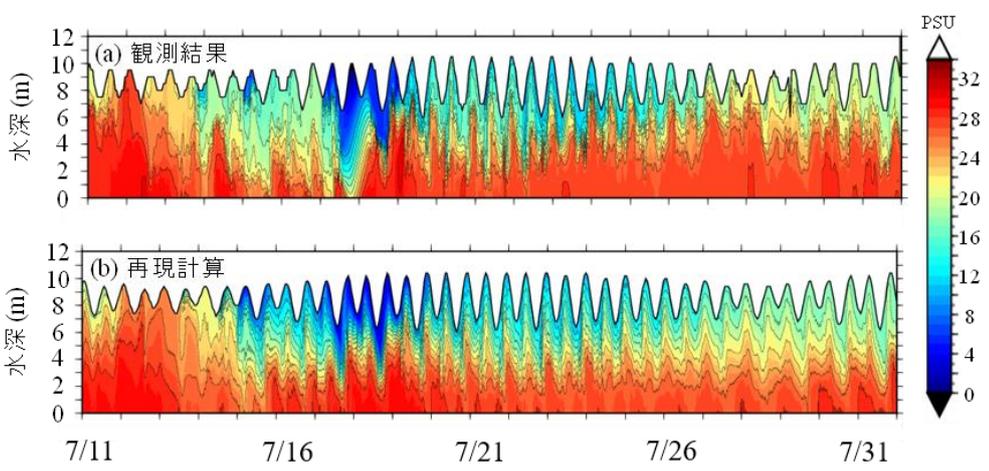
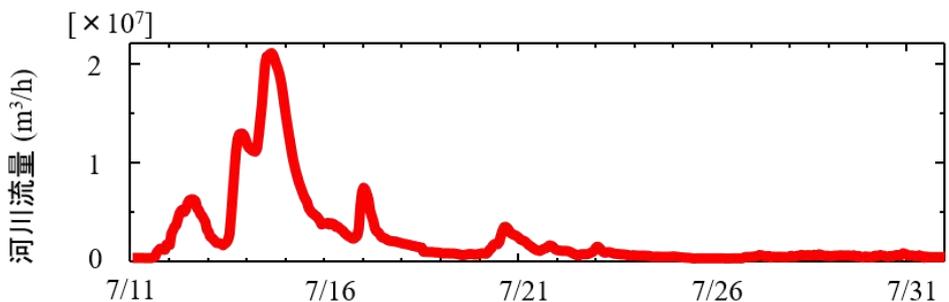
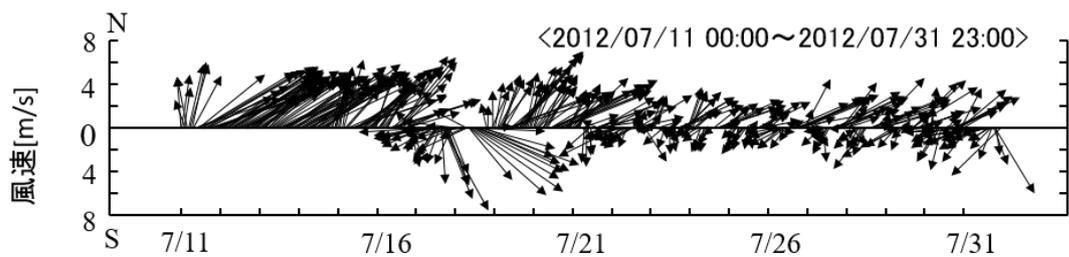


図 2-11 B3 地点における塩分の観測結果と解析結果

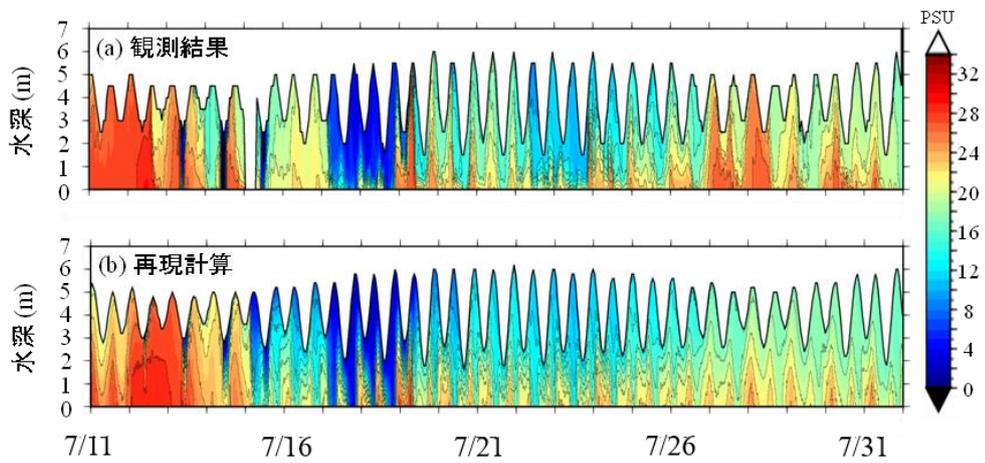
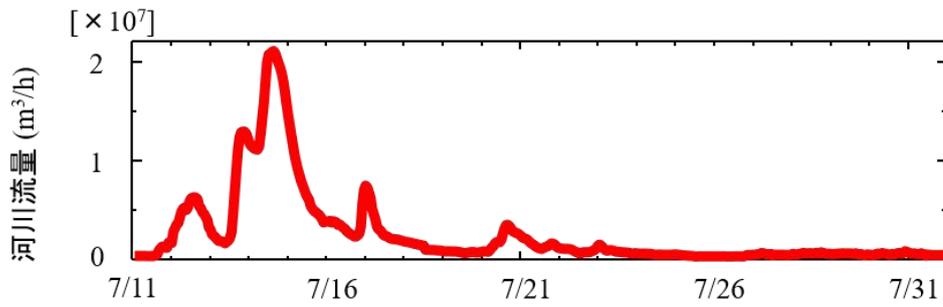
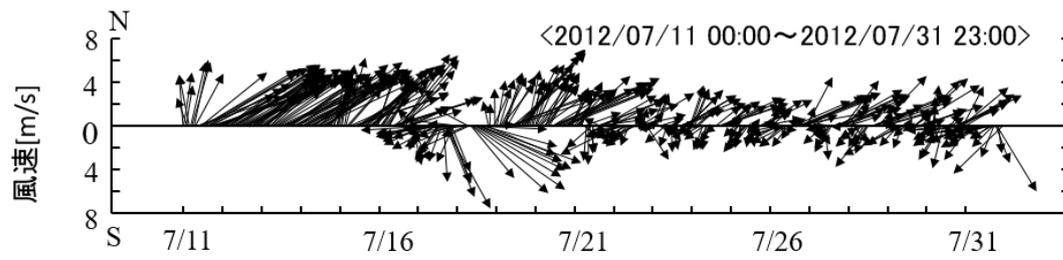


図 2-12 S1 地点における塩分の観測結果と解析結果

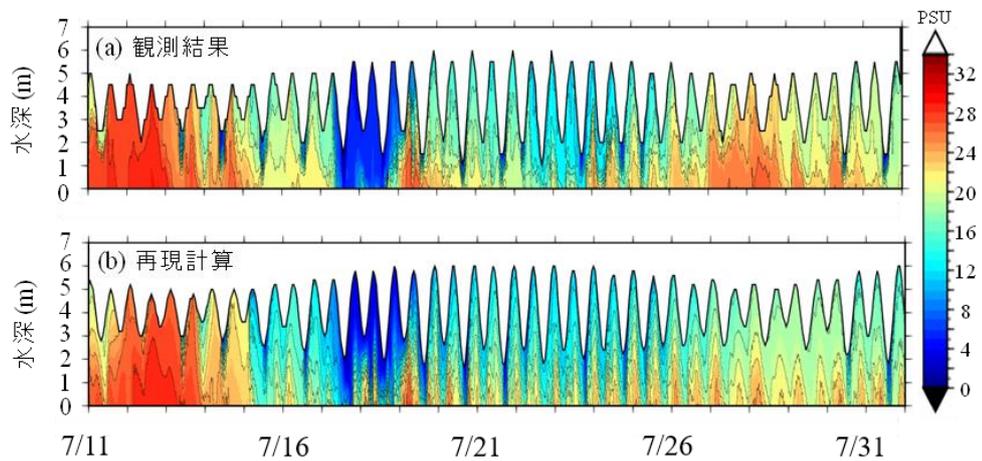
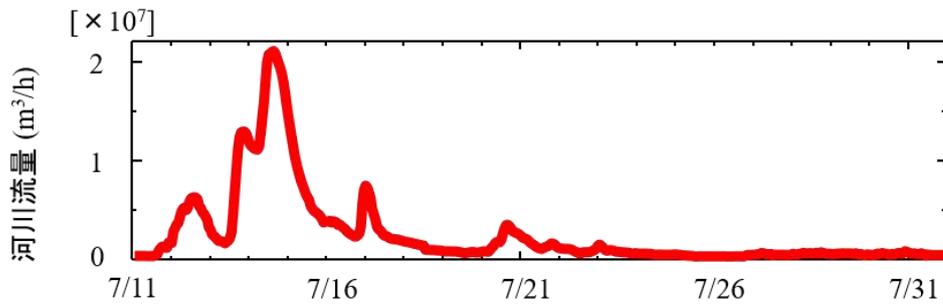
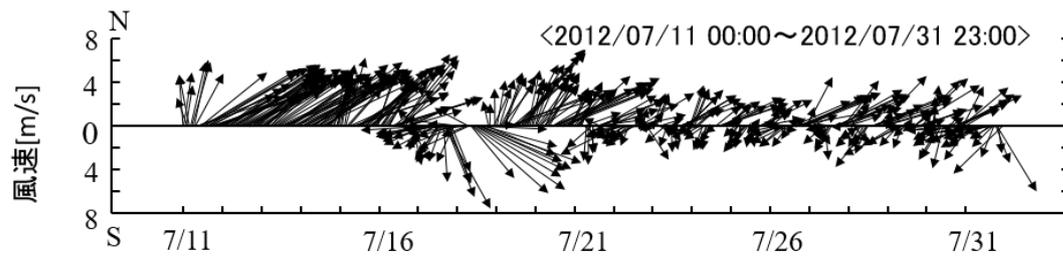
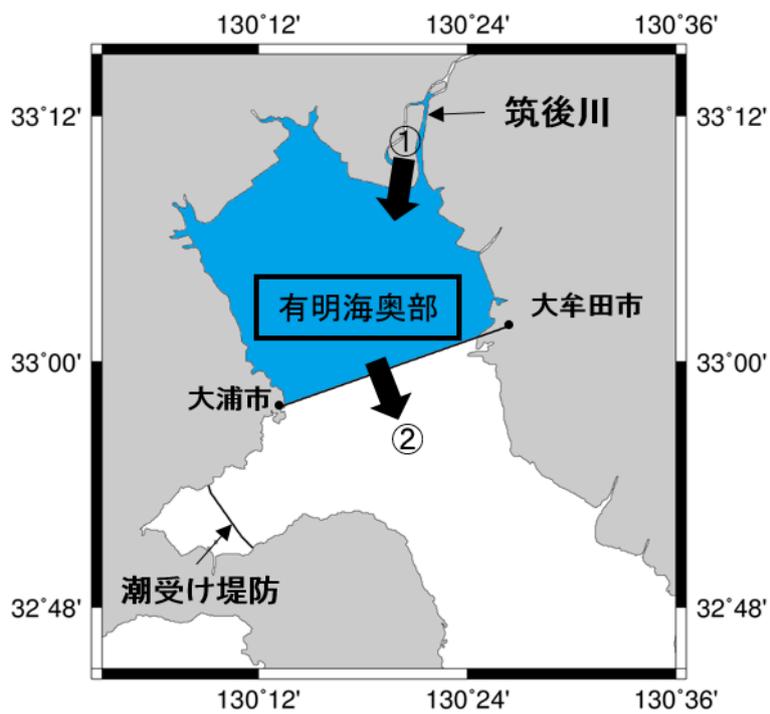
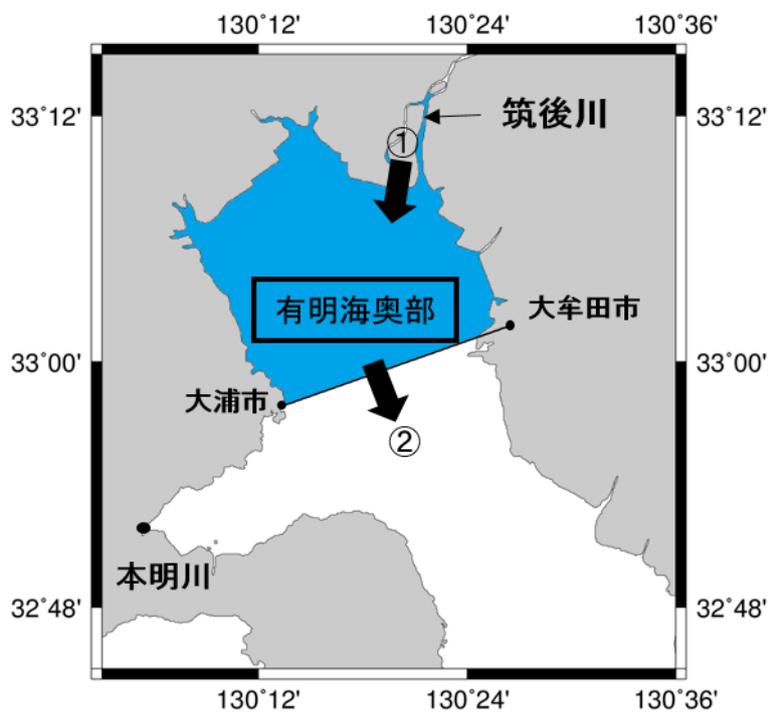


