

## (17) 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

### Investigation of Ocean Current in Closed Bay using Satellite Remote Sensing Technique and its Availability

兵頭 竜二\*, 後藤 恵之輔\*\*, 全 炳徳\*\*

Ryuji HYODO\*, Keinosuke GOTOH\*\*, Byungdug JUN\*\*

**ABSTRACT;** This paper consists of three parts. At first, the authors applied satellite remote sensing technique to investigate the ocean current of the Omura and Sasebo Bays in Nagasaki Prefecture. Maximum likelihood method was used to classify and confirm the exchange condition of sea water bodies. Secondly, numerical simulation system with three-element control function was developed. This system is able to simulate tide which is shown on tide table. At last, the results of satellite remote sensing were compared with the outcome of numerical simulation system.

**KEYWORDS;** Satellite Remote Sensing, the Omura Bay, Tidal Current, Numerical Simulation, Similarity

#### 1 はじめに

長崎県のはば中央に位置する大村湾は、東西方向が約10km、南北方向が約30km、平均水深が14.8m<sup>9)</sup>の内湾である(図1参照)。大村湾の海水交換は、主として湾北部にある針尾瀬戸を通して、隣接する佐世保湾との間で行われる。またこの針尾瀬戸は、幅約200m、水深約25mであり、大村湾の大きさと比較すると極端に狭い瀬戸である。このため大村湾は、閉鎖性が強く海水交換性が非常に悪いと考えられる。そこで著者らは、大村湾について、衛星リモートセンシングを利用した水質監視や、海水交換性を向上することによる水質保全の方法などについて、研究を進めている<sup>2)</sup>。

特定の海域について数値シミュレーション実験を行う場合、シミュレーション結果の信頼性を確認するため、該当する海域の実測データとシミュレーション結果との比較検討を行うことが必要と考えられる。普通、このような比較のための実測データには、該当海域に設置した潮流計によって測定される潮流データや、水質計によって測定される水質データなどが用いられてきた。しかし実際の海域での調査には、多くの費用と労力を必要とする。そこで本研究では、衛星リモートセンシングを用いることで、このような比較のための情報を手軽に収集することと、この収集された情報とシミュレーション結果とを簡易に比較する手法を開発することを目的とした研究を行っている。

本研究では、衛星リモートセンシングを用いて有効な情報を取り出す手段として、水域の水質による分類<sup>3,4)</sup>

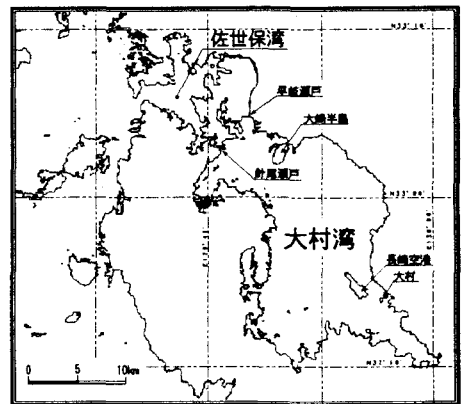


図1 大村湾の概要

\* 長崎県工業技術センター機械金属部 (Machine & Metal Division, Technology Center of Nagasaki)

\*\* 長崎大学工学部社会開発工学科 (Department of Civil Engineering, Nagasaki University)

に着目した。本論文では、先ず、大村湾と佐世保湾とを同時に捉えた人工衛星によるリモートセンシング・データ（以下、これを衛星データと呼ぶ）について、大村湾においても実際の水質との間に相関があることを確認した。この上で、衛星データに含まれる佐世保湾と大村湾の海水部分について、最尤法<sup>9)</sup>による水質的な分類を試みた。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。

