

衛星リモートセンシングによる 閉鎖性湾の流動シミュレーションの検証

A VERIFICATION FOR TIDAL FLOW SIMULATION OF CLOSED BAY
BY USING SATELLITE REMOTE SENSING

兵頭 竜二¹・後藤 惠之輔²

Ryuji HYODO and Keinosuke GOTOH

¹正会員 工修 長崎県工業技術センター 機械金属部 (〒856-0026 長崎県大村市池田2丁目1303-8)

²正会員 工博 長崎大学教授 工学部社会開発工学科 (〒852-8521 長崎県長崎市文教町1-14)

Omura Bay in Nagasaki Prefecture, which is called a double-closed bay, is connected with Sasebo Bay through very narrow channels. The authors had applied satellite remote sensing technique to confirm the exchange condition of seawater between these bays. This method is capable of investigating only the surface current. In this paper, the numerical simulation system was improved in order to simulate actual tides by using three-element control function. The results of satellite remote sensing were compared with the outcome of the simulation system. It follows that the results of satellite remote sensing and the outcome of the system corresponded well when the axis of coordinates which is rotated 34 degrees from circles of latitude and longitude and eddy viscosity in the $40\text{m}^2/\text{s}$ to $60\text{m}^2/\text{s}$ range were used for the numerical simulation.

Key Words : *satellite remote sensing, Omura Bay, tidal current, numerical simulation*

1. はじめに

図-1に示す大村湾は、隣接する佐世保湾を通して外海につながる、二重閉鎖性湾である。また、東西方向約10km、南北方向約30km、平均水深14.8m¹⁾である大村湾に対し、この湾の海水交換のほとんどを担う針尾瀬戸は、幅約200m、水深約25mであり、極端に狭い。このため、大村湾の海水交換性は非常に悪く、富栄養化など、水質の悪化が懸念されている。そこで著者らは、この湾の中の海水の動きなどを調べ、大村湾にとって効果的な浄化策を検討する研究を進めている。

富栄養化など、海域の環境問題を検討する場合、数値シミュレーション実験などにより、対象とする海域について、流れの様子などを把握することが必要である。さらに、このような数値シミュレーション実験では、該当する海域の実測データとの比較を行うことで、シミュレーション結果の信頼性を確認することが重要となる。従来、このような比較のための実測データは、潮流計や水質計などを使って現場海域で測定されており、測定のために多くの費用と労力を必要としてきた。一方、衛星リモートセンシングによる海域の調査は、実際の海域で

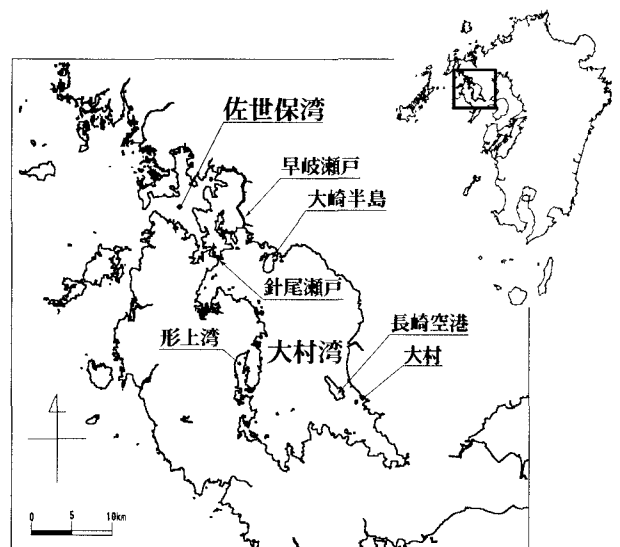


図-1 大村湾の位置

の潮流や水質などの調査に比べて、はるかに手軽で安価である。従って、衛星リモートセンシングを用いて数値シミュレーションの信頼性確認を行うことができれば、従来の実測データを利用した確認手法に比べ、コスト面