図 2-13 S6 地点における塩分の観測結果と解析結果



(a) 堤防がある場合

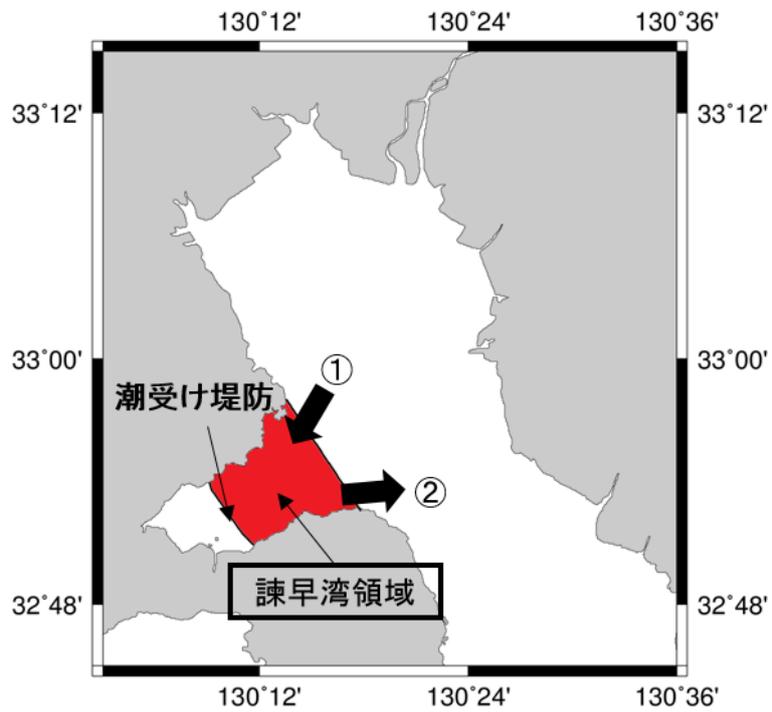


(b) 堤防がない場合

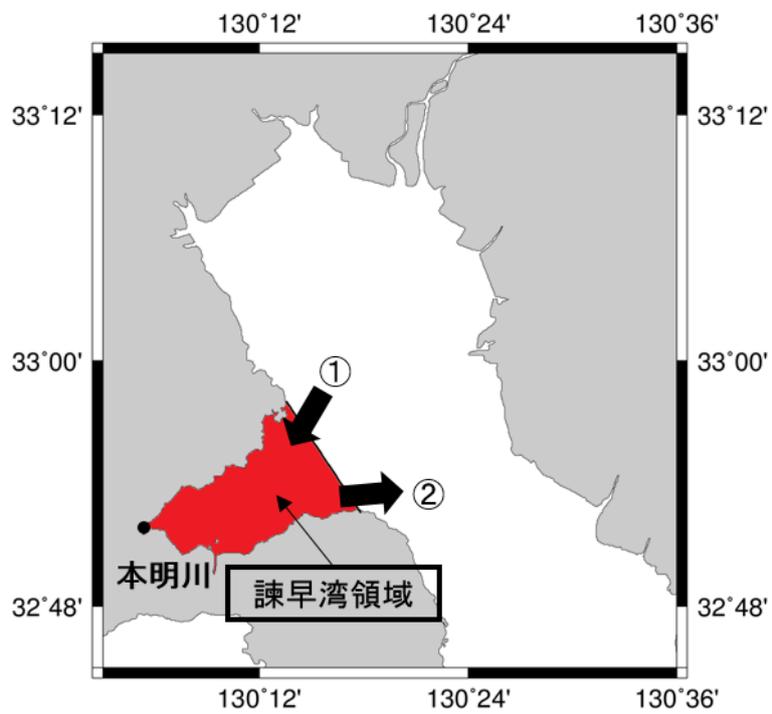
図 2-14 有明海奥部における筑後川河川水の流入・流出プロセスの模式図

①：筑後川河川水の有明海奥部への流入

②：筑後川河川水の有明海奥部からの流出



(a) 堤防がある場合



(b) 堤防がない場合

図 2-15 諫早湾領域における筑後川起源水の流入・流出プロセスの模式図

- ① : 筑後川起源水の諫早湾領域への流入
- ② : 筑後川起源水の諫早湾領域からの流出

第3章

有明海奥部における筑後川河川水の 流入・流出特性

3.1 解析手法

有明海における筑後川河川水の動態を明らかにするために、外海の振幅を定常振幅 1.2, 0.8, 0.4[m]とした 3 ケースについて仮想計算を行った。また、潮位振幅の大きさによる比較であるため風応力は作用させず、対象期間において全領域で風速を 0[m/s]とした。

粒子法を用いて、干潮時に有明海奥部へ流入した筑後川河川粒子（干潮時のクラウド）の動態、上げ潮最強時に有明海奥部へ流入した筑後川河川粒子（上げ潮最強時のクラウド）の動態、満潮時に有明海奥部へ流入した筑後川河川粒子（満潮時のクラウド）の動態、下げ潮最強時に有明海奥部へ流入した筑後川河川粒子（下げ潮最強時のクラウド）の動態をそれぞれ調べ、筑後川河川水の有明海奥部からの流出特性と潮位振幅の関係、流出特性と流入時の潮汐位相の関係を定量的に明らかにした。また、潮受け堤防を取り除いた場合について同様の仮想計算を行い、筑後川河川水の有明海奥部からの流出特性が堤防の有無によってどのように変化するかを定量的に評価した。

4 パターンの位相はいずれも筑後川河川流量が著しく増加している 7 月 12～13 日の期間を対象とした。クラウドは各位相の前後 30 分間に有明海奥部へ流入した粒子を対象としている。粒子は筑後川からの積算排水量が 1.0×10^6 [m³]に達するごとに 30 個排出するように設定しているが、河川流量は平成 24 年 7 月九州北部豪雨期の実測値を与えているため一定ではなく、各位相で対象粒子数はわずかに異なっている。図 3-1 に定常振幅と各位相の模式図を示す。さらに、表 3-1 に各位相とクラウドの選定条件をまとめる。

3.2 有明海奥部における河川水の流入・流出プロセス

本節では有明海奥部における筑後川河川水の流入・流出プロセスを詳細に把握するために、各位相時に流入したクラウドの存在割合の経時変化を調べ、粒子の可視化を行った。さらに、塩分の平面および鉛直分布より、潮位振幅によって

塩分の成層構造がどのように変わるかを調べた。

3.2.1 流入・流出プロセス

各位相時に流入したクラウドの存在割合の経時変化を図 3-2 に示す。(a)~(c) はそれぞれ潮位振幅 1.2, 0.8, 0.4[m]の結果である。ここで横軸に時間 t [h], 縦軸に有明海奥部における存在割合 A を取っている。時間は流入時を 0[h]とし, 0~72[h] (3 日間) を解析期間と定め, 1 時間ごとの存在割合を求めている。流入直後は全ての粒子が有明海奥部に存在しているため存在割合は 1 で, 奥部から南部へ流出するにつれて存在割合が減少するようなグラフになっている。存在割合は各時間ステップにおける各粒子の座標値を出力することにより求めている。(a)より, 各位相時のクラウドの流出特性に明確な違いが見られる。まず, 干潮時のクラウドは有明海奥部から流出するまでに最も時間がかかると共に有明海奥部からあまり流出していないことがわかる。ここで, 図 3-3 に干潮時に有明海奥部へ流入した粒子 (干潮時のクラウド) の平面分布を示す。(a)~(d)はそれぞれ流入から 0, 6, 12, 18 時間後の分布である。この分布は表層から底層までの全層に存在する粒子を 2 次元的に表示していることに注意する。(a), (b)より干潮時に流入した粒子は有明海流入後, 上げ潮流れによって河口域へ押し戻されていることがわかる。その後, (c)のように下げ潮流れによって南部へ輸送されているが, (d)のように上げ潮の流れによって再び湾奥部へ輸送されている。さらに, 初めに約 6 時間の上げ潮流れを受けた影響によって, (c)や(d)においても多くの粒子が河口域に長く滞留してしまっていることがわかる。一方, 図 3-2(a)より満潮時のクラウドは 4~5 時間で奥部からの流出が認められ, より多くの粒子が有明海奥部から流出していることがわかる。ここで同様に図 3-4 に満潮時に有明海奥部へ流入した粒子 (満潮時のクラウド) の平面分布を示す。(a), (b)より満潮時に流入した粒子は有明海流入後, 下げ潮の流れによってすぐに南部へ輸送されていることがわかる。その後, (c)のように上げ潮流れによって再び有明海奥部へ輸送されるが, (d)では(b)よりも多くの粒子が有明海奥部から流出している。また, 初めに約 6 時間の下げ潮流れを受けた影響により, 河口域に滞留する粒子はほとんどなく, その後も南部への輸送が促進されていることがわかる。次に, 図 3-2(a)より上げ潮, 下げ潮最強のクラウドを比較すると, 流出開始時間にわずかな差があるが, 同じような流出傾向を示している。上げ潮最強時のクラウドは有明海流入直後に約 3 時間の上げ潮の流れを受けるが, 干潮時に有明海へ流入した場合よりもその時間が短く, その後に下げ潮の流れを受ける。逆に, 下げ潮最強時のクラウドは有明海流入直後に約 3 時間の下げ潮の流れを受けるが, 満潮時に有明海へ流入した場合よりもその時間が短く, その後に

上げ潮の流れを受ける。このため上げ潮、下げ潮最強時のクラウドは干潮時と満潮時の中間を通るようなグラフになっている。このように潮位振幅 1.2[m]においては流入時の位相の違いによって筑後川河川水の動態が大きく異なり、1.2 節で述べた、吉井ら(2010)の見解「河川水の動態は出水時の潮汐の位相によって変化する」を数値解析的に示した。

図 3-2(a)と(b)のグラフを比較すると、全体的に同様の傾向を示しているが、(b)は(a)ほど各位相時のクラウドの違いが明確ではない。これは潮位振幅が 1.2[m]から 0.8[m]へ小さくなったことで、流入時の潮流（流速）が小さくなったためであると考えられる。

図 3-2(c)の潮位振幅 0.4[m]では、さらに潮流が小さくなり、各位相時のクラウドに明確な違いは認められない。しかしながら、(c)のグラフを(a)、(b)と比較すると、各位相時のクラウドの存在割合が少なくなっており、有明海奥部からの流出が促進されていることがわかる。これは潮位が小さい方が河川水と海水の鉛直混合が弱くなり、より明確な密度成層が形成され、密度流が支配的になることで河川水（低塩分水塊）が表層を流動しやすくなっているためであると考えられる。

以上の結果から、筑後川河川水は流入時に上げ潮あるいは下げ潮の流れを受けるかによってその動態が変わる。さらに、流入から何時間その流れを継続的に受けるかによっても動態が変わることがわかった。そして、潮位振幅が大きい場合にその違いが明確であるが、潮位振幅が小さくなるにつれてその違いが明確でなくなる。つまり、筑後川河川水の流動特性は、潮位振幅が大きい場合には流入時の潮汐位相に依存するが、潮位振幅が小さくなるにつれて、その依存性が弱くなる傾向にある。さらに、潮位振幅が 0.4[m]のように小さな値であると、より明確な密度成層が形成され、密度流による低塩分水塊の輸送が支配的になり、有明海奥部からの流出が促進される可能性が示唆される。

3.2.2 表層塩分の平面分布

前節で潮位振幅が小さくなることで鉛直混合が弱くなり、より明確な密度成層が形成されている可能性を指摘した。図 3-5(a)~(c)に 7 月 11 日 0 時の有明海全域における表層塩分分布を示す。ただし、塩分濃度は筑後川河川水のみ淡水供給だけでなく、他の河川ならびに排水門からの淡水供給による影響も考慮していることに注意する。本解析では 6 月 1 日~7 月 11 日 0 時までを助走期間としており、助走期間において既に表層塩分に大きな違いが見られる。潮位振幅 1.2[m]では有明海全域で 20~28PSU と高塩分であり、0.8[m]では 14~22PSU、0.4[m]では 4~16PSU と潮位振幅が小さくなるにつれて低塩分となった。この結

果から、潮位振幅が大きい場合は底層の高塩分水塊と表層の低塩分水塊がよく混合されているために表層において比較的高塩分になっている、潮位振幅が小さい場合は底層の高塩分水塊と表層の低塩分水塊があまり混合されていないために表層において比較的低塩分になっている、と考えられる。さらに、図 3-6(a)~(c)に 7 月 15 日 0 時の有明海全域における表層塩分分布を示す。この結果からも同様に潮位振幅が小さくなるにつれて有明海全域において表層が低塩分となる傾向が確認できる。(a)~(c)の分布すべてに共通する傾向として、この時間は筑後川からの河川流量のピークであるため河口域で 2PSU 以下となっており、7 月 11~15 日に有明海奥部に流入した河川水により、特に有明海奥部において低塩分水塊が認められる。その濃度を比較すると、潮位振幅 1.2[m]においておよそ 2~10PSU, 0.8[m]において 2~8PSU, 0.4[m]において 2~6PSU であり大きな差はない。また、有明海中央部においては比較的、高塩分となっていることが分かる。これは、中央部が湾奥部に比べて、水深が深くなっているためであると考えられる。しかしながら、その濃度を比較すると、潮位振幅 1.2[m]においておよそ 16~20PSU, 0.8[m]において 14~18PSU, 0.4[m]において 6PSU となっており、0.4[m]において表層塩分が著しく低い。これは「潮位振幅が 0.4[m]のように小さな値であると、より明確な密度成層が形成され、密度流による低塩分水塊の輸送が支配的になっている」ことを示唆している。