また、衛星データから得られる情報は、様々な気象条件の下で観測された、特定日時の過渡的な情報である。従って、この情報とシミュレーション結果とを効果的に比較するには、潮汐調和定数などから求まる周期的な境界条件ではなく、衛星データ取得時の大村湾の状態を再現する境界条件を入力できるシミュレーション・システムが必要となる。従って、本論文では、モデル内の大村湾の潮位を、外部から与える任意の値に自動制御することができる流動シミュレーション・システムの開発を試みた。さらに本論文では、このシステムによるシミュレーション結果と衛星データの解析結果との比較を試みることで、シミュレーション・システムの相似性確認への衛星データ利用の有効性について、見通しを得た。

2 衛星リモートセンシングによる大村湾内の流れの調査

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、隣接する湾との間に、水質の違いが生じると考えられる。従って、衛星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、上げ潮の時、佐世保湾の海水が大村湾の中にどのように流れ込んでくるかなど、大村湾内の海水の動きを知ることができると考えられる。そこで本研究では、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）を選び、水質的な分類を試みた。なお、この分類には、教師あり分類法の一つである最尤法<sup>9)</sup>を用いた。

2.1 解析に用いたTMデータ

本論文では、表1に示す11種類のTMデータについて、解析を行った。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潮汐<sup>9)</sup>や長崎空港で計測された風速<sup>9)</sup>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。例えば表1に示す1995年5月5日のTMデータは、大村湾が上げ潮で満潮率が25.8%であることから、上げ潮が始まって間もなく人工衛星が観測したデータであることが分かる。同じく1991年12月4日のTMデータは、大村湾が上げ潮で満潮率が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。

なおこれらのTMデータは、バルク補正済みのデータを使用している。また本論文では、写真画像の目視確認により、大村湾と佐世保湾の上空に雲などの影響がほとんどないTMデータを選定している。さらに、解析の領域がおおよそ10km×30kmの広さであることから、各TMデータにおいて大気の状態は一樣と見なし

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

| TM7-9の観測日時<br>日付 時刻 | 大村湾の潮汐に関する情報 |      |    |       |    |        | 風速 [m/s] |           | 図7<br>との対応 |
|---------------------|--------------|------|----|-------|----|--------|----------|-----------|------------|
|                     | 方向           | 潮時   | 潮高 | 潮時    | 潮高 | 満潮率[%] | 平均       | 最大(風向)    |            |
| 1991. 8 /14 10:17   | 上げ潮          | 7:53 | 23 | 14:00 | 83 | 39.2   | 4.2      | 10.6 (N ) | (b)        |
| 1991.12/ 4 10:18    | 上げ潮          | 3:47 | 13 | 10:33 | 74 | 96.3   | 2.5      | 4.8 (NNW) | (f)        |
| 1991.12/20 10:18    | 上げ潮          | 3:56 | 5  | 10:44 | 77 | 93.6   | 2.2      | 5.2 (S )  | (e)        |
| 1992. 9 /17 10:15   | 上げ潮          | 7:44 | 20 | 14:05 | 77 | 39.6   | 2.7      | 6.2 (N )  | (c)        |
| 1994. 3 /31 10:14   | 上げ潮          | 7:50 | 19 | 13:35 | 77 | 41.7   | 2.0      | 5.2 (N )  | —          |
| 1994. 6 / 3 10:12   | 下げ潮          | 6:45 | 66 | 13:20 | 34 | 47.5   | 2.5      | 5.4 (WSW) | (h)        |
| 1994. 7 /21 10:11   | 下げ潮          | 9:36 | 81 | 16:14 | 13 | 91.2   | 3.4      | 7.0 (NNW) | (g)        |
| 1994. 8 /22 10:10   | 上げ潮          | 5:48 | 27 | 11:38 | 89 | 74.8   | 4.1      | 9.0 (NNW) | (d)        |
| 1995. 5 / 5 10:01   | 上げ潮          | 8:18 | 34 | 14:56 | 67 | 25.8   | 2.7      | 6.5 (NNW) | (a)        |
| 1995. 6 / 6 10:00   | 下げ潮          | 4:20 | 70 | 10:38 | 37 | 10.0   | 2.8      | 8.5 (NW ) | —          |
| 1995.10/12 9:54     | 上げ潮          | 6:56 | 15 | 13:17 | 82 | 46.7   | 4.8      | 9.2 (N )  | —          |

