

衛星リモートセンシングを用いた閉鎖性湾の流動シミュレーションの相似性確認手法に関する検討

Availability of Satellite Remote Sensing Technique for Confirming Similarity of a Numerical Simulation System

兵頭 竜二*・後藤 恵之輔**・全 炳徳**
Ryuji Hyodo, Keinosuke Gotoh, Byungdug Jun

The authors had tried to apply satellite remote sensing techniques to investigate the sea water exchange of the Omura and Sasebo Bay. Maximum likelihood method was used to classify and confirm the exchange condition of sea water bodies. They are now developing a numerical simulation system which have a three element-control function, and also trying to simulate a tidal current of the Omura Bay by developed system. The results of satellite remote sensing are compared with the outcome of numerical simulation.

Keywords : Omura Bay , satellite remote sensing , numerical simulation

1. はじめに

長崎県のほぼ中央に位置する大村湾は、湾表面積が320km²、平均水深が14.8mの湾である^{1)・2)}。この湾は、湾北部に位置する針尾瀬戸と早岐瀬戸の2ヶ所を通して、隣り合う佐世保湾との間で海水が交換される、二重閉鎖性の湾である(図1参照)。このため、大村湾の海水交換性は、非常に悪いと言われている³⁾。これに加え、近年の湾岸地域からの家庭雑廃水や工場及び団地などからの汚濁廃水の増加のため、大村湾の水質汚濁は年々悪化の傾向にある³⁾。

そこで著者らは、衛星リモートセンシングと実海域での水質調査とを組み合わせ定期的な水質監視や、大村湾の効果的な浄化策を検討することを目的とした研究を進めている⁴⁾。

これまでの研究^{4)・5)}では、大村湾と佐世保湾とを同時に捉えた人工衛星ランドサット5号のTMデータによる観測データ(以下、TMデータと呼ぶ)について、最尤法³⁾による海水の水質的な分類を試みた。このことにより、大村湾が満ち潮の時、佐世保湾から流入してきた海水が、大村湾の中で大きな反時計回りの渦を形成する様子などを明らかにした。また、大村湾のような閉鎖性内湾における潮汐による海水の移動の様子を調査する方法として、このような水質による海水の分類手法が有効であることなどを示した。

現在著者らは、TMデータの解析結果との比較が容易に行える流動シミュレーション・システムの開発を進めている。このシステムは、潮汐表などに示されている情報とシミュレーション結果のフィードバックを用いて、自動制御によって境界条件を算出し、連続したシミュレーションを行うことができる特徴を持っている。本報告では、このシミュレーション・システムについて説明するとともに、シミュレーション結果とTMデータの解析結果との比較方法や、TMデータの解析結果をシミュレーション・システムの相似性確認に利用する手法についての考察を行った。

2. 衛星リモートセンシングを用いた大村湾の潮汐による水塊の移動状況の調査^{4)・5)}

ここでは、これまでの研究で得られた結果を簡単に整理する。

大村湾のように湾口が非常に狭く閉鎖性が強い内湾の場合、隣接する湾との間で、水温などの水質に違いが生じると考えられる。また、例えば1995年6月6日に実施した水温と溶存酸素量に関する現地調査の結果と、同日

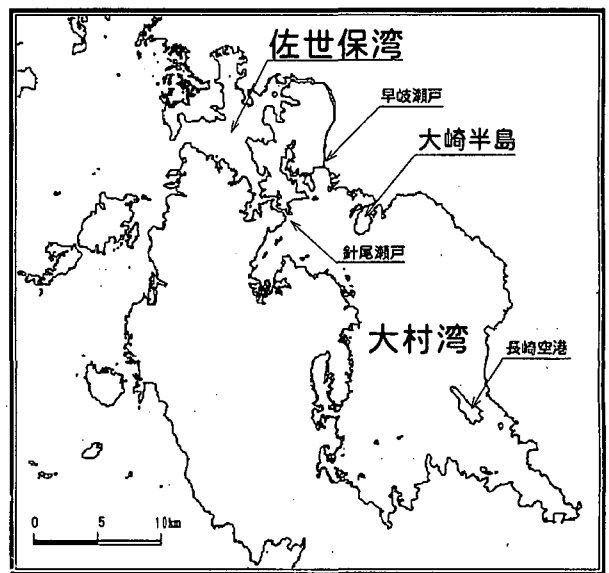


図1 大村湾の概要

* 学生会員 長崎県工業技術センター(〒856 長崎県大村市池田2丁目1303番地8)