3.2.3 塩分の鉛直分布

図 3-7(a)~(c)に 7 月 15 日 0 時における大浦一大牟田ラインを断面とした塩分の鉛直分布を示す。(a)は比較的に等高線の間隔が緩やかで底層における塩分濃度はおよそ 28PSU となっている。10PSU 以下の層が中央部のみに形成されており、沿岸域に向かって高塩分となっているため低塩分、高塩分水塊がよく混合しており、鉛直混合が強いと言える。(b)は(a)の分布よりも等高線の間隔がわずかに狭く、底層における塩分濃度に関してもおよそ 29PSU とわずかに高い。さらに、10PSU 以下の層を比較すると(a)の分布よりも層が広範囲に形成されているため潮位振幅が 1.2[m]から 0.8[m]へ小さくなると鉛直混合が弱まり、わずかに成層が発達する。(c)の潮位振幅 0.4[m]ではさらに等高線の間隔が狭く、一様に分布している。さらに、底層では 32PSU となっていて、初期塩分濃度 34PSU からほとんど下がっていないため、(a), (b)に比べて明らかに鉛直混合が弱く、急激に成層が発達していることがわかる。

図 3-5, 3-6, 3-7 から潮位振幅が小さくなるにつれて、鉛直混合が弱まると共に成層が発達し、表層において低塩分となる。さらに、潮位振幅が 0.4[m]のように小さな値であると、より明確な密度成層が形成され、密度流による低塩分水塊

の輸送が支配的になり、河川水の有明海奥部からの流出が促進されることは明らかである。

3.3 潮受け堤防がない場合の流入・流出プロセス

潮受け堤防を取り除いた場合について、同様の仮想計算を行った。本節以降では、これまでの潮受け堤防がある場合についての計算に対しては「堤防あり」、今回の潮受け堤防を取り除いた場合についての計算に対しては「堤防なし」と呼ぶこととする。また、「堤防なし」では排水門からの排水条件は与えず、本明川からの河川流入条件を加えていることに注意する。

まず「堤防なし」における各位相時に流入したクラウドの存在割合の経時変化を図 3-8(a)~(c)に示す。このグラフと図 3-2(a)~(c)「堤防あり」のグラフとをそれぞれ比較する。(a)を比較すると、全体的な流出開始時間や存在割合の変動傾向は概ね一致しているが、特に上げ潮最強時、干潮時のクラウドでは「堤防なし」の方が早く流出し始めると共に、存在割合が小さくなっているため、「堤防あり」に比べてわずかながら有明海奥部からの流出が促進されていると推測される。(b)を比較すると、上げ潮最強時と下げ潮最強時のクラウドの流出順が逆になっている点が挙げられるが、全体的な存在割合の変動はほぼ一致している。(c)を比較すると、各クラウドの流出開始時間にわずかな差があり、満潮時、下げ潮最強時のクラウドに注目すると、「堤防なし」では存在割合が急激に減少した後、緩やかに変動している点にわずかな差異が見られるが、最終的な存在割合はほぼ一致している。また、「堤防なし」においても潮位振幅が小さくなるにつれて、流入時の潮汐位相の依存性が弱くなる傾向が確認できた。

3.4 堤防有無による存在割合の比較

有明海奥部からの流出特性を定量的に評価するために有明海奥部での存在割合の経時変化を次式で近似した。ここで A は存在割合、 $t[h]$ は経過時間、 $t_0[h]$ は流出開始時間、 n は流出率である。

$$A = (t/t_0)^{-n} \quad (1)$$

(1)式において、両辺の自然対数をとることで次式に規格化される。

$$\ln(A) = -n\{\ln(t/t_0)\} \quad (2)$$

ここで図 3-2(a)~(c)「堤防あり」のグラフに関して、縦軸に $\ln(A)$ 、横軸に $\ln(t/t_0)$

を取り、直線の傾きを求めることで流出率 n を決定した。図 3-9(a)~(c)に規格化したグラフを示す。各グラフにおいて 4 つのクラウドの傾きは概ね一致しており、潮位振幅が小さくなるにつれて、その傾き（流出率 n ）は大きくなる傾向を示した。潮位振幅 1.2[m]においては流出率 n が $1/3(0.33)$ 、潮位振幅 0.8[m]においては流出率 n が $2/5(0.4)$ 、潮位振幅 0.4[m]においては流出率 n が 1 となり、最大で約 3 倍もの差があることがわかった。従って、潮位振幅が小さくなるにつれて、筑後川河川水は有明海奥部から流出されやすい傾向にあるということが定量的に示された。

次に図 3-8「堤防なし」を規格化したグラフを図 3-10 に示す。また、表 3-2 に「堤防あり」と「堤防なし」での 3 つの潮位振幅に対応する各位相時のクラウドについて選定した流出開始時間 t_0 [h]、表 3-3 に「堤防あり」と「堤防なし」での 3 つの潮位振幅における流出率 n をまとめる。「堤防あり」では潮位振幅が小さくなるにつれて流出率 n は大きくなる傾向であったが、「堤防なし」においては潮位振幅 1.2[m]で $1/2(0.5)$ 、潮位振幅 0.8[m]で $2/5(0.4)$ 、潮位振幅 0.4[m]で 1 となり、潮位振幅と流出率の関係に明確な傾向は得られなかった。また、表 3-3 より、潮位振幅 0.8[m]、0.4[m]では流出率が一致したが、潮位振幅 1.2[m]においては「堤防なし」の方が流出率は大きくなった。前述のように、潮位振幅 0.8[m]、0.4[m]では各クラウドの全体的な傾向はほぼ一致しており、潮位振幅 1.2[m]では「堤防なし」の方がわずかながら有明海奥部からの流出が促進されているということが定量的に示された。

3.5 結言

本章では、筑後川河川水の有明海奥部からの流出特性と潮位振幅の関係、流出特性と流入時の潮汐位相の関係を定量的に明らかにした。また、潮受け堤防を取り除いた場合について同様の仮想計算を行い、筑後川河川水の有明海奥部からの流出特性が堤防の有無によってどのように変化するかを定量的に評価した。得られた主な結果を以下に示す。

- 1) 筑後川河川水の流動特性は流入時の潮汐位相に依存し、潮位振幅が小さくなるにつれて、その依存性が弱くなる傾向にある。
- 2) 潮位振幅が小さくなるにつれて、鉛直混合が弱まると共に成層が発達し、表層塩分が低下する。さらに、潮位振幅が 0.4[m]のように小さな値であると、急激に成層が発達し、より明確な密度成層が形成されるため密度流による低塩分水塊の輸送が支配的になり、有明海奥部からの流出が促進される。

- 3) 筑後川河川水は潮位振幅が小さくなるにつれて、流出率が増加し、有明海奥部から流出されやすい傾向にある。
- 4) 筑後川河川水の有明海奥部からの流出特性は、潮位振幅が大きい場合に潮受け堤防の有無による影響が顕著に見られ、潮受け堤防がない場合の方が有明海奥部からの流出が促進される。

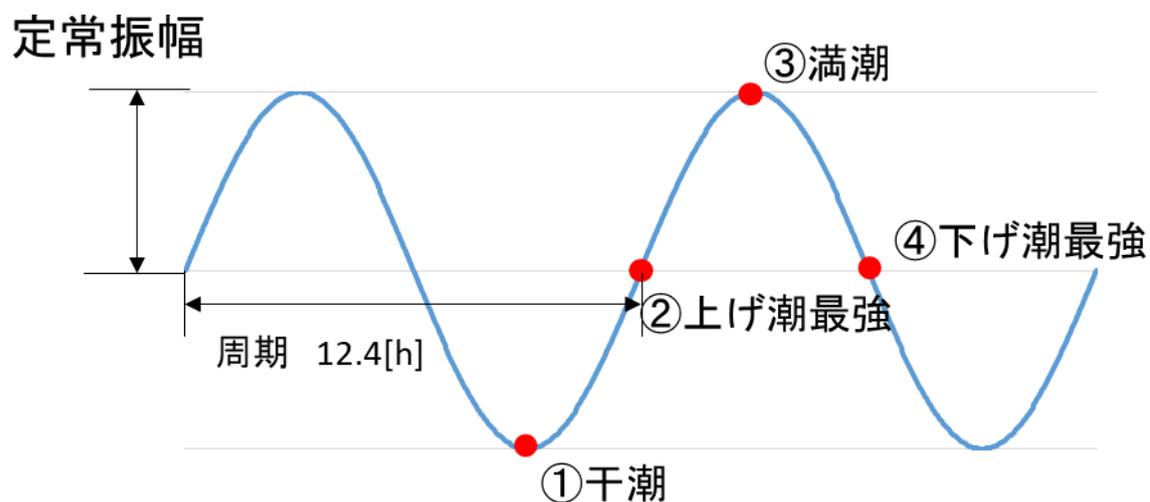


図 3-1 定常振幅および各位相の模式図

表 3-1 各位相とクラウドの選定条件

	各位相の時間	対象とした時間	粒子数
①干潮	7/12 18:06	17:36 ~ 18:36	480 個
②上げ潮最強	7/12 21:12	20:42 ~ 21:42	480 個
③満潮	7/13 0:18	23:48 ~ 0:48	420 個
④下げ潮最強	7/13 3:24	2:54 ~ 3:54	420 個

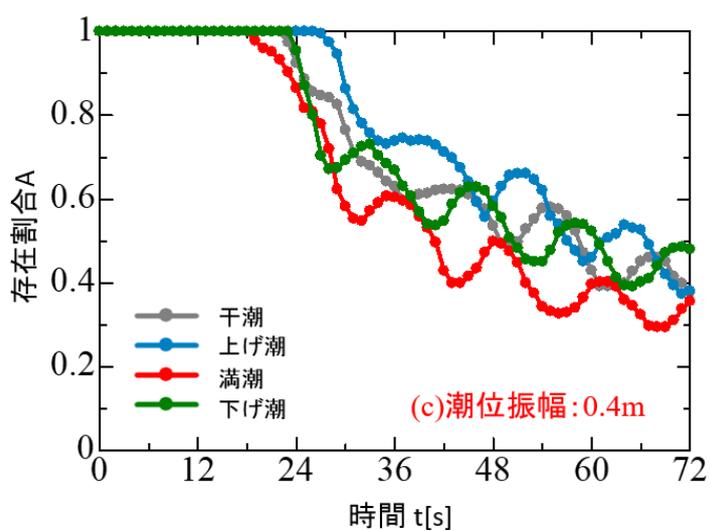
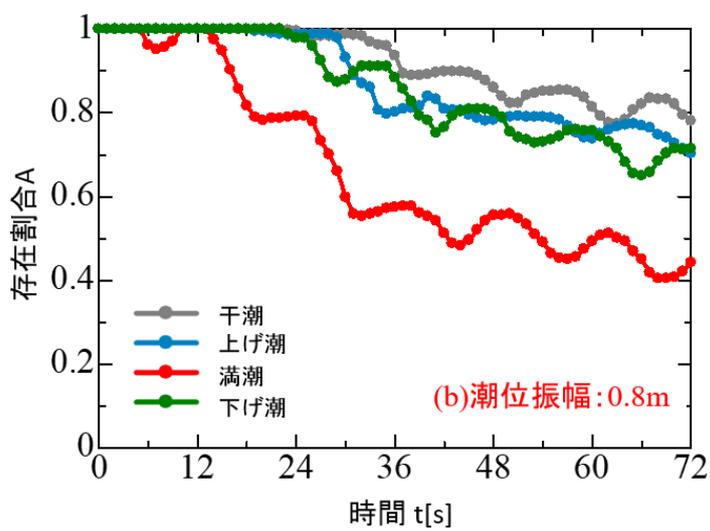
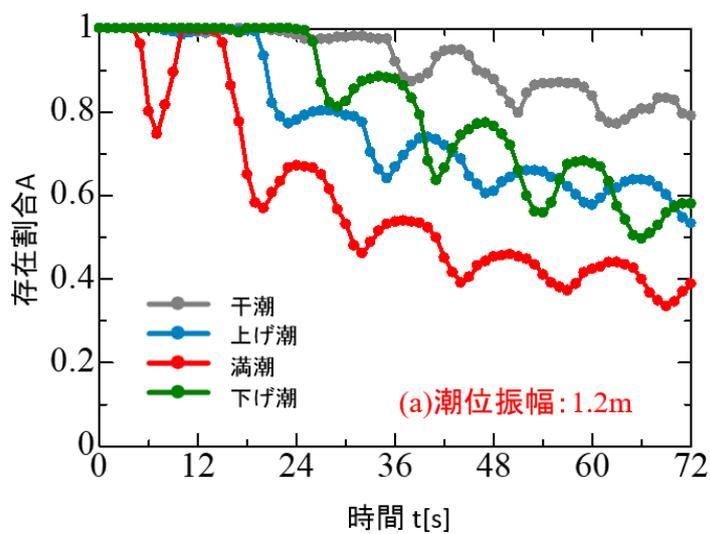
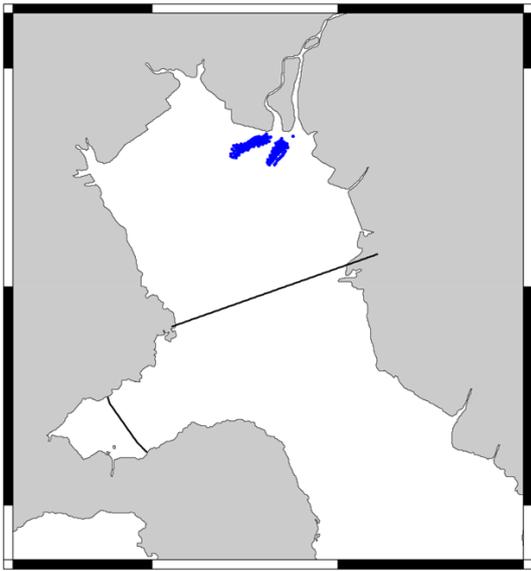
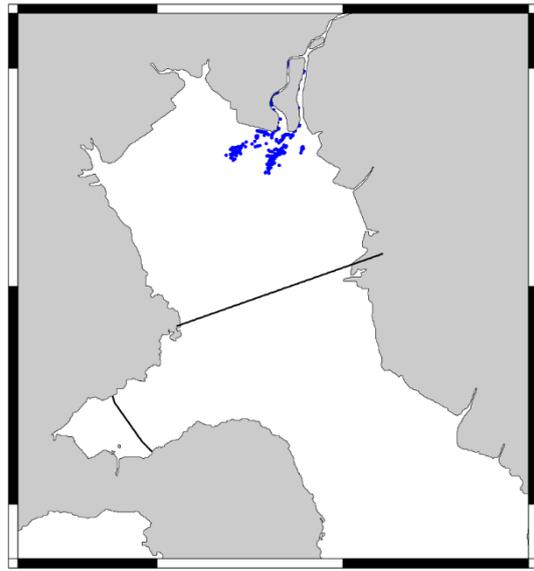