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

記号	TMデータの観測日時		大村湾の潮汐に関する情報						長崎空港での風	
	日付	時刻	方向	潮時	潮高 [cm]	潮時	潮高 [cm]	満潮率 ^{注)} [%]	平均 [m/s]	最大(風向) [m/s]
(a)	1991. 8/14	10:17	上げ潮	7:53	23	14:00	84	39.2	4.2	10.6 (N)
(b)	1992. 9/17	10:15	上げ潮	7:44	21	14:05	78	39.6	2.7	6.2 (N)
(c)	1997. 12/4	10:28	上げ潮	7:34	7	14:16	77	43.2	2.0	4.1 (SSE)
(d)	1991. 12/4	10:18	上げ潮	3:47	13	10:33	75	96.3	2.5	4.8 (NNW)

注) 満潮率 = |人工衛星の観測時刻 - 干潮時| / |満潮時 - 干潮時|

で優れた確認手法を開発することができる。

これまでの研究^{2),3)}では、まず、衛星リモートセンシングによる佐世保湾と大村湾との間の海水交換に関する調査を行った。この結果、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。さらに、この研究²⁾では、衛星リモートセンシングを利用した海水交換の調査結果との比較を前提とした数値シミュレーション・システムの開発を進めている。このシステムは、内部に潮位の自動制御機能を持っており、外部から与えられた潮位を再現する流動シミュレーションを行うシステムである。しかし、これまでのシステムには、シミュレーションの結果得られる潮位の振幅が、入力約70%に留まることなど、問題点が含まれていた。

本論では、数値シミュレーション・システムの自動制御機能を改良し、潮位の再現性が入力された潮位振幅の100%に近付くように、システムの性能を向上した。また、このシステムを用いて、衛星リモートセンシングで得られた針尾瀬戸から大村湾に流れ込む海水の様子を再現するシミュレーションを行い、衛星データの解析結果との比較を試みた。

2. 衛星データによる大村湾内の流れの調査

衛星リモートセンシングを用いた佐世保湾と大村湾との間の海水交換の調査については、文献²⁾と³⁾で詳しく述べている。ここでは、この調査の手法と結果について簡単に整理する。

(1) 解析に用いた衛星データ

本研究では、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センサによる観測データ(以下、これをTMデータと呼ぶ)を使用して、海水交換の調査を行った。

本論では、これまでに解析したTMデータから、表-1に示す4種を取り上げる。なお、この表には、TMデータの観測日時に加え、この日時に対応する大村湾の潮汐や長崎空港で計測された風向・風速⁹⁾に関する情報も示している。この潮汐に関する情報は、潮汐表⁹⁾に記載されている佐世保港の潮位に補正を掛けたもので、図-1に示す大村の潮位を示す値である。また、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。例えば、表-1の記号(d)に示す1991年12月4日のTMデータは、満潮率が96.3%であることから、大村湾のほぼ満潮を捉えたデータであることが分かる。

(2) 解析の原理

海域の水質と衛星リモートセンシングで得られる情報との間に相関があることは、数多くの研究例^{6)~8)}によって示されている。本研究でも、大村湾の水質とTMデータとの間に相関性があることを確認するため、1995年6月6日と10月12日に、ランドサット5号が大村湾付近を観測する時間に合わせて水質調査を実施した。この結果、水深0.1~1mの水温とバンド6との間には、0.60~0.90の相関係数が得られ、水深1~5mの溶存酸素量とバンド2/バンド1の間には、0.55~0.96の相関係数が得られた。これらは一例であるが、大村湾においても、表層の水質とTMデータとの間に相関があることが分かる。

また、地形的な特徴のため(図-1参照)、佐世保湾は外海と直接海水交換し、大村湾は佐世保湾と海水交換する。さらに、佐世保湾と大村湾との間の瀬戸が狭いため、これら2つの湾の間で、十分な量の海水交換が行われないう。従って、佐世保湾と大村湾の間では、水質の違いが生じることになる。