** 正会員 長崎大学 工学部 社会開発工学科

のTMデータの解析結果との間には、海表面から水深約5mにおいて、およそ0.9の高い相関性があることを確認している。従って、TMデータの佐世保湾部分と大村湾部分との水質的な分類を行うことで、海表面付近に限られるが、佐世保湾から大村湾への海水の流入、または流出の様子を調査できると考えられる。

調査には、表1に示すTMデータを用いた。表1には、TMデータの観測日時と、この日時に対応する大村湾の満潮・干潮などに関する情報を示している。また便宜的に、人工衛星の観測時刻と大村湾の干潮時との差を、大村湾の満潮時と干潮時との差で割った値を満潮率として定義し、この値も併せて示している。

水質による分類解析は、統計的な分類法の一つである、最尤法⁹⁾を用いて実施した。図2(a)~(h)は、この解析結果例について、佐世保湾と大村湾との隣接部分を拡大して表示した図である。これらの図では、佐世保湾の海水として分類された領域のみを白く強調して表示している。またこれらの図は、表1に示す満潮率に従って並べられており、図2(a)~(d)が大村湾の満ち潮のときを、図2(e)~(f)がほぼ満潮のときを、図2(g)~(h)が引き潮のときを示している。

これらの解析結果から総合的に判断すると、大村湾の満ち潮が始まると、佐世保湾の海水は、狭い針尾瀬戸を通り、大村湾に向けて勢い良く流れ込み、次第に大きな反時計回りの渦を形成していくと考えられる。さらに、大村湾の満潮時においては、大きな反時計回りの渦の先端が大崎半島付近まで達し、大村湾の引き潮の開始とともに、針尾瀬戸付近と大崎半島付近の海水が佐世保湾に向けて流れ出ていくと考えられる。

表1 解析に用いたTMデータと大村湾の潮汐に関する情報

LandSat/5の観測日時 日付 時刻	大村湾の潮汐に関する情報				(注)		図2 との対応
	方向	潮時	潮高	潮時	潮高	満潮率[%]	
1991. 8/14 10:17	満ち潮	7:53	23	14:00	83	39.2	(b)
1991.12/ 4 10:18	満ち潮	3:47	13	10:33	74	96.3	(f)
1991.12/20 10:18	満ち潮	3:56	5	10:44	77	93.6	(e)
1992. 9/17 10:15	満ち潮	7:44	20	14:05	77	39.6	(c)
1994. 3/31 10:14	満ち潮	7:50	19	13:35	77	41.7	—
1994. 6/ 3 10:12	引き潮	6:45	66	13:20	34	47.5	(h)
1994. 7/21 10:11	引き潮	9:36	81	16:14	13	91.2	(g)
1994. 8/22 10:10	満ち潮	5:48	27	11:38	89	74.8	(d)
1995. 5/ 5 10:01	満ち潮	8:18	34	14:56	67	25.8	(a)
1995. 6/ 6 10:00	引き潮	4:20	70	10:38	37	10.0	—
1995.10-12 9:54	満ち潮	6:56	15	13:17	82	45.7	—