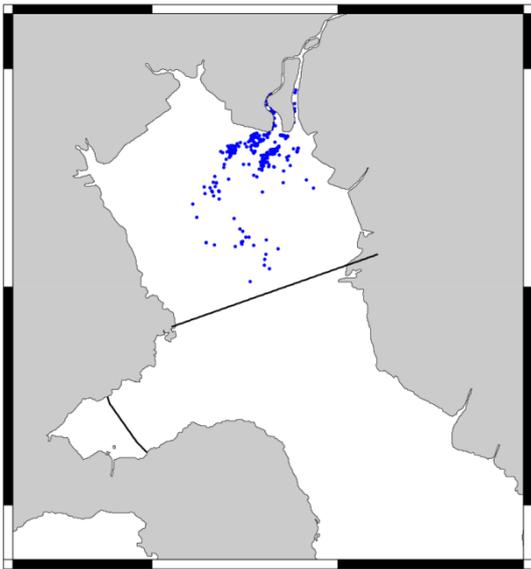
図 3-2 各位相時に流出したクラウドの存在割合の経時変化



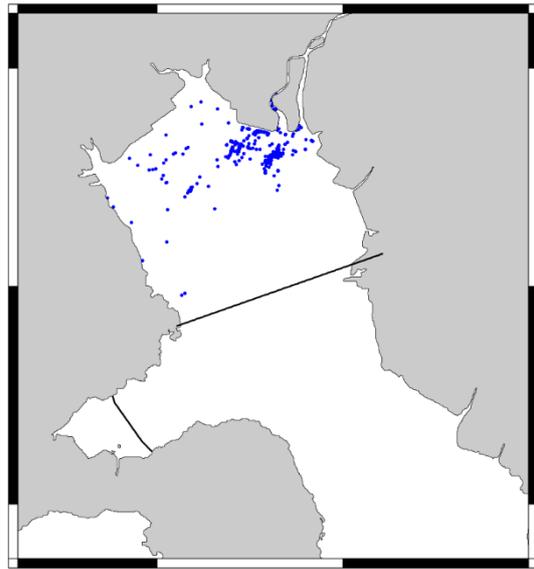
(a) 0 時間後



(b) 3 時間後

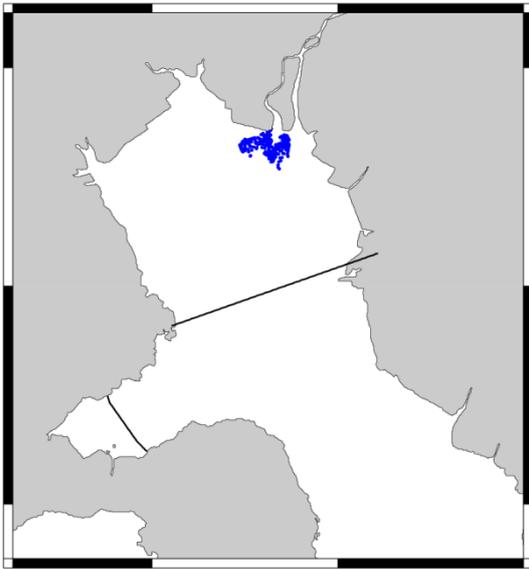


(c) 12 時間後

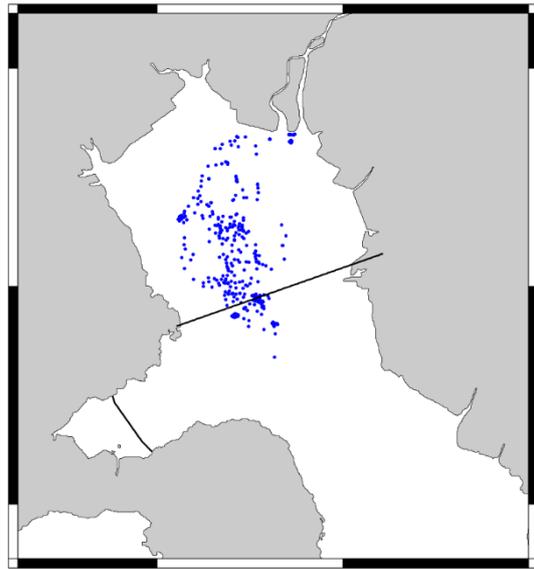


(d) 18 時間後

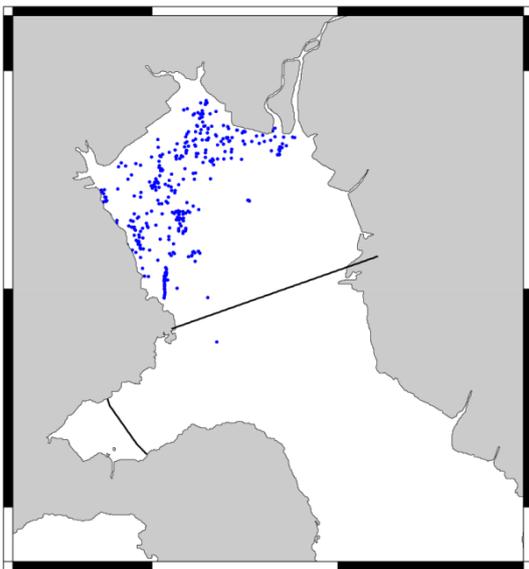
図 3-3 干潮時に有明海奥部へ流入した粒子の平面分布



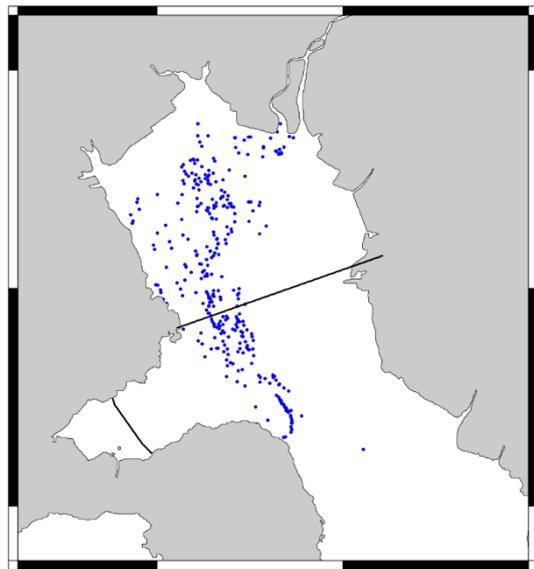
(a) 0 時間後



(b) 3 時間後

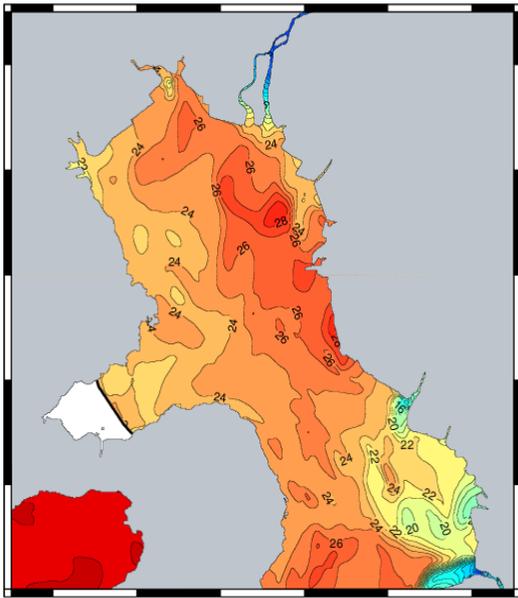


(c) 12 時間後

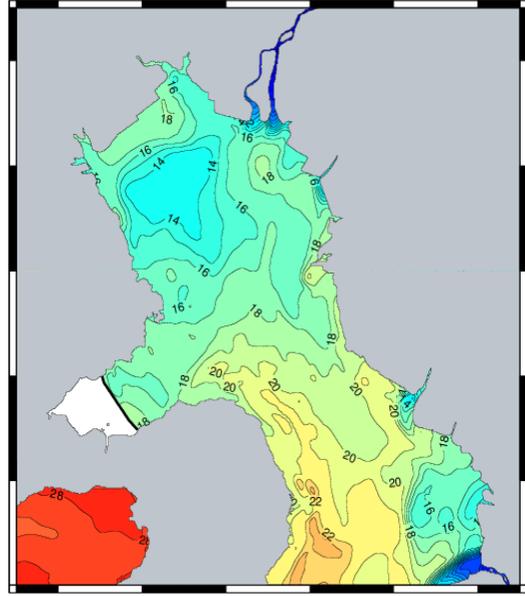


(d) 18 時間後

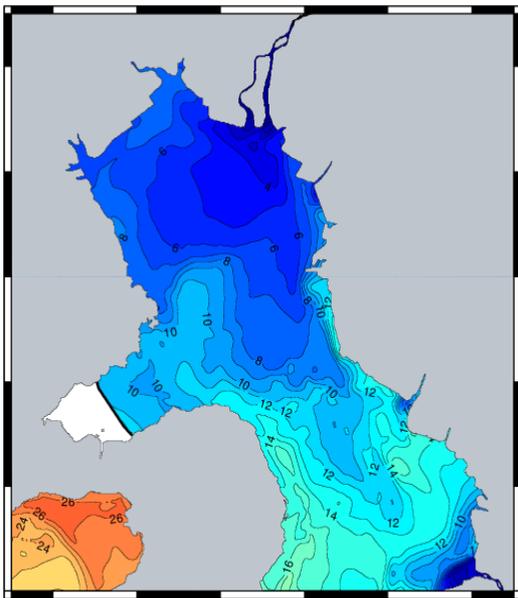
図 3-4 満潮時に有明海奥部へ流入した粒子の平面分布



(a) 潮位振幅 : 1.2[m]



(b) 潮位振幅 : 0.8[m]



(c) 潮位振幅 : 0.4 [m]

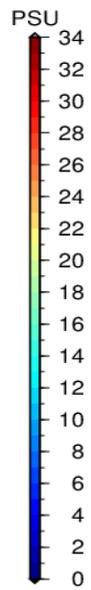
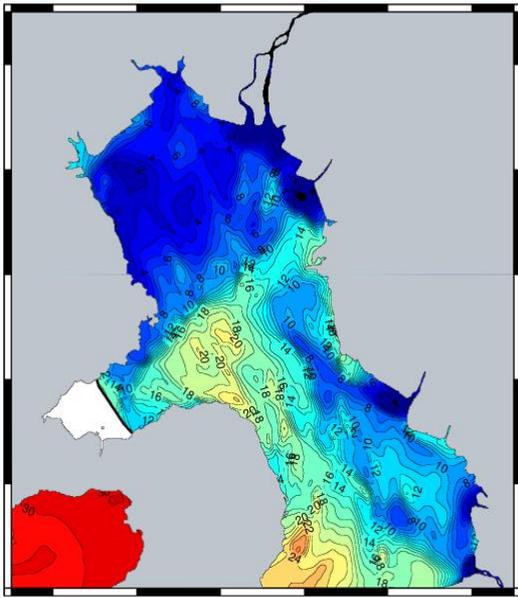
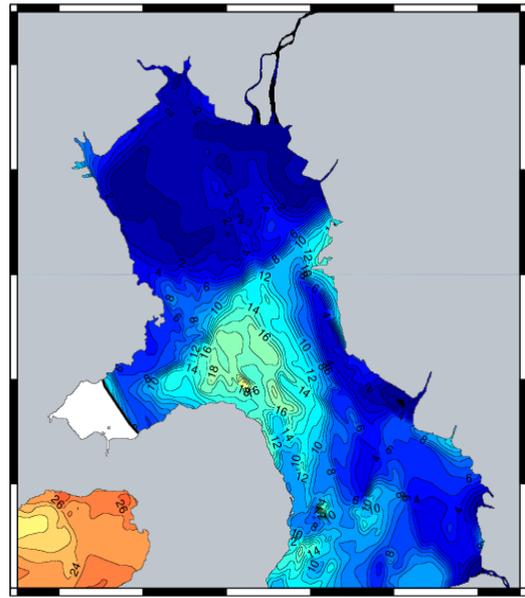


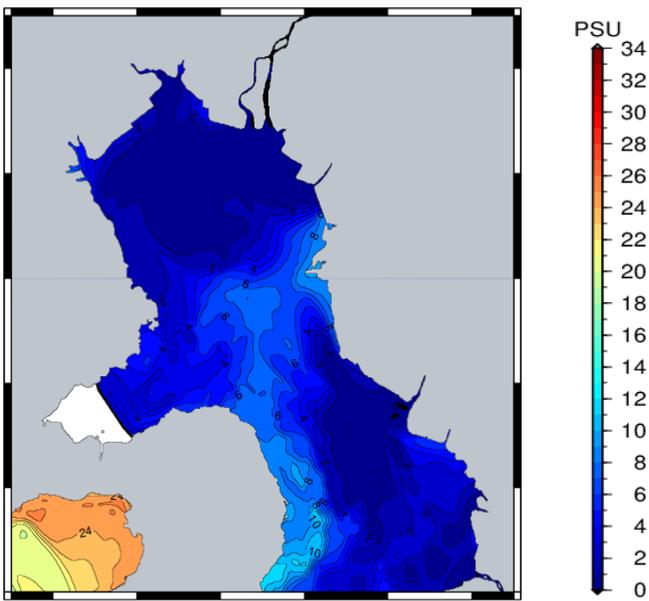
図 3-5 7月11日0時の有明海全域における表層塩分分布



(a) 潮位振幅 : 1.2[m]