このように、水質とTMデータとの間に相関があり、さらに佐世保湾と大村湾との間に水質の違いがあることから、TMデータの海域部分について分光特性の違いによる分類を行えば、佐世保湾の海水と大村湾の海水とを分類することが可能である。また、拡散や水塊の混合による海水中の懸濁物質や熱量などの移動には、潮流による移動に比べて、長い時間が必要である。従って、大村湾の上げ潮の時を観測したTMデータを解析すれば、佐世保湾内の海水だけでなく、上げ潮によって佐世保湾から大村湾に流れ込んできた海水も、同じ佐世保湾の海水として分類抽出することが可能である。

(3) 解析結果

図-2は、表-1に示したTMデータについて、佐世保湾の海水と大村湾の海水とを分類した結果を示したもので、針尾瀬戸を含む部分を表示したものである。なお、それぞれの図で白く表示されている部分が、佐世保湾の海水と同じ分光特性を持つ部分として分類された部分である。各図の左肩に示されている“△”記号は大村湾が上げ潮

であることを示しており、その横には表-1に示した満潮率が記されている。また括弧内に示された数値は、TMデータが取得された前後で生じた大村湾の干潮と満潮との潮高の差を示している。

これらの図から、上げ潮が始まれば(図-2(a)~(c)参照)、佐世保湾の海水が狭い針尾瀬戸を通り、大村湾に向けて勢い良く流れ込むことが分かる。また、満潮に近づけば(図-2(d)参照)、この流れ込んだ海水の先端部が大崎半島付近(図-1参照)まで達することも認められる。なお、本研究では、ここで可視化された、この流れ込んだ海水が広がる様子が、風などの影響をあまり受けないことも確認している³⁾。

3. 流動シミュレーション・システム

大村湾内の海水流動は、周期的な潮汐現象だけでなく、気圧や風、温度などに代表される様々な気象条件や、河川から流入する淡水などの影響を受けている。TMデータは、このような特定日時の状態を観測したものである。このため、TMデータの解析結果とシミュレーション結果とを比較する場合、TMデータ観測時の大村湾の状態を再現するシミュレーションを行い、この結果と比較することが必要である。従って本研究では、気象条件や大村湾内で実測された潮位の情報などを入力として、自動制御による流動シミュレーションを行うことで(図-3(a)参照)、TMデータが取得されたときの大村湾の流動状態を再現できるシステムの開発を進めている。

(1) シミュレーションに用いたデータ

a) 水深データ

海水流動などに関する数値シミュレーション実験を行う場合、シミュレーション・システム内に大村湾の形状を再現するための、水深に関する情報が必要になる。

計算機で直接扱うことができる電子化された地図や海図の例としては、一般に入手できる範囲では、地形図を扱う数値地図^{9)~12)}や海図を扱う航海用電子海図¹³⁾などがある。しかし、数値地図には、海岸線や標高に関する情報は含まれているが、水深に関する情報は含まれていない。また、航海用電子海図は小縮尺の海図を基に作成されているため、大村湾内の水深に関する情報が十分に含まれていないなど、問題点がある。

そこで本論では、海岸線に関する情報を数値地図から取り出し、湾内における水深には、海図^{14)~17)}を計算機処理して抽出したものを使用した。なお、作成した水深データは、水平方向の分解能が緯度・経度方向にそれぞれ1/3秒のメッシュ状のデータである。大村湾がある北緯33°付近での緯度1秒に対する弧の長さ¹⁸⁾は約30.8mであり、同じく経度1秒に対する弧の長さ¹⁹⁾は約25.9mである。従って、この1/3秒の分解能は、約10mの分解能に相当する。実際の数値シミュレーションでは、この水深デー