注) 満潮率 = $\frac{\text{人工衛星の観測時刻} - \text{干潮時}}{\text{満潮時} - \text{干潮時}}$

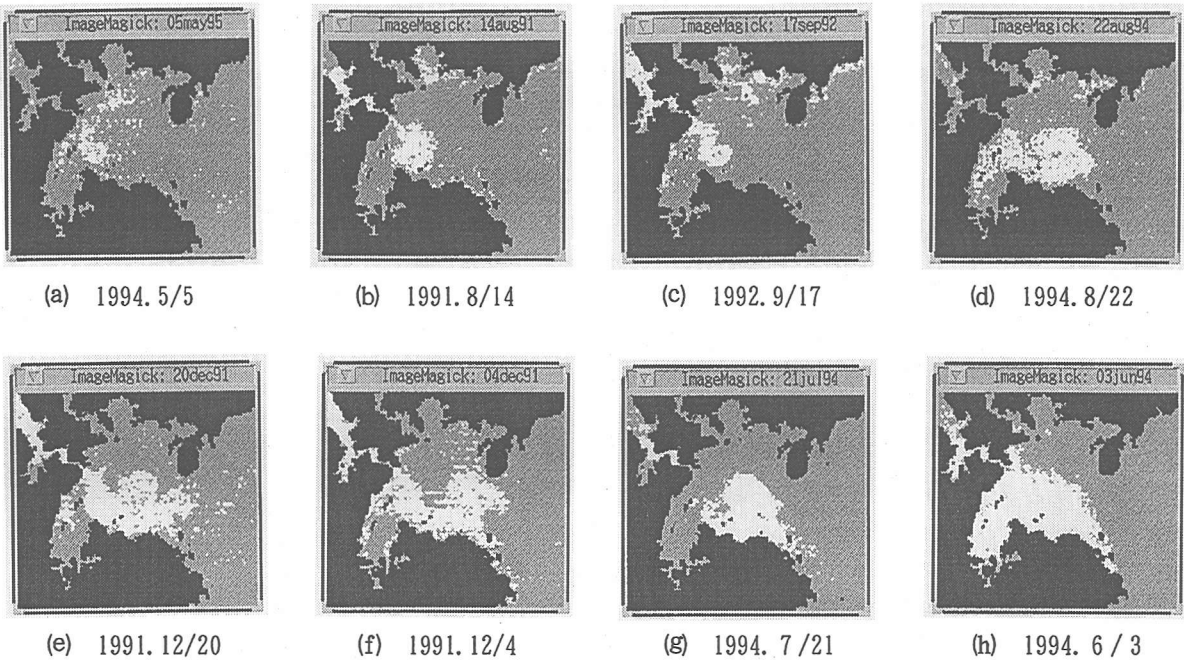


図2 TMデータの解析結果例

3. 流動シミュレーション・システム

TMデータは、大村湾の特定日時の状態を観測したデータである。このため、TMデータの解析結果とシミュレーション・システムによる結果とを比較する場合、TMデータ観測時の大村湾の状況を再現するシミュレーションを実施し、このシ

レーション結果との比較を行う必要があると考えられる。従って本研究では、自動制御によって、例えば潮位表に示された大村湾内の潮位などを再現する流動シミュレーション・システムの開発を進めている。

(1) モデルと解法

図3は、本研究で用いたモデルの座標系を示している。モデルの座標系は、水平方向に x 軸と y 軸をとり、鉛直上向きに z 軸をとっている。

本研究で用いたモデルは、海表面を含む第1層から海底面を含む第 b 層で構成される多層モデルである。本研究では、このモデルの考えに基づき、各層内の平均流速(u, v)や、海面の潮位(ζ)などを用いて表された、下に示す基本方程式⁷⁾を用いている。

紙面の都合で詳しい説明を省略するが、基本方程式の離散化には、2次元のADI (Alternate Direction Implicit) 法⁸⁾を用いている。また実際の計算においては、アルゴリズムの最適化のための工夫を行っている。例えば、タイム・ステップが $n\Delta t$ から $(n+1/2)\Delta t$ に変化する時、先ず、第 b 層において、 w_{b-1} と u_b に関する三項方程式を解き、 w_{b-1} 、 u_b ともに $C + \Sigma a_i \zeta_i$ のような形の一次結合で表現される解を得る。次に、この結果を一つ上の層の w_{k-1} 、 u_k に関する三項方程式に代入し、この三項方程式を解くことで、

w_{k-1} 、 u_k ともに ζ の一次結合で表現される解を得る。この手順を繰り返すことで、最終的に第1層において、 ζ 、 u_1 に関する方程式を解き、 ζ 、 u_1 ともに ζ の一次結合で表現される解を得る。ここで得られた $\zeta = C + A\zeta$ の形式で表される ζ_i に関する連立方程式を解くことで、全ての領域の潮位を算出することができる。最後にこの算出された潮位の値を利用して、各層における平均流速の値を決定する。

また開境界における境界条件には、その座標における潮位の値を外部から与え、目的のシミュレーションを実施する。この外部から与える潮位の値は、(2)に示す自動制御によって決定される。