(b) 潮位振幅 : 0.8[m]



(c) 潮位振幅 : 0.4 [m]

図 3-6 7月15日0時の有明海全域における表層塩分分布

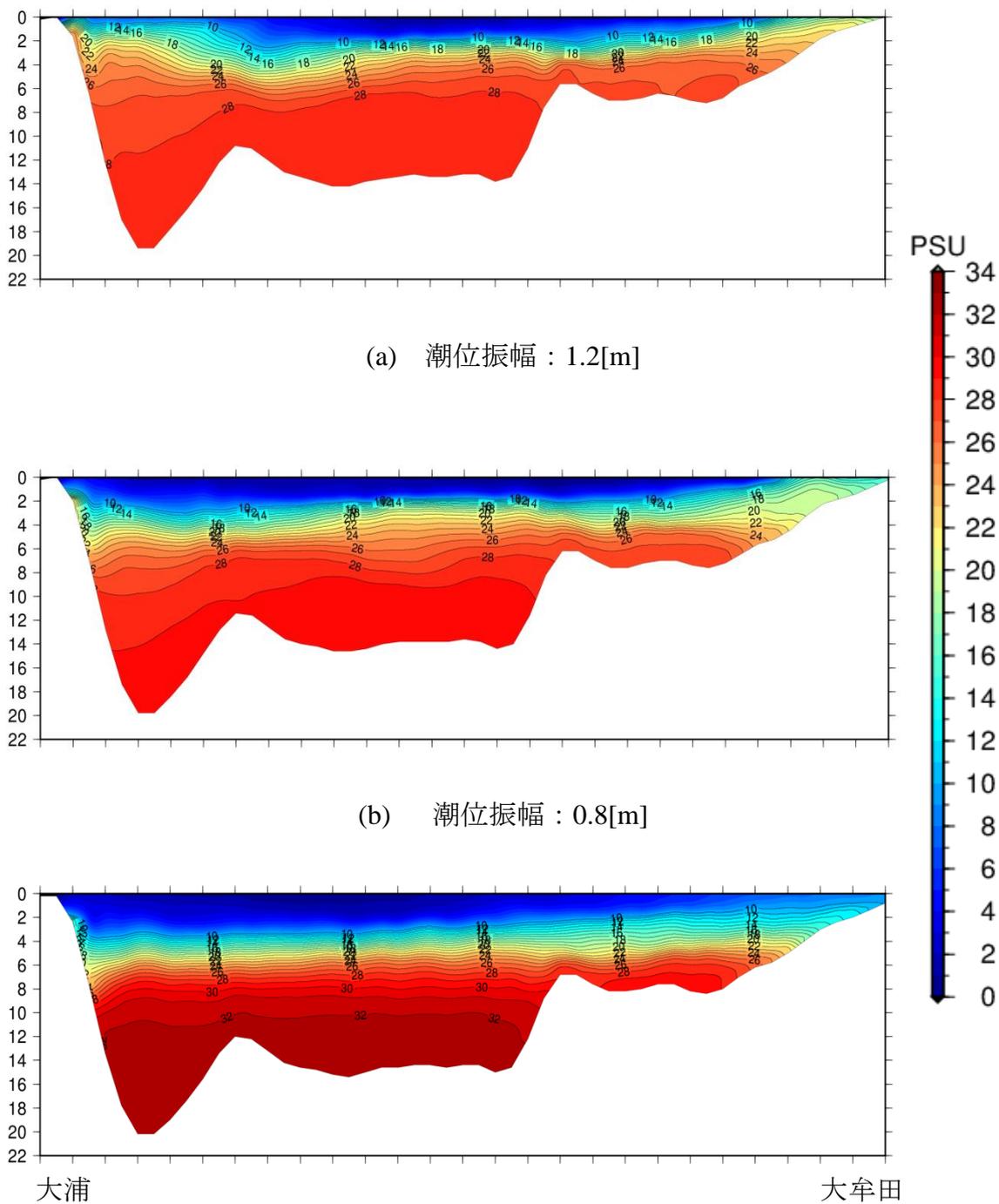


図 3-7 7月15日0時における大浦—大牟田ラインの塩分の鉛直分布

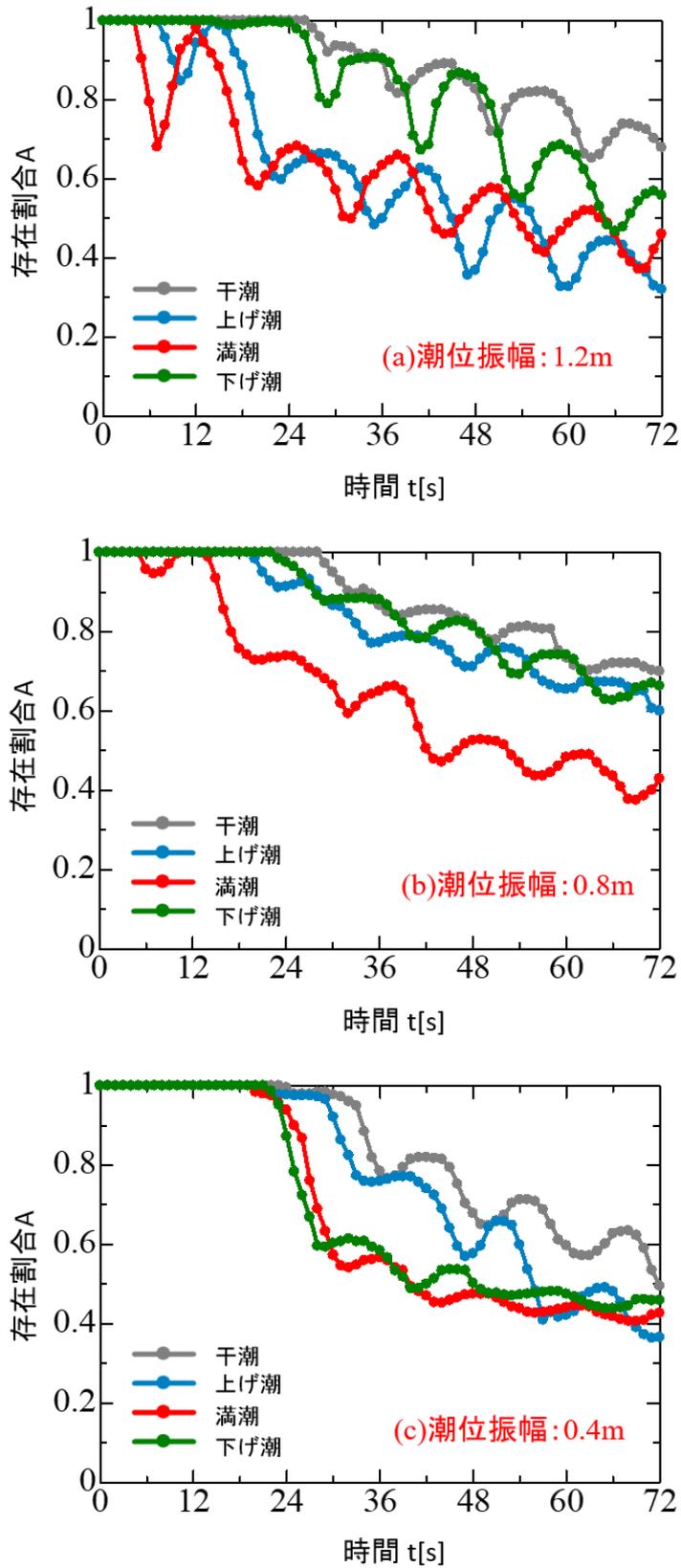


図 3-8 各位相時に流入したクラウドの存在割合の経時変化（堤防なし）

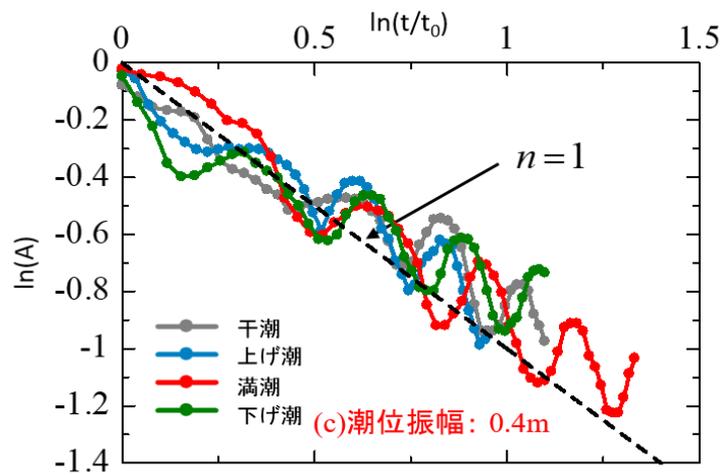
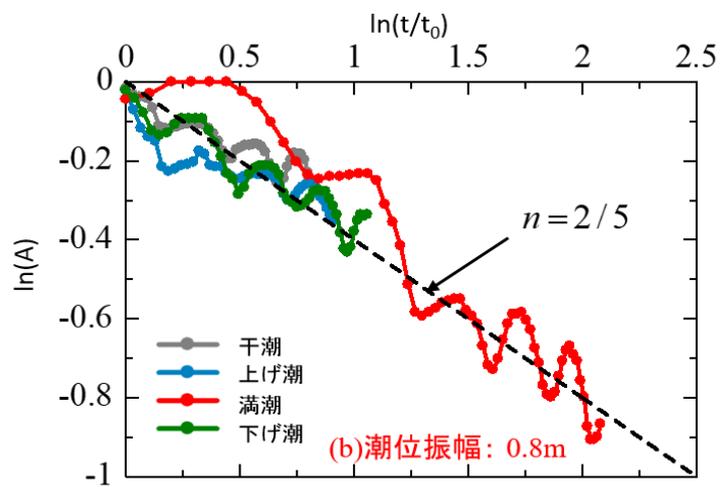
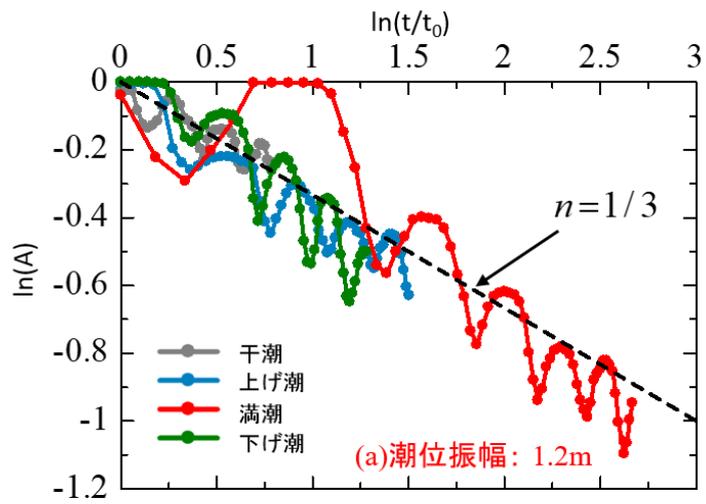


図 3-9 規格化された各クラウドの存在割合 (堤防あり)

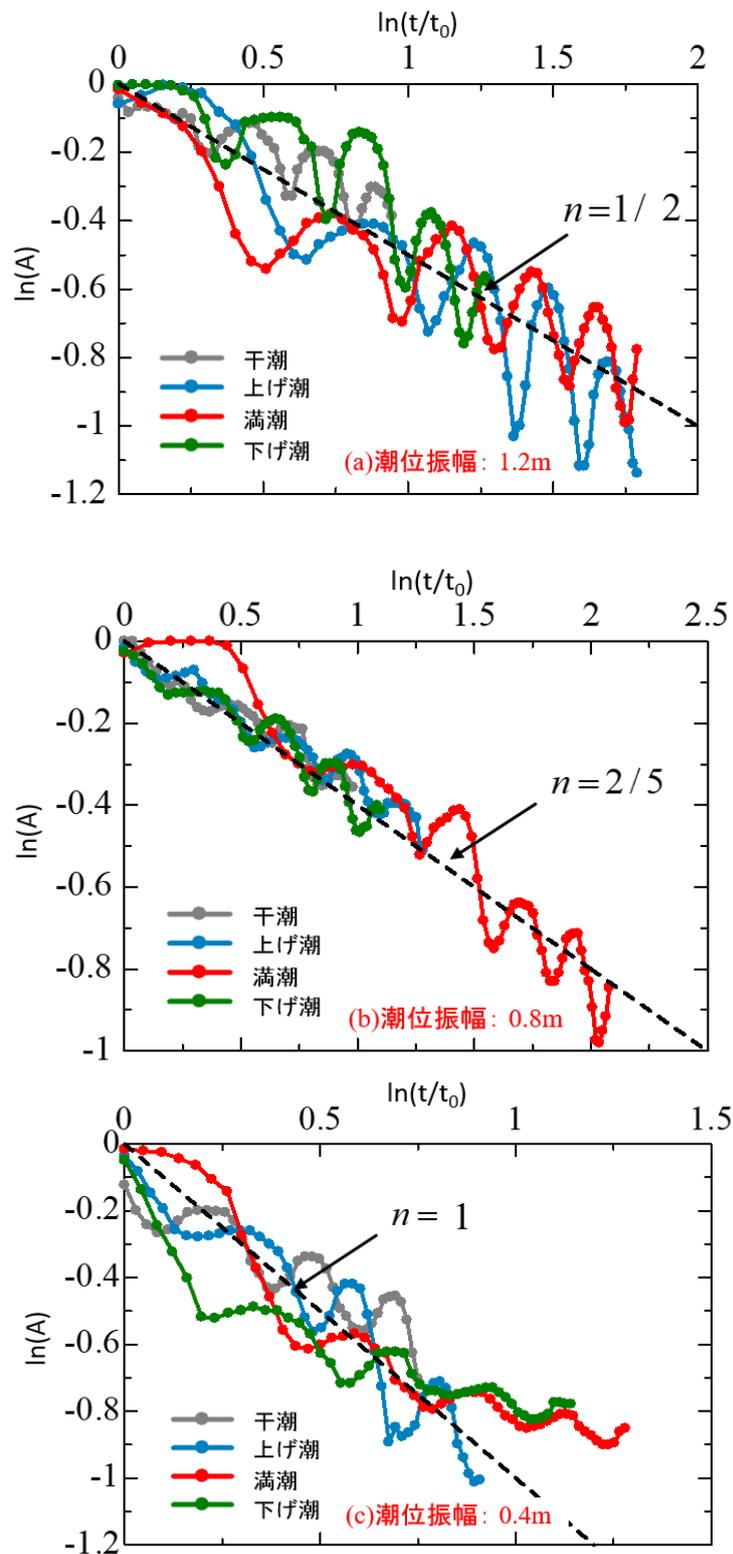


図 3-10 規格化された各クラウドの存在割合 (堤防なし)