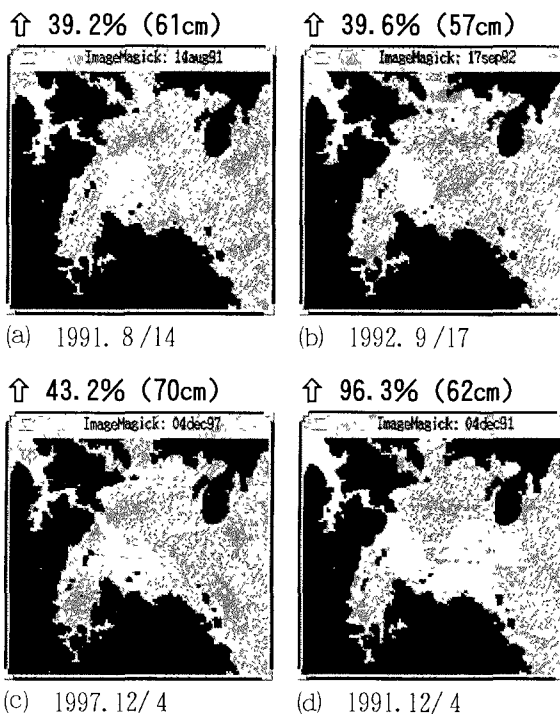


図-2 衛星データの解析結果

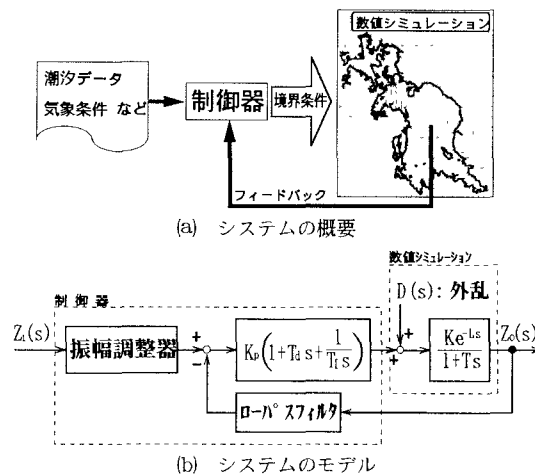


図-3 シミュレーション・システム

タを数値モデルの水平方向の格子間隔に合わせて平均処理し、これを使用している。

b) 潮汐データ

湾内の潮位は、風や気圧などの影響を受けている。このため、入力に使う大村湾の潮汐データには、大村湾内で実際に測定された潮位を使用することが必要である。本研究では、最終的には実際に測定された潮位を使用する予定であるが、本論では潮汐表⁹⁾から得られる大村の潮位を使用した。

潮汐表⁹⁾によれば、標準港である佐世保港の潮時と潮位に特定の補正を掛けることで、大村(図-1参照)の潮時と潮高を知ることができる。本論では、ここで得られた潮時と次の潮時の間を三角関数で補間し、この値を入力として使用した。

(2) システムの構成と動作

本研究で開発したシステムは、**図-3(a)**に示すように、外海と接する佐世保湾口を開境界とする数値シミュレーション部と、開境界に与える強制水位の値を自動算出する制御器とで構成される。なお、**図-3(b)**はこのシステムをモデル化したものである。

a) 数値モデルと解法

大村湾のように閉鎖性の強い内湾の場合、その流動は、河川から流入する淡水や湾内に形成される温度躍層、さらには吹送流などの影響を受ける。しかし、本論で着目するのは、TMデータの解析結果に見られるような、針尾瀬戸を通る海水の動きである。この領域の海水は針尾瀬戸からの噴流によって常に攪拌されており、針尾瀬戸付近には温度躍層などはないものと考えられる。従って、ここでは、数値モデルに順圧モデル¹⁹⁾を使用した。また、数値モデルの離散化にはADI法²⁰⁾を用いた。

なお、針尾瀬戸を出入りする海水量は、河川から流入する淡水量に比べて充分に多い。また、TMデータの解析結果から、針尾瀬戸を通して流れ込む海水の広がり、風の影響を余り受けていないことが分かっている。このため、本論の数値モデルでは、河川からの流入と風による摩擦の項を省略している。

b) 自動制御による境界条件の算出

本論で用いた数値モデルは、開境界における潮位（強制水位）を入力とし、数値モデル内の任意の場所の潮位を出力とするプロセスと考えることができる。従って、数値モデルを「一次遅れ+むだ時間」で近似し、このプロセスの自動制御を考える²¹⁾ (**図-3(b)**参照)。