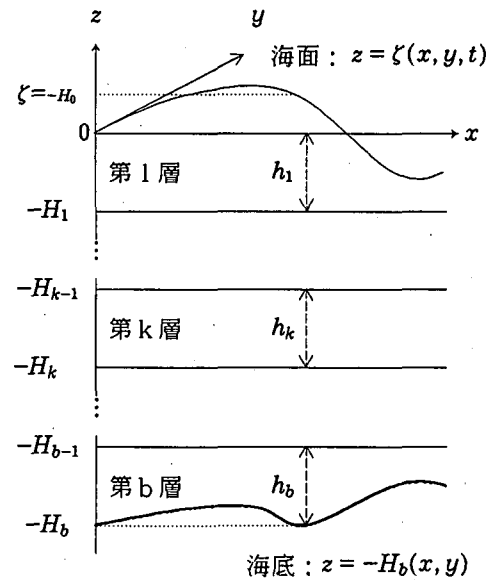


図3 多層モデルの座標系

<第1層に関する基本方程式>

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x}((\zeta + h_1)U_1) + \frac{\partial}{\partial y}((\zeta + h_1)V_1) = -\frac{\partial \zeta}{\partial t} + W_1 \\ U_1 \frac{\partial U_1}{\partial x} + V_1 \frac{\partial U_1}{\partial y} + \frac{\partial U_1}{\partial t} + \frac{U_1 - U_2}{2(\zeta + h_1)} W_1 = f_c V_1 - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \nu_a \left(\frac{\partial^2 U_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U_1}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\zeta + h_1} \gamma_i^2 (U_1 - U_2) \sqrt{(U_1 - U_2)^2 + (V_1 - V_2)^2} \\ U_1 \frac{\partial V_1}{\partial x} + V_1 \frac{\partial V_1}{\partial y} + \frac{\partial V_1}{\partial t} + \frac{V_1 - V_2}{2(\zeta + h_1)} W_1 = -f_c U_1 - g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \nu_a \left(\frac{\partial^2 V_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V_1}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\zeta + h_1} \gamma_i^2 (V_1 - V_2) \sqrt{(U_1 - U_2)^2 + (V_1 - V_2)^2} \end{cases}$$

<第k層に関する基本方程式>

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x}(h_k U_k) + \frac{\partial}{\partial y}(h_k V_k) = -W_{k-1} + W_k \\ U_k \frac{\partial U_k}{\partial x} + V_k \frac{\partial U_k}{\partial y} + \frac{\partial U_k}{\partial t} + \frac{U_{k-1} - U_k}{2h_k} W_{k-1} + \frac{U_k - U_{k+1}}{2h_k} W_k = f_c V_k - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \nu_a \left(\frac{\partial^2 U_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U_k}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{h_k} \gamma_i^2 (U_{k-1} - U_k) \sqrt{(U_{k-1} - U_k)^2 + (V_{k-1} - V_k)^2} - \frac{1}{h_k} \gamma_i^2 (U_k - U_{k+1}) \sqrt{(U_k - U_{k+1})^2 + (V_k - V_{k+1})^2} \\ U_k \frac{\partial V_k}{\partial x} + V_k \frac{\partial V_k}{\partial y} + \frac{\partial V_k}{\partial t} + \frac{V_{k-1} - V_k}{2h_k} W_{k-1} + \frac{V_k - V_{k+1}}{2h_k} W_k = -f_c U_k - g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \nu_a \left(\frac{\partial^2 V_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V_k}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{h_k} \gamma_i^2 (V_{k-1} - V_k) \sqrt{(U_{k-1} - U_k)^2 + (V_{k-1} - V_k)^2} - \frac{1}{h_k} \gamma_i^2 (V_k - V_{k+1}) \sqrt{(U_k - U_{k+1})^2 + (V_k - V_{k+1})^2} \end{cases}$$

<第b層に関する基本方程式>

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x}(h_b U_b) + \frac{\partial}{\partial y}(h_b V_b) = -W_{b-1} \\ U_b \frac{\partial U_b}{\partial x} + V_b \frac{\partial U_b}{\partial y} + \frac{\partial U_b}{\partial t} + \frac{U_{b-1} - U_b}{2h_b} W_{b-1} = f_c V_b - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \nu_a \left(\frac{\partial^2 U_b}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U_b}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{h_b} \gamma_i^2 (U_{b-1} - U_b) \sqrt{(U_{b-1} - U_b)^2 + (V_{b-1} - V_b)^2} - \frac{1}{h_b} \gamma_b^2 U_b \sqrt{U_b^2 + V_b^2} \\ U_b \frac{\partial V_b}{\partial x} + V_b \frac{\partial V_b}{\partial y} + \frac{\partial V_b}{\partial t} + \frac{V_{b-1} - V_b}{2h_b} W_{b-1} = -f_c U_b - g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \nu_a \left(\frac{\partial^2 V_b}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V_b}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{h_b} \gamma_i^2 (V_{b-1} - V_b) \sqrt{(U_{b-1} - U_b)^2 + (V_{b-1} - V_b)^2} - \frac{1}{h_b} \gamma_b^2 V_b \sqrt{U_b^2 + V_b^2} \end{cases}$$