表 3-2 堤防有無による 3 つの潮位振幅に対応する各クラウドの流出開始時間

潮位[m]	位相	堤防あり	堤防なし
		t ₀ [s]	
1.2	干潮	33	28
	上げ潮	16	12
	満潮	5	12
	下げ潮	20	20
0.8	干潮	32	27
	上げ潮	29	20
	満潮	9	9
	下げ潮	25	24
0.4	干潮	24	34
	上げ潮	28	29
	満潮	19	20
	下げ潮	24	23

表 3-3 堤防有無による 3 つの潮位振幅における流出率

潮位[m]	堤防あり	堤防なし
	流出率 n	
1.2	1/3	1/2
0.8	2/5	2/5
0.4	1	1

第4章

諫早湾内における筑後川起源水の 流入・流出特性

4.1 解析手法

本章では、筑後川起源水の動態をより詳細に把握するために、筑後川起源水の諫早湾領域への流入・流出特性を調べ、流入率と潮位振幅の関係、滞留時間と潮位振幅の関係を定量的に明らかにした。また、潮受け堤防を取り除いた場合について同様の仮想計算を行い、筑後川起源水の諫早湾領域への流入・流出特性が潮受け堤防の有無によってどのように変化するかを定量的に評価した。

前章では各位相時に流出した粒子を対象に解析を行ったが、本章では解析対象としている7月11日から7月31日の期間に有明海へ流入した全ての筑後川起源粒子(48720個)を対象にしている。

解析条件は前章と同様に外海の振幅を定常振幅1.2, 0.8, 0.4[m]とした3ケースについて仮想計算を行い、風応力は与えず、対象期間において全領域で風速を0[m/s]としている。

4.2 筑後川起源粒子の流動プロセス

本節ではまず、全筑後川起源粒子の分布を可視化することで、諫早湾への流入・流出プロセスを把握する。図4-1(a)~(d)に7月12日18時から7月13日13時にかけての筑後川起源粒子の平面分布を示す。流入・流出プロセスを明確にするために、流速が大きい潮位振幅1.2[m]における分布を比較しており、(a)~(d)の過程はおおよそその干潮、満潮の順番で示している。その間隔は6もしくは7時間である。まず、(a)の分布に注目すると、多くの粒子が河口域から岸に沿うような経路で分布しており、1.2節で述べた、山口(2009)らの見解「有明海奥部において、河川流量増大後に低塩分水塊は岸を右に反時計回りに伝播する」と一致する。(a)の干潮時に筑後川起源粒子の分布は潮汐運動により有明海奥部において広範囲に拡散しているが、(a)から(b)にかけて上げ潮の流れによって沿岸域へ押し寄せられ、諫早湾口部付近に分布していた粒子は諫早湾領域への流入が促進されていることがわかる。(b)から(c)にかけて下げ潮の流れによって沿岸域へ押

し寄せられていた粒子は再び有明海奥部の広範囲に移流拡散し、諫早湾領域に分布していた粒子は諫早湾領域からの流出が促進されていることが分かる。さらに、(c)から(d)にかけては(a)から(b)にかけてのプロセスと同様に、上げ潮の流れによって沿岸域へ押し寄せられ、諫早湾口部付近に分布していた粒子は諫早湾領域への流入が促進されることが確認できる。しかしながら、この仮想計算では、河川水の移流拡散に大きな影響を及ぼす風応力を考慮していないため、潮汐運動のみによる流動を示していることに注意する。このように筑後川起源水は潮汐運動の効果により、上げ潮の流れで諫早湾領域への流入プロセスが促進され、下げ潮の流れで諫早湾領域からの流出プロセスが促進されることがわかった。

図 4-2(a), (b)に 7 月 15 日 14 時および 20 時における平面分布を示す。この期間は 7 月 15 日 0 時頃に流量がピークを迎える筑後川の河川水が有明海へ流入してからある程度の時間が経過し、大量の河川水が有明海に存在している状態である。(a)から(b)にかけて、大量の河川水が移流拡散している場合においても、下げ潮の流れによって諫早湾領域からの流出が促進されており、同様の流入・流出プロセスを示していることが確認できる。また、図 4-1 の場合よりも有明海に存在する粒子数が増加したため、諫早湾領域に存在している粒子数も増加している。しかしながら、それと同時に諫早湾へ流入せずに有明海中央部を移流しそのまま有明海南部へ輸送される粒子も増加しており、全ての筑後川起源粒子が諫早湾へ流入するわけではないことがわかる。

図 4-3(a)~(c)に諫早湾中央部の B3 地点における塩分の時空間分布を示す。いずれの潮位振幅においても 7 月 15 日から急激に塩分が低下しており、低塩分水塊の流入が認められ、九州北部豪雨によって有明海へ流入した大量の河川水が諫早湾領域へ流入していることが確認できる。ただし、塩分濃度は筑後川起源水のみ淡水供給だけでなく、他の河川ならびに排水門からの淡水供給による影響も考慮していることに注意する。また、前章で述べたように、潮位振幅が小さくなるにつれて、成層化が促進される傾向も明確に表れている。

4.3 諫早湾内における流入および滞留特性

諫早湾内における筑後川起源水の流入および滞留特性を評価するために、7 月 11 日から 7 月 31 日の期間に有明海へ流出した全ての筑後川起源粒子の内、どれほどの粒子が諫早湾へ流入しているか（流入率）、そして諫早湾内に流入した粒子がどれだけの時間諫早湾内に滞留しているか（滞留時間）という点に注目し、流入率および滞留時間を定量的に求め、潮位振幅との関係を明らかにした。

流入率は諫早湾領域に 1 時間以上滞留した粒子を「流入した」とカウントし、

流入粒子数を全粒子数(48720 個)で割った割合とした。

滞留時間は、次式に示す経験的な確率密度関数により滞留時間と存在割合の関係を近似することで定量化した。

$$E_r = \frac{2}{a} \frac{t/a}{(t/a+1)^3} \quad (1)$$

ここで t [h] は滞留時間、 E_r [h⁻¹] は単位時間当たりの存在割合、 a [h] は滞留時間の代表時間スケールであり、この a [h] の値を各潮位振幅についてそれぞれ求め、定量的に比較した。ここでの滞留時間 t は変数であり、範囲は 0~200[h] までとした。ただし、諫早湾領域から湾外へ流出した後、再流入した粒子はそれまでの滞留時間に加算している。また、存在割合は諫早湾に流入した粒子のみを対象としているため、滞留時間が 0[h] の粒子の存在割合は 0 ということになる。そのため、原点を通る確率密度関数を採用している。

図 4-4(a)~(c) に諫早湾領域における筑後川起源粒子の滞留時間と存在割合の関係を示す。図中における青のプロットが計算によって得られた解析結果であり、赤線で示すグラフが(1)式である。代表滞留時間 a [h] は、計算によって得られた滞留時間と存在割合の結果に(1)式を試行錯誤的に当てはめることで算定している。さらに、表 4-1 に各潮位振幅に対応する流入率と算定した代表滞留時間 a [h] を示す。

潮位振幅と代表滞留時間の関係に注目すると、潮位振幅が小さくなるにつれて、滞留時間が長くなる傾向を示した。その値は潮位振幅 1.2[m] において 6.3[h]、潮位振幅 0.8[m] において 13[h]、潮位振幅 0.4[m] において 15.5[h] であり、2 倍以上の差があることがわかる。この結果から、潮汐運動に伴う潮流が大きい場合には諫早湾口部における海水交換が強化されることで、筑後川起源水の諫早湾領域への流入・流出が活発化するために滞留時間が短くなると考えられる。

潮位振幅と流入率の関係に注目すると、潮位振幅 0.4[m] において 16.9[%] と最も少なく、潮位振幅が大きくなるにつれて流入率が高くなる傾向を示した。この結果からも同様に、潮汐運動に伴う潮流が大きい場合には諫早湾口部における海水交換が強化されることで、筑後川起源水の諫早湾領域への流入・流出が活発化するために流入率が大きくなると考えられる。潮位振幅と滞留時間の関係を踏まえると、潮位振幅が大きい場合は多くの粒子が流入するが、すぐに流出する。そして、潮位振幅が小さくなるにつれて、流入粒子数は減少するが、それぞれの粒子が長時間滞留している傾向にあることがわかった。

4.4 潮受け堤防がない場合の流入および滞留特性

潮受け堤防を取り除いた場合について、同様の仮想計算を行い、諫早湾内における筑後川起源水の流入および滞留特性を評価した。前章 3.3 節と同様に、本節以降では、これまでの潮受け堤防がある場合についての計算に対しては「堤防あり」、今回の潮受け堤防を取り除いた場合についての計算に対しては「堤防なし」と呼ぶこととする。また、「堤防なし」では排水門からの排水条件は与えず、本明川からの河川流入条件を加えていることに注意する。

図 4-5(a)~(c)に「堤防なし」での諫早湾領域における筑後川起源粒子の滞留時間と存在割合の関係を示す。さらに、表 4-2 に各潮位振幅に対応する流入率と算定した代表滞留時間 $a[h]$ を示す。

潮位振幅と代表滞留時間の関係に注目すると、前節の「堤防あり」と同様に、潮位振幅が小さくなるにつれて、滞留時間が長くなる傾向を示した。潮位振幅と流入率の関係においても前節の「堤防あり」と同様に、潮位振幅が大きくなるにつれて流入率が高くなる傾向を示した。従って、「堤防なし」においても、潮位振幅が大きい場合は多くの粒子が流入するが、すぐに流出する。そして、潮位振幅が小さくなるにつれて、流入粒子数は減少するが、それぞれの粒子が長時間滞留している傾向が確認できた。

4.5 堤防有無による流入および滞留特性の比較

前節では潮位振幅と代表滞留時間の関係および潮位振幅と流入率の関係が「堤防あり」と「堤防なし」で同様の傾向を示すことを確認した。本節では前節までに得られた流入率と代表滞留時間の値を比較し、堤防の有無による筑後川起源水の諫早湾領域への流入・流出特性へ及ぼす影響を定量的に評価する。

表 4-3 に「堤防あり」と「堤防なし」における流入率および代表滞留時間 $a[h]$ をまとめる。流入率を比較すると、「堤防なし」は「堤防あり」に対して潮位振幅 1.2[m]において 1[%]増加、潮位振幅 0.8[m]において 0.5[%]減少、潮位振幅 0.4[m]において 0.1[%]減少と明確な傾向は示しておらず、堤防の有無による明確な影響は認められない。しかしながら、代表滞留時間 $a[h]$ を比較すると、「堤防なし」は「堤防あり」に対して潮位振幅 1.2[m]において 0.1[h]減少、潮位振幅 0.8[m]において 0.5[h]減少、潮位振幅 0.4[m]において 1[h]減少しており、各潮位振幅において「堤防なし」の方がわずかながら減少していることがわかる。

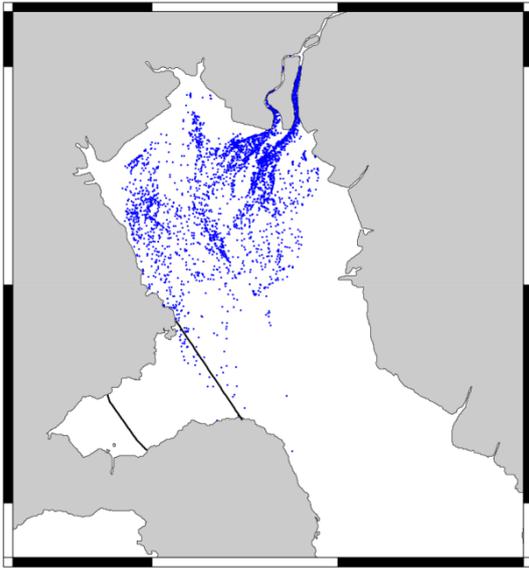
この結果から、潮受け堤防が取り払われることで、潮汐運動に伴う潮流が大きくなり、諫早湾口部における海水交換が強化されていることが推測される。また、「堤防なし」では本明川からの河川流入条件が与えられていることから、筑後川