一次遅れ要素の時定数を T 、むだ時間要素のむだ時間を L 、比例要素を K とすると、「一次遅れ+むだ時間」を用いて近似したプロセスの伝達関数²¹⁾は、

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

となる。なお、数値モデルを直接この伝達関数に変換することは難しいため、本論では、数値モデルのステップ応答を観測し、その結果から伝達関数を推定する。入力にステップ関数が与えられた時、時間間隔 Δt によって離散化された応答は、

$$y = \begin{cases} 0 & (k < \ell) \\ K(1 - e^{-\frac{k-\ell}{T}\Delta t}) & (k \geq \ell) \end{cases} \quad (2)$$

(ただし、 $t = \Delta t \cdot k$, $L = \Delta t \cdot \ell$)

となるので、最小二乗法を用いることで、 T 、 L の最適値を決定することができる。なお、本研究で用いた数値モデルの場合、開境界に一定の強制水位を与え続ければ、シミュレーション結果の潮位は、強制水位と同じ値に収束する。従って、 $K=1$ は明白である。

プロセスの制御方法として、一般に、PID調節器を用いる方法が知られている²¹⁾。「一次遅れ+むだ時間」で近似されるプロセスの場合、そのPID調節器の伝達関数は、比例ゲインを K_p 、積分時間を T_I 、微分時間を T_d

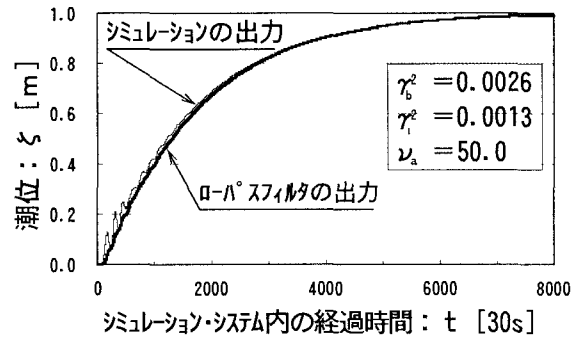


図-4 ステップ応答の例

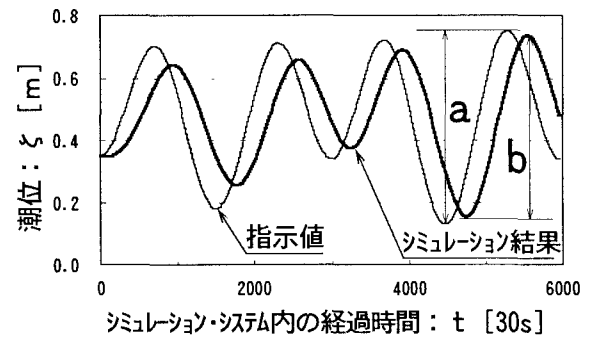


図-5 自動制御の実施例

とすれば、次式で与えられる。

$$C(s) = K_p \left(1 + T_{as} + \frac{1}{T_I s} \right) \quad (3)$$

また、本論では、PID調節器のパラメータを決定する方法にCHR法²²⁾を用いた。この方法は、制御対象の伝達関数から、PID調節器に必要なパラメータの値を算出する方法であり、例えば、次式が用いられる。

$$\begin{cases} K_p = 0.35T/KL \\ T_I = 1.17T \\ T_d = 0 \end{cases} \quad (4)$$

図-4は、数値モデルのステップ応答の観測例を示している。これは、佐世保湾口に設けた開境界に1.0mの潮位を境界値として連続して与え続け、シミュレーションによって得られた大村 (**図-1**参照)の潮位変化を観測したものである。**図-4**中のシミュレーションの出力をみれば、その値が振動しながら1.0mに収束している様子が分かる。この振動は、自動制御にとって誤動作の原因となる。従って本論では、ローパスフィルタを使用してこの振動の成分を除去したものを、PID調節器にフィードバック量として与えている (**図-3(b)**参照)。このため、ステップ応答による伝達関数の推定も、このローパスフィルタの出力について実施している。