(2) 自動制御による境界条件の算出

本研究で用いたモデルは、開境界における潮位を入力値(指示値)とし、モデル内の特定の場所の潮位を出力値(制御量)とすることが出来る。このモデルの場合、ある一定の潮位を入力として与え続けると、これに従いモデル内の任意の点の潮位は変化を続け、最終的に入力値と同じ一定の値に収束する。このため、このプロセスは、自己平衡性が有る系、すなわち定位系のプロセスと考えることができる。従って、ここでは、モデルの制御方式として、図4に示す定位系プロセスのPID制御⁹⁾について考える。PID制御のパラメータの決定には、制御対

象の伝達関数の推定を行い、この推定した伝達関数の定数から最適値を決定する方法を用いる。

普通、定位系プロセスは高次の伝達関数を持つと考えられるが、ここでは簡単化のために、このプロセスを一次遅れ+むだ時間を用いて近似し、制御装置を検討する。

一次遅れ+むだ時間を用いて近似した定位系プロセスの伝達関数：G(s)は、次式で与えられる。

$$G(s)=\frac{Ke^{-Ls}}{1+Ts}$$

この時、このプロセスへの時間領域での入力をx(t)、同じく出力をy(t)とし、この伝達関数を時間領域での微分方程式の形式で表現すると、次のようになる。

$$y+T\frac{d}{dt}y=Kx(t-L)$$

伝達関数の推定方法には、種々の方法があるが、図5に示すステップ応答を用いた推定¹⁰⁾を行う。入力をステップ関数とした場合の先程の微分方程式の解は、

$$y=\begin{cases} =0 & (t<L) \\ =K(1-e^{-\frac{t-L}{T}}) & (t\geq L) \end{cases}$$

となる。さらに、この解を時間間隔：Δtによって離散値化すると、次のようになる。

$$y=\begin{cases} =0 & (k<\ell) \\ =K(1-e^{-\frac{k-\ell}{T}\Delta t}) & (k\geq \ell) \end{cases} \quad (\text{但し、} t=\Delta t\cdot k, L=\Delta t\cdot \ell)$$

ここで、ステップ応答について、

$$y_{\Delta}(0), y_{\Delta}(1), y_{\Delta}(2), \cdots, y_{\Delta}(k), \cdots, y_{\Delta}(N-1) \quad (N>\ell)$$

の、N個のサンプルが得られた場合、最小二乗法などの手法を用いることで、T、Lの最適値を決定することができる。なお、本研究で用いたモデルの性質から考えて、K=1は、明白である。