起源水が諫早湾領域へ流入する方向とは逆向きに本明川起源水が流動するため、諫早湾領域からの流出が促進されていることが推測される。

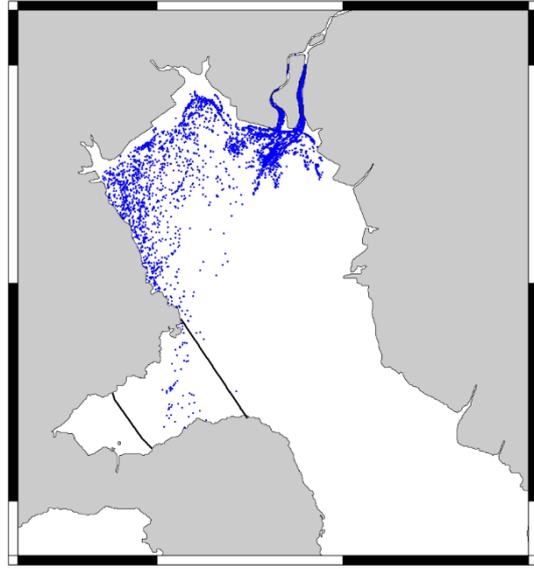
4.6 結言

本章では、筑後川起源水の諫早湾領域への流入・流出特性を調べ、流入率と潮位振幅の関係、滞留時間と潮位振幅の関係を定量的に明らかにした。また、潮受け堤防を取り除いた場合について同様の仮想計算を行い、筑後川起源水の諫早湾領域への流入・流出特性が潮受け堤防の有無によってどのように変化するかを定量的に評価した。得られた主な結果を以下に示す。

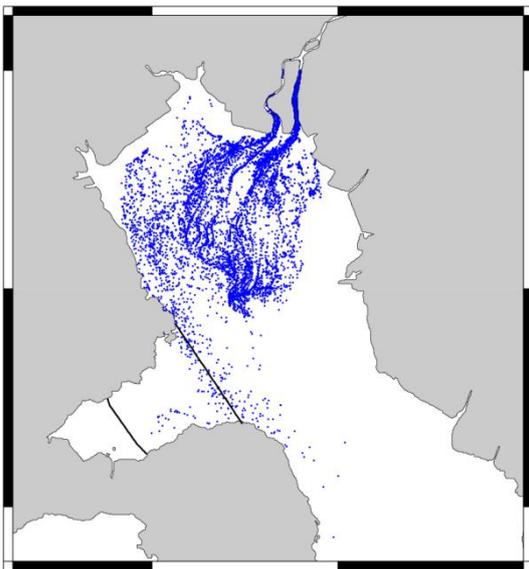
- 1) 筑後川起源水は潮汐運動の効果により、上げ潮の流れで諫早湾領域への流入が促進され、下げ潮の流れで諫早湾領域からの流出が促進される。
- 2) 筑後川起源水の諫早湾領域への流入・流出特性は潮位振幅に大きく影響を受ける。潮位振幅が小さくなるにつれて、流入粒子数は減少するが、筑後川起源水は比較的長時間滞留している傾向にある。
- 3) 筑後川起源水の諫早湾領域における滞留時間において、潮受け堤防の有無による影響が見られ、滞留時間は潮受け堤防がない場合の方がわずかながら減少する傾向にある。
- 4) 潮受け堤防が取り払われることで、潮汐運動に伴う潮流が大きくなり、諫早湾口部における海水交換が強化されていること、筑後川起源水が諫早湾領域へ流入する方向とは逆向きに本明川起源水が流動するため、諫早湾領域からの流出が促進される傾向にある。



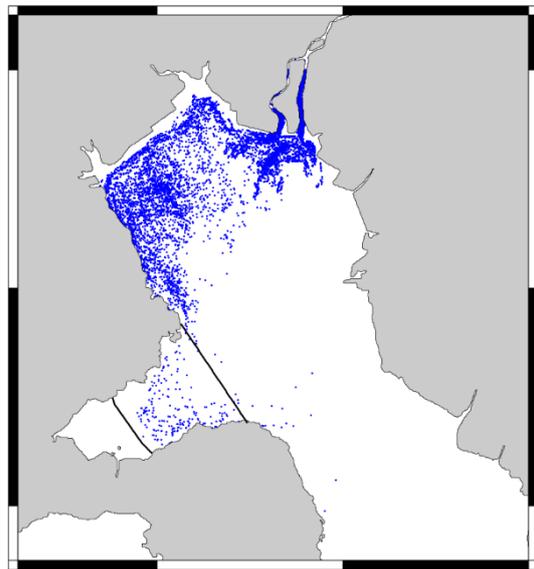
(a) 7月12日18時(干潮時)



(b) 7月13日0時(満潮時)

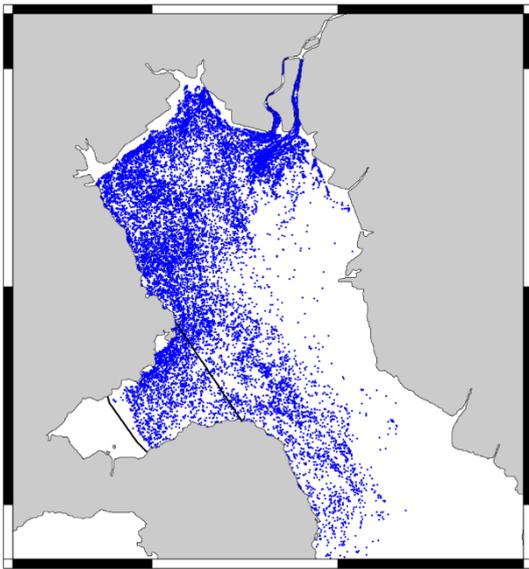


(c) 7月13日7時(干潮時)

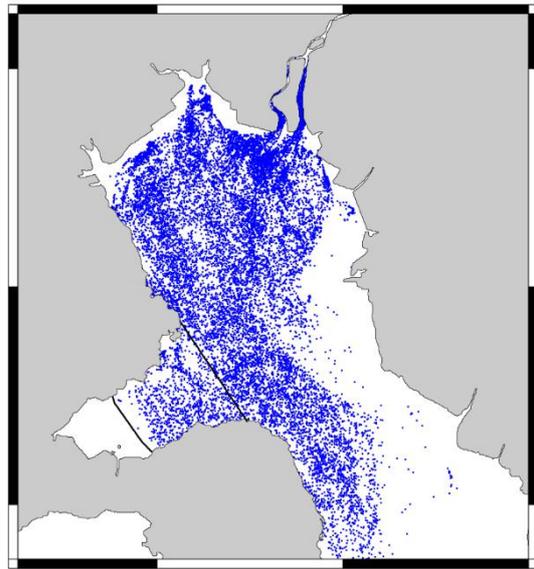


(d) 7月13日13時(満潮時)