また、**図-3(b)**に示されている振幅調整器は、入力された潮位の再現性を高めるために付加した部分で、常時、シミュレーション結果の潮位の振幅を監視し、その振幅が充分でない場合、入力を補正することで目的の振幅を

得ている。図-5は、自動制御によるシミュレーションの実施例を示している。この図に示された入力振幅(図中のaを参照)は62cmである。同じく出力の振幅(図中のbを参照)は58cmである。従って、この例における振幅の再現性は約94%ということになる。

4. 流動シミュレーション実験

開発したシミュレーション・システムを用いて流動シミュレーションを実施し、その結果と図-2に示したTMデータの解析結果との比較実験を行った。

(1) 実験方法

a) 座標軸の傾きと吹き出しの方向

大村湾が上げ潮の時、佐世保湾の海水は針尾瀬戸の地形的な向きに合わせて大村湾に流れ込んでくる。このため、数値モデルを作成するための水平方向の座標軸は、緯度・経度線の向きに一致させるより、この地形的な向きを考慮して決定の方が望ましいと考えられる。従って、座標軸の傾きに対して吹き出しの方向がどのように変化するかを調べた。なお、図-2(a)~(c)によれば、針尾瀬戸から吹き出す海水の方向は、約149°(真北を0°、時計回りを正とする)である。

シミュレーションによるTMデータの解析結果の再現は、まず数値モデル内の流れを安定させるために干潮・満潮の3周期分のシミュレーションを行った。その後、目的の干潮時から満潮時にかけて、針尾瀬戸に投下した仮想粒子をラグランジュ的に追跡し、その粒子の軌跡を表示した。なお、この比較では、シミュレーションにおける流れ込みの方向を明確にするため、乱流拡散係数を0とした。海底と層間の摩擦係数は、堀江²³⁾の見解を参考にして、それぞれ、0.0026と0.0013とした。また、その他の係数については、表-2に示すとおりである。

b) 満潮の頃の海水の広がり

満潮の頃には、針尾瀬戸から大村湾内に流入した佐世保湾の海水は、流れ等の影響で、大村湾内に拡散する。従って、図-2(d)についての再現実験を行い、渦動粘性係数や乱流拡散係数と海水の広がり方との関係を調べた。

なお、シミュレーションによるTMデータの解析結果の再現方法は、乱流拡散係数を考慮したことを除けば、前述のa)の方法と同じである。また、ここで使用する座標軸の傾きは、前述のa)で得られた最適なものとする。

(2) 比較実験の結果

a) 座標軸の傾きと吹き出しの方向

図-5(a)は、図-2(a)に示した1991年8月14日のTMデータの解析結果例を再表示したものである。TMデータは、人工衛星の観測軌道の関係で、緯度・経度に対して若干の傾きを持っている。この図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

表-2 数値シミュレーションの計算条件

実験の内容 諸元	座標軸の傾きと 流れ込みの方向	満潮時の広がり
水平方向の格子間隔	200m	200m
多層モデルの層厚	5m	5m
タイム・ステップ	30s	30s
座標軸の傾き ^(注1)	30~40°	34°
コリオリの係数	北緯33°の値	北緯33°の値
海底の摩擦係数	0.0026	0.0026
層間の摩擦係数	0.0013	0.0013
渦動粘性係数	30, 50, 70m ² /s ^(注2)	40~100m ² /s
乱流拡散係数	0m ² /s	1, 5, 10m ² /s

注1) 反時計回りを正とする。
注2) 佐世保湾内は、70m²/sとした。

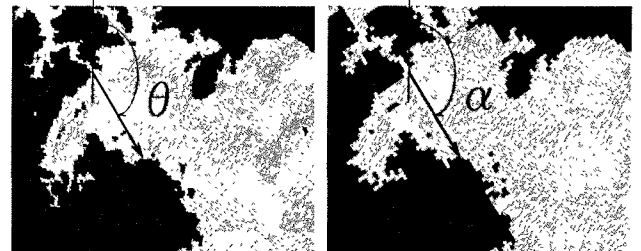


図-6 吹き出し方向の比較例 (1991.8/14)