制御対象の伝達関数の定数からPID制御のパラメータを決定する方法は幾つかあるが、本研究では、表2に示す一次遅れ+むだ時間に対応した最適調節点の値¹⁰⁾を用いる。

以上の作業により、各シミュレーションに応じたPID制御器を決定することができる。

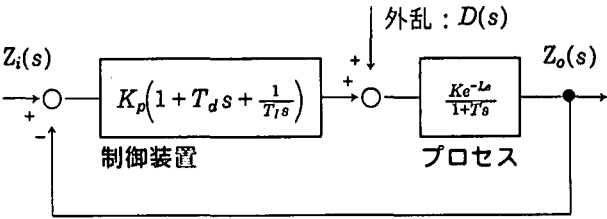


図4 1次遅れ+無駄時間近似のPID制御系

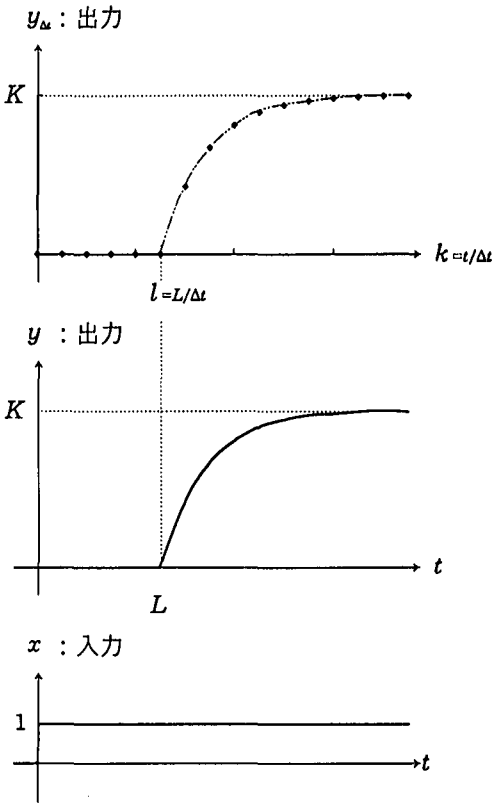


図5 ステップ応答のイメージ

表2 一次遅れ+むだ時間に対応したPID制御のパラメータ			
調節計の動作	K_p	T_i	T_d
P	$0.3T/KL$	∞	0
PI	$0.35T/KL$	$1.17T$	0
PID	$0.6T/KL$	T	$0.5L$

4. 流動シミュレーション実験

本研究で作成したシミュレーションシステムを利用し、佐世保湾の一部と大村湾を含む領域についての簡単なシミュレーション実験を行った。潮汐表¹¹⁾によると、標準港である佐世保港の潮位に特定の補正を掛けることで、大村と呼ばれる長崎空港付近の場所の潮位を知ることができる。従ってここでは、潮汐表のデータを補正することで得られた大村の潮位を指示値とし、さらにシミュレーションによって得られる大村の潮位をフィードバックすることで、PID制御によるシミュレーション実験を行っている。

(1) 境界条件の自動制御

図6は、PID制御のパラメータを決定するために、実際にシミュレーションのステップ応答を観測した例を示している。ステップ応答の観測は、t=0 から連続して $\xi=1.0$ の境界値を佐世保湾部分の開境界に与え、シミュレーションによって得られる大村の潮位変化を調べることで行った。なおシミュレーションに用いた各定数の値には、便宜的に、表3に示す値を採用した。またこの例では、シミュレーションする領域の離散化のための座標軸を、緯度・経度線と平行としている。

図 6 から、シミュレーション内の経過時間を十分にとれば、大村の潮位は、開境界に与えた境界値と同じ値である $\zeta = 1.0$ に収束することが推察できる。従って、このプロットは定位系プロットである。またこの観測結果を使い伝達関数の推定を行った結果、 $T = 28967.1[s]$ 、 $L = 2820.0[s]$ の値を得ている。なお実際のシミュレーション実験では、シミュレーションの条件が変わる毎にこのステップ応答を観測し、PID制御のための最適なパラメータの値をその都度決定している。

図 7 は、先程と同一の条件で、表 4 に示す 8 月中旬の大村の潮位データを入力として与え、PID制御によるシミュレーションを実施した例を示している。この図には、指示値として用いた表 4 に示す潮位と、PID制御器の出力と、シミュレーションで得られた大村の潮位を示している。なおこの時、PID制御器はPI動作をしている。図 7 に示す結果から、PID制御によってシミュレーション結果の潮位が指示値に追従している様子が判る。しかし現在のところ、シミュレーション結果の潮位の振幅は、指示値として与えた潮位の振幅に対し、約70%の大きさである。これは、今回用いたPID制御器の周波数応答性が良くないためであると考えられる。従って今後、指示値を完全に再現できる、自動制御方式について再検討する予定である。