図4-1 7月12日18時から7月13日13時にかけての
筑後川起源粒子の平面分布



(a) 7月15日14時（満潮時）



(b) 7月15日20時（干潮時）

図4-2 7月15日14時および7月15日20時における
筑後川起源粒子の平面分布

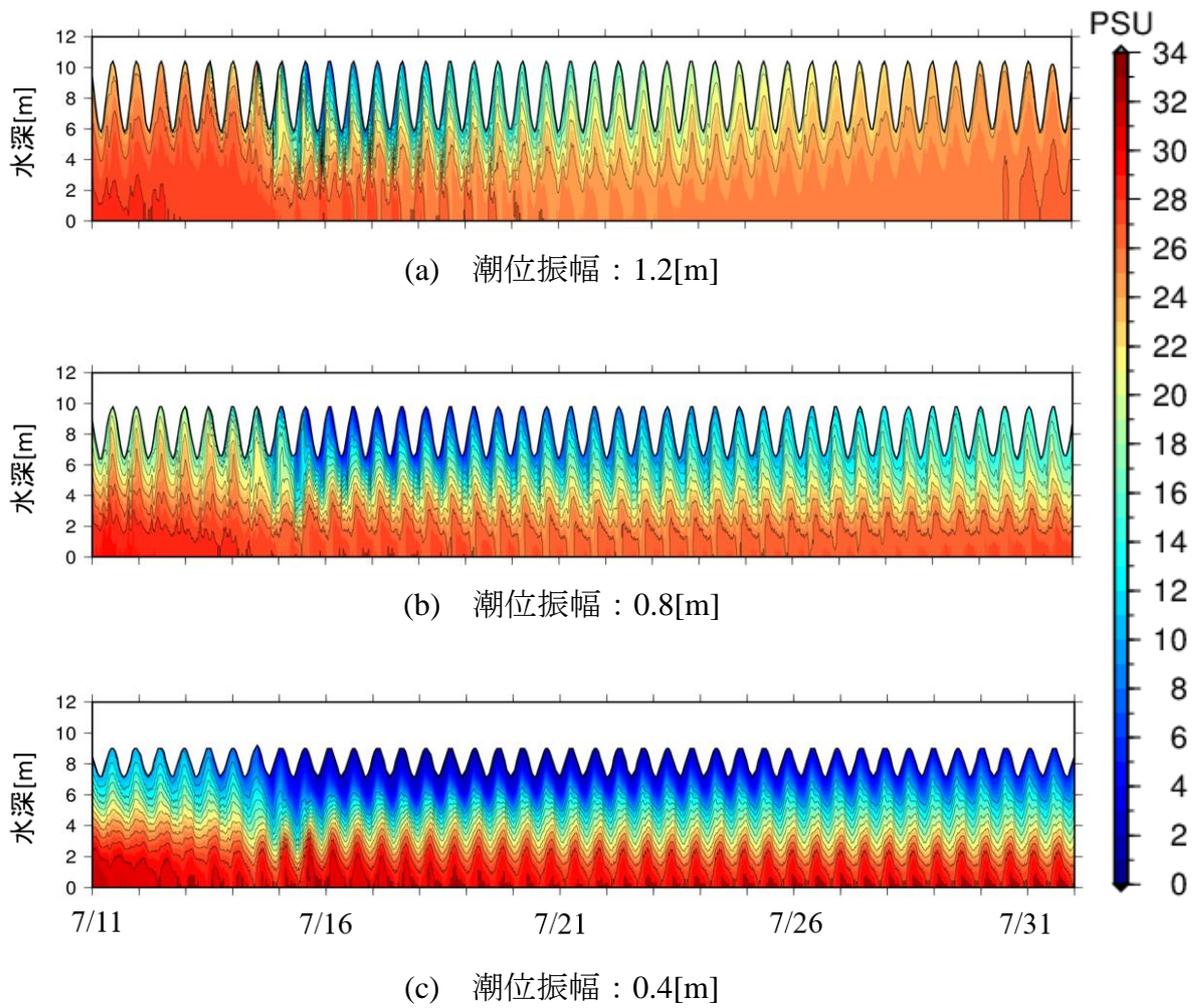


図 4-3 B3 地点における塩分の時空間分布

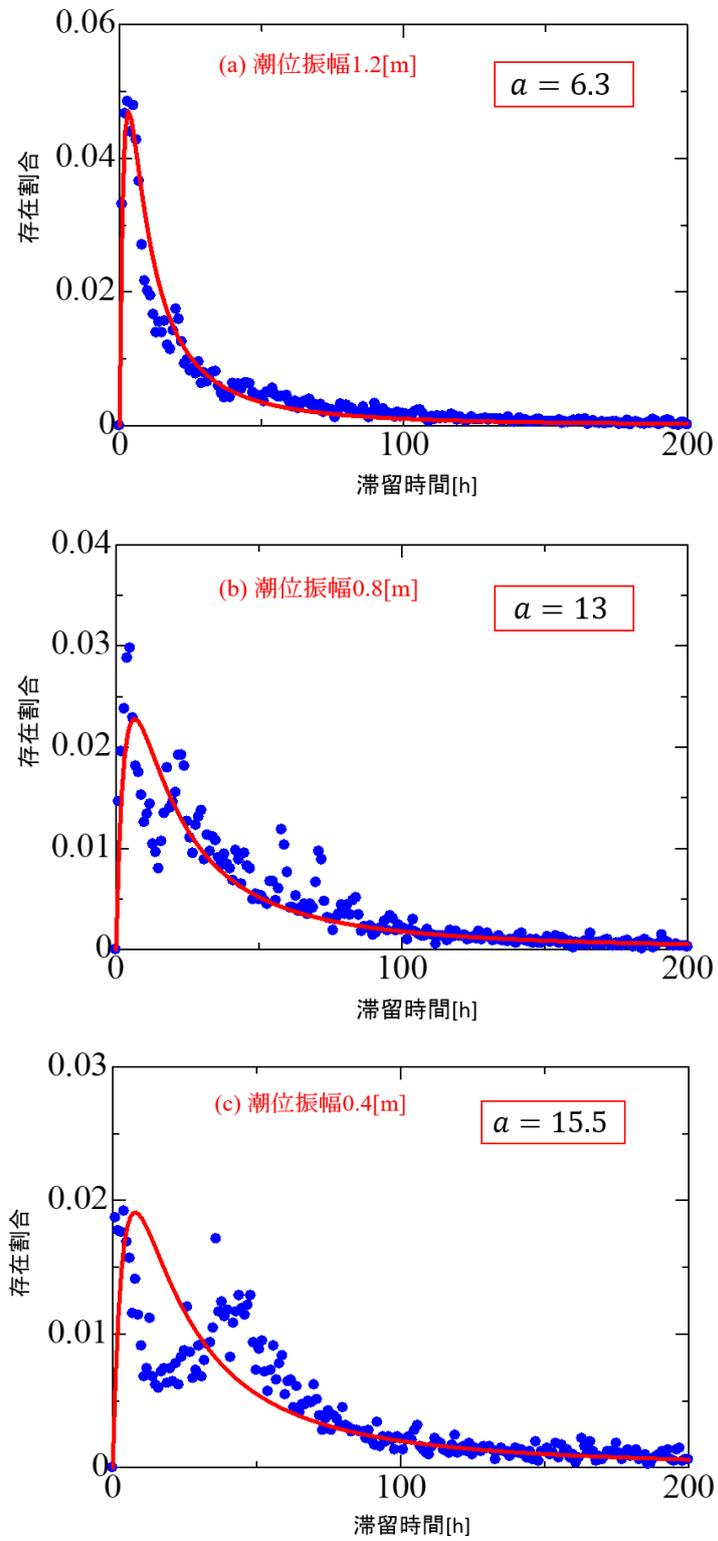


図 4-4 諫早湾領域における筑後川起源粒子の滞留時間と存在割合の関係

表 4-1 各潮位振幅に対応する流入率および代表滞留時間

潮位[m]	流入率 [%]	代表滞留時間 a [h]
1.2	28.6	6.3
0.8	22.9	13
0.4	16.9	15.5

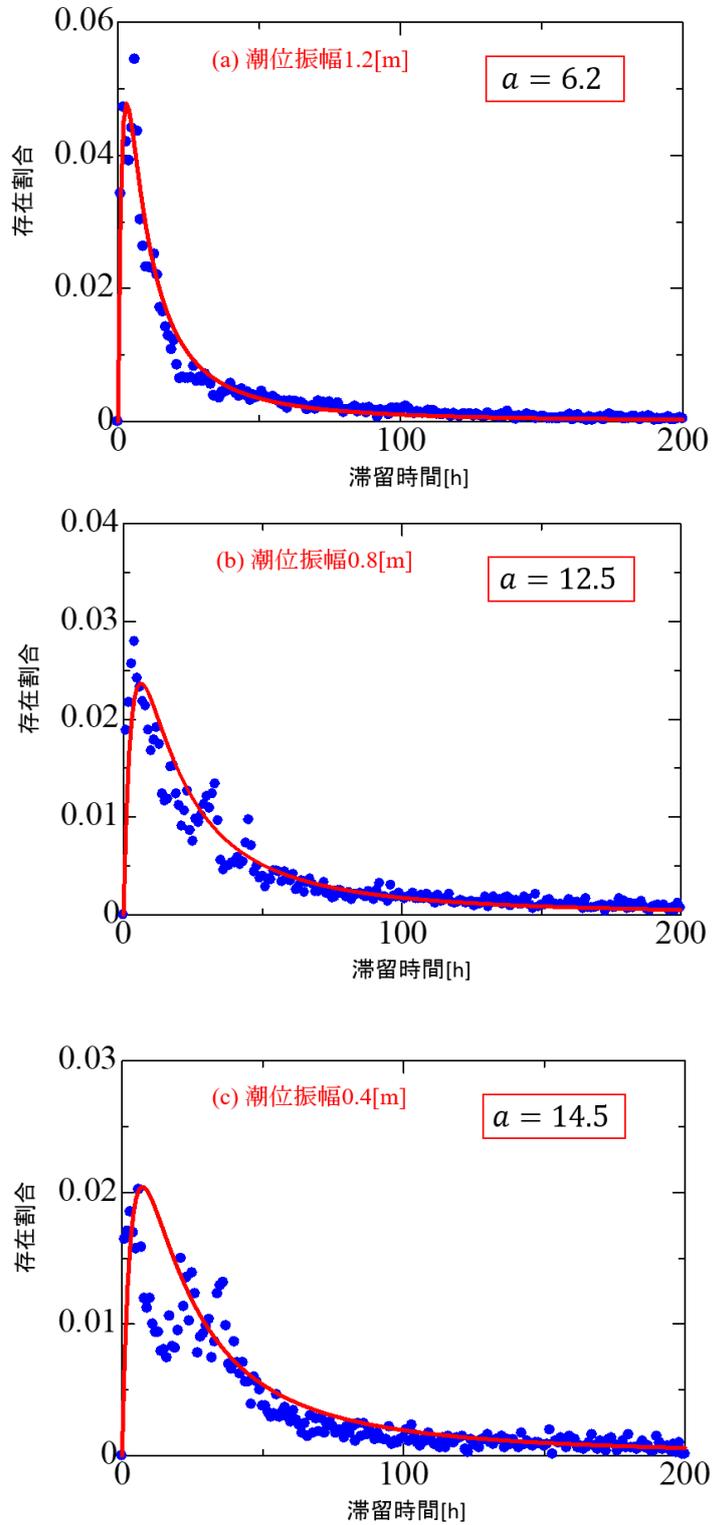


図 4-5 諫早湾領域における筑後川起源粒子の滞留時間と存在割合の関係
(堤防なし)

表 4-2 各潮位振幅に対応する流入率および代表滞留時間（堤防なし）

潮位[m]	流入率 [%]	代表滞留時間 a [h]
1.2	29.6	6.2
0.8	22.4	12.5
0.4	16.8	14.5

表 4-3 堤防有無による各潮位振幅に対応する流入率および代表滞留時間

	潮位[m]	流入率 [%]	代表滞留時間 <i>a</i> [h]
堤防あり	1.2	28.6	6.3
	0.8	22.9	13
	0.4	16.9	15.5
堤防なし	1.2	29.6	6.2
	0.8	22.4	12.5
	0.4	16.8	14.5

第 5 章 結論

本研究では「潮位振幅の筑後川起源水の流動影響評価」という視点から、数値シミュレーションを行った。本章では、第 3 章および第 4 章において得られた結果を総括し、本論文の結論を述べる。

第 3 章では、筑後川河川水の有明海奥部からの流出特性と潮位振幅の関係、流出特性と流入時の潮汐位相の関係を定量的に明らかにした。また、潮受け堤防を取り除いた場合について同様の仮想計算を行い、筑後川河川水の有明海奥部からの流出特性が堤防の有無によってどのように変化するかを定量的に評価した。得られた主な結果を以下に示す。

- 1) 筑後川河川水の流動特性は流入時の潮汐位相に依存し、潮位振幅が小さくなるにつれて、その依存性が弱くなる傾向にある。
- 2) 潮位振幅が小さくなるにつれて、鉛直混合が弱まると共に成層が発達し、表層塩分が低下する。さらに、潮位振幅が 0.4[m] のように小さな値であると、急激に成層が発達し、より明確な密度成層が形成されるため密度流による低塩分水塊の輸送が支配的になり、有明海奥部からの流出が促進される。
- 3) 筑後川河川水は潮位振幅が小さくなるにつれて、流出率が増加し、有明海奥部から流出されやすい傾向にある。
- 4) 筑後川河川水の有明海奥部からの流出特性は、潮位振幅が大きい場合に潮受け堤防の有無による影響が顕著に見られ、潮受け堤防がない場合の方が有明海奥部からの流出が促進される。

第4章では、筑後川起源水の諫早湾領域への流入・流出特性を調べ、流入率と潮位振幅の関係、滞留時間と潮位振幅の関係を定量的に明らかにした。また、潮受け堤防を取り除いた場合について同様の仮想計算を行い、筑後川起源水の諫早湾領域への流入・流出特性が潮受け堤防の有無によってどのように変化するかを定量的に評価した。得られた主な結果を以下に示す。

- 1) 筑後川起源水は潮汐運動の効果により、上げ潮の流れで諫早湾領域への流入が促進され、下げ潮の流れで諫早湾領域からの流出が促進される。
- 2) 筑後川起源水の諫早湾領域への流入・流出特性は潮位振幅に大きく影響を受ける。潮位振幅が小さくなるにつれて、流入粒子数は減少するが、一つ一つの粒子が比較的長時間滞留している傾向にある。
- 3) 筑後川起源水の諫早湾領域における滞留時間において、潮受け堤防の有無による影響が見られ、滞留時間は潮受け堤防がない場合の方がわずかながら減少する傾向にある。
- 4) 潮受け堤防が取り払われることで、潮汐運動に伴う潮流が大きくなり、諫早湾口部における海水交換が強化されていること、筑後川起源水が諫早湾領域へ流入する方向とは逆向きに本明川起源水が流動するため、諫早湾領域からの流出が促進されることが推測される。

以上の結果から、大規模塩分成層下において筑後川起源水の動態は仮想的な定常潮位振幅の違いによって大きく異なることが明らかとなった。また、筑後川起源水の動態は潮受け堤防の有無によって、わずかながら影響を受けることを定量的に示すことができた。

しかしながら、このわずかな差が、潮受け堤防閉め切りによる影響において、どれだけ有意であるかは検討する必要がある。より明確に評価するためには、干潟消失プロセスが生態系へ及ぼす影響を考慮する必要があると考える。

参考文献

- 1) 井上尚文, 1985: 有明海II物理. 日本海洋学会沿岸海洋研究部会編, 「日本全国沿岸海洋誌」. pp.831-845, 東海大学出版会.
- 2) 塚本秀史, 柳哲雄, 2002: 有明海の潮汐・潮流. 海と空, 海洋気象学会, Vol.78(1), pp.31-38
- 3) 灘岡和夫・花田岳, 2002: 有明海における潮汐振幅減少要因の解明と諫早堤防締め切りの影響, 海岸工学論文集, 第 49 巻, pp401-405
- 4) 鯉渕幸生・佐々木淳・有田正光・磯部雅彦, 2003: 有明海における水質変動の支配要因, 海岸工学論文集, 第 50 巻, pp971-975,
- 5) 柳哲雄・阿部良平, 2003: 有明海の塩分と河川流量から見た海水交換の経年変動, 海の研究, 12(3), pp269-275
- 6) 齋田範倫・矢野真一郎・田井明・重田真一・小松利光, 2008: 筑後川から有明海へ流入する河川水の挙動, 水工学論文集, 第 52 巻, pp1327-1332
- 7) 山口創一・速水祐一, 2009: 有明海湾奥における出水後の低塩分水塊の挙動およびその水質への影響, 沿岸海洋研究, 第 46 巻, 第 2 号, 161-173
- 8) 吉井匠・坪野考樹・坂井伸一・松山昌史・多田彰秀・中村武弘, 2010: 海洋レーダを用いた有明海における筑後川出水後の淡水挙動の観測, 土木学会論文集 B, Vol.66, No3, pp289-301
- 9) 李洪源・松永信博, 2011: 諫早湾における筑後川起源水の風応答特性, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.67, No.2, pp86-91
- 10) 李洪源・李騫・松永信博・千葉賢, 2012: 諫早湾内の塩淡成層構造に及ぼす南北排水門からの排水の影響評価, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.68, No.2, pp986-990
- 11) 神崎真人・李洪源・杉原裕司・松永信博・千葉賢, 2016: 大規模塩分成層状況下にある諫早湾の表層水の風応答特性, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.72, No.2, I_1219-I_1224
- 12) 千葉賢, 2013: 一般曲線座標系を用いた沿岸域用 3 次元流動モデル, 四日市大学環境情報論文集第 17 巻第 1 号別刷
- 13) 福岡管区气象台, 2012: 災害時緊急速報 平成 24 年 7 月九州北部豪雨 http://www.jma-net.go.jp/fukuoka/chosa/kisho_saigai/20120711-14.pdf
- 14) 気象庁, 潮汐観測資料, 福江・枕崎 (2012 年 7 月) <http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/genbo/index.php>
- 15) 有明海貧酸素水塊広域連続観測 (諫早湾), 観測方法. <http://isahayawan.jp/>

- 16) 千葉賢, 2013 : 2010 年と 2011 年の伊勢湾の水質と流動の再現計算と海水交換特性について, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.69, No.2, pp1071-1075
- 17) 馬場歩, 2013 : 諫早湾における低塩分水塊の流入特性, 九州大学大学院総合理工学府大気海洋環境システム学専攻, 修士論文
- 18) 青木大作, 2015 : 有明海における 2012 年 7 月九州北部豪雨期の淡水流動特性, 九州大学大学院総合理工学府大気海洋環境システム学専攻, 修士論文
- 19) 新宅祐貴, 2017 : 潮受け堤防建設に伴う筑後川起源水の諫早湾への流入滞留特性の影響評価, 九州大学工学部エネルギー科学科, 卒業論文
- 20) 神崎真人, 2017 : 有明海に流出した河川水の諫早湾内への流入と滞留特性, 九州大学大学院総合理工学府大気海洋環境システム学専攻, 修士論文
- 21) Mellor, G. L., and T. Yamada: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems., Rev. Geophys. and Space Phys., 20,851-875., 1982
- 22) Burchard, H., and O. Petersen, Models of turbulence in the marine environment –a comparative study of two-equation turbulence models, J.Mar. Syst., 21, 29-53,1999.

謝辞

本研究の遂行並びに論文の作成にあたり、指導教員の松永信博教授には、熱心かつ懇切丁寧なご指導ご鞭撻を頂きました。研究遂行に際し、何度も的確なご指摘やご指示を頂いただけでなく、研究に対する姿勢について、特に熱心なご指導を頂き、研究のプロセスを踏むことの重要性を学びました。また、研究面のみならず、就職活動の面においても、多大なご支援を頂きました。ここに記して深く感謝の意を表します。

Eljamal Osama 准教授には、他の研究分野に触れる機会や、ゼミなどで貴重なアドバイスを頂きました。感謝いたします。

環境流体科学研究室の有墨康子秘書、久田由紀子研究員には研究室での生活が円滑に進むように様々なサポートをしていただきました。心より感謝申し上げます。

四日市大学の千葉賢教授には、本研究で用いるプログラムを頂き、本研究において多大なるお力添えを頂きました。ここに記して深く感謝の意を表します。

農林水産省九州農政局からは風向風速データな観測塔の水質データなど貴重なデータを多数ご提供いただきました。感謝申し上げます。

同じ水質班として共に研究に打ち込んだ修士課程 2 年の上枝健人氏、修士課程 1 年の新宅祐貴氏、大塚崇寛氏には、研究の遂行にあたり、様々な協力や議論を頂き、充実した研究室生活を送ることができました。心より感謝申し上げます。

また、研究室では公私を問わず力になって頂いた、修士課程 2 年の能塚寛紀氏、羽多正吾氏、修士課程 1 年の平川裕基氏、高見誠也氏に心より感謝申し上げます。

この 2 年間の研究室生活で得たものは一生の財産です。この御恩や期待に応えるためにも、これから社会人としてさらに成長し、社会に貢献することをここに誓い、謝辞といたします。