図-6 吹き出し方向の比較例 (1991.8/14)

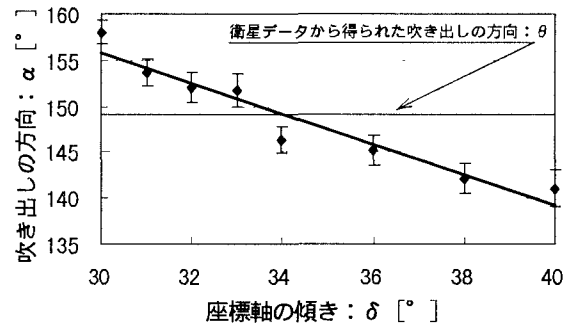


図-7 座標軸の傾きと吹き出しの方向との関係

像を示している。図-6(b)は、離散化のための座標軸を緯度・経度に対して34°(反時計回りを正)傾けた時の数値モデルを利用して、シミュレーションを行った結果例である。なお、この図は、衛星が観測した時の大村湾の潮汐の位相に相当するもので、図-6(a)の大きさと向きに合わせて表示されている。

ここで、図-6に示すように、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 として比較した。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結果を、図-7に示す。この図から、座標軸の傾きを34°とした時、吹き出しの方向が良く一致することが分かる。

b) 満潮の頃の海水の広がり

図-8は、1991年12月4日のTMデータの解析結果例と、これを再現したシミュレーションの結果例とを比較したものである。ここでは、TMデータの解析結果から得られる反時計回りの大きな渦の直径をc、同じくシミュレー

ション結果から得られる直径を d ，さらに， d/c を類似度として定義し，この値の変化を見る。

図-9は，シミュレーションの条件を変化させて，類似度の変化を調べた結果を示している。この図から，渦動粘性係数(ν)の値を $40\text{m}^2/\text{s}$ ，乱流拡散係数(D)を $5\text{m}^2/\text{s}$ にしたときや，同じく $70\text{m}^2/\text{s}$ と $10\text{m}^2/\text{s}$ にしたときの類似度が1.0に近いことが分かる。またこの図から，類似度を1.0に近づけるには， ν を $40\sim 70\text{m}^2/\text{s}$ の範囲に， D を $5\sim 10\text{m}^2/\text{s}$ の範囲に設定すれば良く，一意に決定できないことも明らかである。シミュレーションに必要なパラメータの最適値を一意に決定するには，他の条件も加味する必要があると考えられる。

5. おわりに

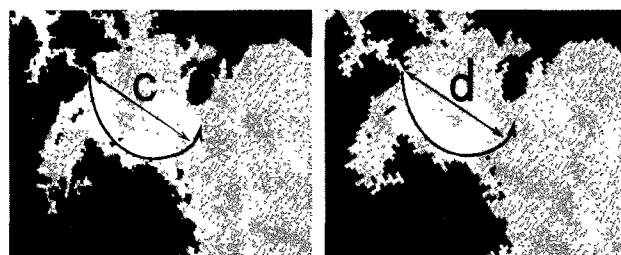
本論では，TMデータとの比較に適したシミュレーションが実施できるシステムとして，自動制御機能を持つ流動シミュレーション・システムを開発した。現在のところ入力には潮汐表から得られる値を使用しているが，今後，潮位の実測値や気象条件を入力として使用することで，実状に合ったシミュレーションを行う予定である。