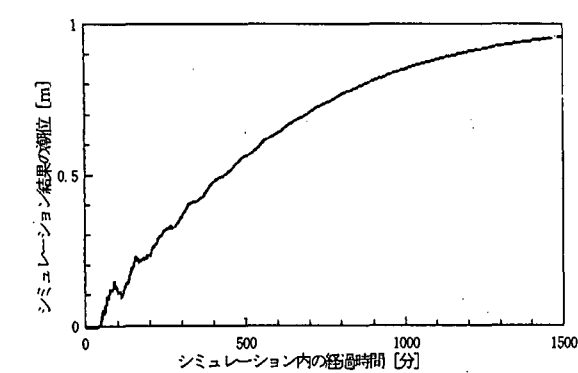


図 6 ステップ応答の例

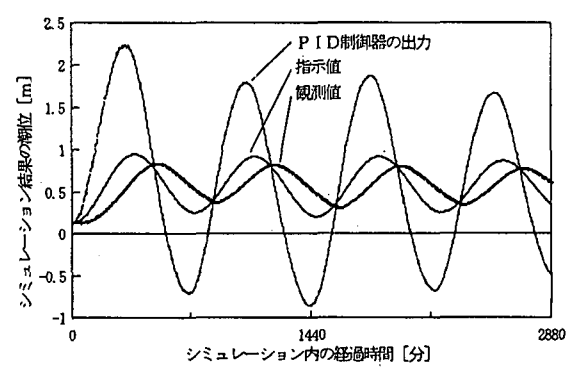


図 7 自動制御の実施例

表 3 シミュレーションに用いた定数の値

シミュレーションに用いたパラメータ	値
$\Delta x, \Delta y$: 水平方向の格子間隔	200 [m]
Δz : 層厚の基本値	10 [m]
Δt : 時間間隔	60 [s]
γ_i^2 : 内部摩擦係数	0.01
γ_b^2 : 海底摩擦係数	0.02
ν_a : 水平渦動粘性係数	50 [m ² /s]
f_c : コリオリの係数	7.92×10^{-5}
g : 重力加速度	9.8 [m/s ²]

表 4 大村の潮位データ

潮	時	潮高 [cm]
1991. 8 /12	18:52	14
1991. 8 /13	01:10	95
1991. 8 /13	07:16	26
1991. 8 /13	13:17	92
1991. 8 /13	19:29	21
1991. 8 /13	01:39	92
1991. 8 /14	07:53	26
1991. 8 /14	14:00	87
1991. 8 /14	20:04	29

(2) TMデータの解析結果との比較例

TMデータの解析結果とシミュレーション結果との比較の例として、シミュレーション領域の離散化のための座標軸を、緯度・経度線に対して傾きを持たせた場合、針尾瀬戸から大村湾に向けて流れ込む海水の方向がどのように変化するかを調査した。

図 8 (a)は、図 2 (b)に示した1991年 8 月14日のTMデータの解析結果例を拡大して表示した図である。TMデータは、人工衛星の観測軌道の関係で、緯度・経度線に対して若干の傾きを持っている。図 8 (a)では、シミュレーション結果との比較を容易にするため、この傾きの補正を行った画像を表示している。また図 8 (b)は、表 4 に示す大村の潮位を入力とし、図 8 (a)に対応する日時の大村湾の状況を再現するためのシミュレーションを実施し、TMデータの観測日時に当たる結果を画像表示した図である。この図は、シミュレーション領域の離散化のための座標軸を、緯度・経度線に対して50°の傾きとした場合の結果を示しており、針尾瀬戸を通過した海水を白く表示している。なおこの図の表示においても、TMデータとの比較を容易にするため、緯度・経度線を紙面の向きに一致させている。

ここで、TMデータの解析結果から得られる針尾瀬戸から大村湾に向けて流れ込む海水の方向を θ 、シミュレーション結果から得られる同様の方向を α とし、 $s = 1 - \{(\alpha - \theta)/\theta\}^2$ を類似度として定義する時、 $\theta = 63.4^\circ$ 、 $\alpha = 59.5^\circ$ であり、類似度の値は、 $s = 0.996$ となる。

離散化のための座標軸の傾きを変えて同様の実験を幾つか行った。この結果の、離散化のための座標軸の傾きと類似度との関係を図 9 に示す。この図から、離散化のための座標軸の傾きを約50°としたときの類似度が最も