海域での測定には，その海域で実施されている漁業との関係もあり，測定器を長期にわたり設置することが難しいなど，問題点が多い。また，測定器を設置しての測定では，空間的に密な測定を行うことは困難である。これに対し，衛星リモートセンシングは，対象とする海域に一切触れることなく調査が可能であり，さらに面的な情報を得ることができるので，空間的に密な観測を行うことができる。従って今後，この衛星リモートセンシングの有効的な活用方法として，数値シミュレーションの信頼性確認を行う手法の完成を目指す予定である。このことにより，シミュレーションで使用する海底や内部の摩擦係数，さらには渦動粘性係数などの最適値を求めることができると考えられる。また，衛星データは，海表面の流れを捉えている。このため本論では，シミュレーションの結果得られた表面の流れのみに着目した比較実験を実施した。今後，シミュレーションで使用する最適なパラメータの値が求まれば，流れの鉛直分布などについても調査を行う予定である。

最後に，本論で用いた衛星データの所有は米国政府であり，その提供はSpace Imaging EOSAT/宇宙開発事業団であることを付記する。

参考文献

- 1) 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, 1985.
- 2) 兵頭 竜二, 後藤 恵之輔, 全 炳徳：衛星リモートセンシングによる閉鎖性湾の海水流動に関する調査とその有用性, 環境工学論文集, Vol. 34, 土木学会, pp. 143-154, 1997.



(a) TMデータの解析 (b) シミュレーション結果

図-8 海水の広がり方の比較例 (1991. 12/4)

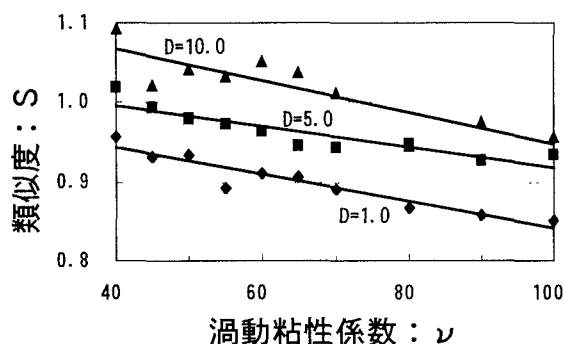


図-9 海水の広がり方の類似度

- 3) 兵頭 竜二, 後藤 恵之輔, 全 炳徳：衛星データによる針尾瀬戸から大村湾に流れ込む海水の動きの解析, 写真測量とリモートセンシング, Vol. 37, No. 5, pp. 23-34, 写真測量学会, 1998.
- 4) 日本気象協会長崎県支部：長崎県気象月報, 1991~1997.
- 5) 海上保安庁：潮汐表 第1巻, 1991~1997.
- 6) 杉森 康宏：海洋のリモートセンシング, 共立出版, pp. 49-145, 1982.
- 7) 土屋 清：リモートセンシング概論, 朝倉書店, pp. 272-278, 1993.
- 8) 宮崎 芳徳：東京湾, 宇宙からの眼, 朝倉書店, pp. 136-137, 1979.
- 9) 日本地図センター：長崎, 数値地図25000海岸線・行政界.
- 10) 日本地図センター：熊本, 数値地図25000海岸線・行政界.
- 11) 日本地図センター：長崎, 数値地図250mメッシュ (標高).
- 12) 日本地図センター：熊本, 数値地図250mメッシュ (標高).
- 13) 海上保安庁：日本 北九州至石垣島, 航海用電子海図, E7002, 1996.
- 14) 海上保安庁：大村湾, 海図, #1231, 1996.
- 15) 海上保安庁：大村湾北西部, 海図, #1226, 1996.
- 16) 海上保安庁：佐世保港及付近, 海図, #1232, 1996.
- 17) 海上保安庁：佐世保港, 海図, #1233, 1988.
- 18) 国立天文台：理科年表, 第71冊, pp. 636-637, 1998.
- 19) 松梨 順三郎：環境流体汚染, 森北出版, pp. 132-138, 1993.
- 20) 同上, pp. 112-122.
- 21) 相良 節夫：基礎自動制御, 森北出版, pp. 125-126, 1983.
- 22) 須田 信英：PID制御, 朝倉書店, pp. 9-28, 1993.
- 23) 堀江 毅：沿岸海域の水の流れと物質の拡散に関する水理学的研究, 港湾技術資料, No. 360, 運輸省港湾技術研究所, 1980.

(1998. 9. 30受付)