高く、シミュレーション結果がT Mデータの解析結果例に最も類似していることが分かった。

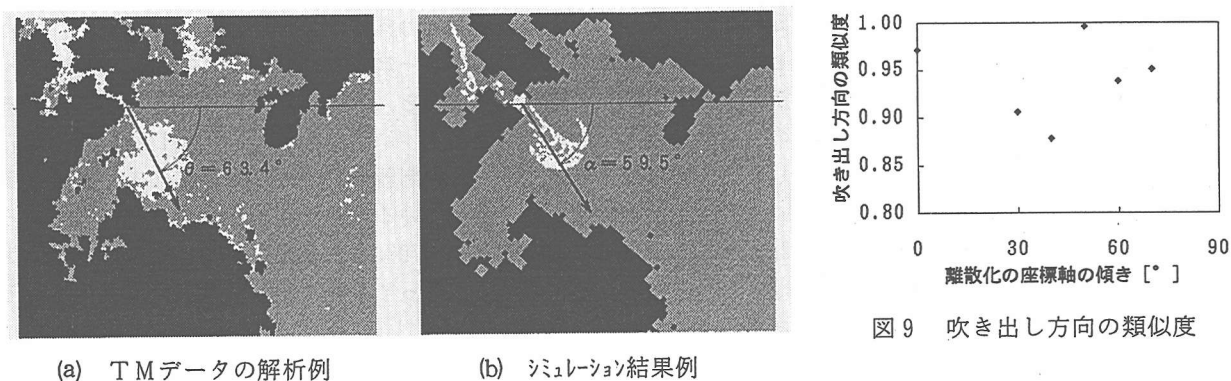


図8 T Mデータの解析結果とシミュレーション結果との比較例

5. おわりに

本報告では、T Mデータの解析結果とシミュレーション結果が容易に比較できるシミュレーション・システムとして、開発中の、自動制御によって境界条件を自動算出するシミュレーション・システムを紹介した。現在の所、この自動制御に単純なP I D制御方式を用いた場合、指示値として与えられた潮位を完全に再現できないなど、幾つかの問題点が判明している。今後、指示値を完全に再現できる制御方式の検討を行う予定である。

また今回は、針尾瀬戸から大村湾に向けて流れ込む海水の方向について、T Mデータとシミュレーション結果との比較例を示した。今後は流れ込む方向だけでなく、流れの軌跡の形状までを含めた比較を行う予定である。本報告では、シミュレーション実験を行うに当たり、シミュレーションに用いるパラメータの値には、便宜的な値を採用している。しかしこれらの値には、海底や内部の摩擦係数、さらには渦動粘性係数など、不確定な要素が多数含まれていると考えられる。今後予定している、流れの軌跡までを含めた比較を行うことで、大村湾の流動シミュレーションにおけるこれらの値の最適値を求めることが可能であると考えられる。

現場における観測では、主に、測定器を固定することで長時間の変化を計測することができる。これに対し、衛星リモートセンシングは、広範囲の情報を同時に得ることができる。従って、この衛星リモートセンシングで得られる広範囲の面的な情報を用いて、シミュレーションの検証を容易に行うことができるシステムを構築することを目指している。従って今後、T Mデータの解析結果から干潮時に大村湾内に残っている佐世保湾の海水を特定することで海水交換率を見積もることや、合成開口レーダを利用した大村湾の潮位の面的な評価なども実施する予定である。これらによって、シミュレーションの相似性確認に有用な、より多くの情報を収集することができると考えられる。

最後に、本報告で用いた人工衛星リモートセンシングのデータ所有は米国政府であり、データ提供はE O S A T /宇宙開発事業団である。

参考文献

- 1) 長崎県：大村湾海域利用構想，長崎県，1991.
- 2) 飯塚 昭二：大村湾（I 地質，II 物理，III 化学），日本全国沿岸海洋誌，日本海洋学会沿岸海洋研究部会編，東海大学出版会，pp. 879-893，1885.
- 3) 長崎県企画部：豊かな大村湾海域利用シンポジウム，長崎県，pp. 8-9，1993.
- 4) 後藤 恵之輔，全 炳徳，兵頭 竜二：衛星リモートセンシングを用いた大村湾・佐世保湾の海水分類と潮汐による水塊移動の調査，地球規模の酸性雨等環境問題が日本西部地域に及ぼす影響評価に関する共同研究，長崎大学，pp. 103-110，1996.
- 5) 兵頭 竜二，後藤 恵之輔，全 炳徳：人工衛星リモートセンシングによる大村湾の海水交換の調査とシミュレーション・システムの相似性確認への応用，海洋開発論文集，土木学会，Vol. 12，pp. 507-512，1996.
- 6) 土谷 清：リモートセンシング概論，朝倉書店，pp. 209-214，1993.
- 7) 松梨 順三郎：環境流体汚染，森北出版，pp. 132-138，1993.
- 8) 同上，pp. 112-122.
- 9) 相良 節夫：基礎自動制御，森北出版，pp. 125-126，1983.
- 10) 須田 信英：P I D制御，朝倉書店，pp. 9-28，1993.
- 11) 海上保安庁：潮汐表，1991～1996.