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

て良いと考えられる。また、ここでは、異なる日時に観測されたT Mデータに跨がった解析ではなく、それぞれ単一のT Mデータについて相対的な評価を行うため、その日の大気の状態を考慮する必要がないと考えられる。このため、本論文におけるT Mデータの解析では、大気補正は行っていない。

2.2 衛星データと水質との関係

衛星リモートセンシングを用いて得られるデータと、実際の海域で測定した水質データとの相関については、数多くの研究が成されている<sup>99)</sup>。本論文では、人工衛星の飛来に併せて1995年6月6日と1995年10月12日に実施した水質測定結果を例に、大村湾においてもT Mデータと水質データとの間に相関があることを確認する。

人工衛星ランドサット5号による大村湾付近の観測は、午前10時頃に行われる。従って、大村湾上における水質調査は、この衛星の観測時間に合わせて、午前9時～11時を目安に実施した。なお、測定ポイントは、大村湾上の19ヶ所とし、測定項目は透明度や海水温度、溶存酸素量、濁度などとした。ここでは、海水温度と溶存酸素量を例にして説明する。

表2は、1995年6月6日に実施した大村湾の水質調査結果を示した表である。この表には、水質調査の結果として、測定ポイントの緯度・経度、海水温度、溶存酸素量を示している。なお海水温度については、水深0.1m、1m、5mの値を、溶存酸素量については、水深1m、5m、10mの値を示している。またこの表には、それぞれの観測ポイントに対応するT Mデータとして、バンド1、2、6のCCT値(測定ポイントを中心とする、7ピクセル×7ピクセルの領域の平均値)と、さらにバンド2とバンド1とのCCT値の比(以下、これをb2/b1と呼ぶ。)を示している。なお、バルク補正されたT Mデータの1ピクセルは、地上あるいは海上の28.5m×28.5mの大きさに対応する<sup>100)</sup>。このため、表2に示すT Mデータに関する値は、大村湾上の約200m四方の平均値に相当する。

ランドサット5号のT Mセンサのバンド6は、熱バンドとも呼ばれ、温度との間に相関がある。また、海中の植物プランクトンが持つクロロフィルaが増加すると、緑色の反射が強くなり、相対的に青色の反射が弱くなると考えられる。この緑色はバンド2に、青色はバンド1に相当するため、b2/b1はこのクロロフィルaの濃度と相関があると考えられる<sup>101)</sup>。さらに水中のプランクトンは、日中、光合成を行うことで酸素を放出する。このことから、このb2/b1は、溶存酸素量との間にも相関があると推測される。

図2、図3は、表2に示した各観測点におけるバンド6と海水温度との関係、b2/b1と溶存酸素量との関係を表したものである。また、表3と表4は、これらの値間の相関係数を示した表であり、1995年10月12日についての同様の相関係数も合わせて示している。

海水温度とバンド6との相関係数は、水深0.1～1mの海表面において、0.60～0.90の良好な値を示している。また、溶存酸素量とb2/b1との相関係数は、水深5mにおいて0.55～0.96のある程度良好な値を示し

表2 大村湾の水質データと衛星データ(例:1995年6月6日)

| 現 地 での 測 定 場 所 | 緯 度         | 経 度 | 海水温度[℃] |      |      | 溶存酸素[mgO/ℓ] |      |      | 対 応 する T M デ ー タ |        |         |       |
|----------------|-------------|-----|---------|------|------|-------------|------|------|------------------|--------|---------|-------|
|                |             |     | 0.1m    | 1m   | 5m   | 1m          | 5m   | 10m  | バンド1             | バンド2   | バンド6    | b2/b1 |
| N32°59.749     | E129°54.047 |     | 22.5    | 22.1 | 21.2 | 8.15        | 7.98 | 7.88 | 81.490           | 25.327 | 124.429 | 0.311 |
| N32°59.246     | E129°53.480 |     | 22.2    | 21.5 | 21.4 | 8.18        | 7.91 | 7.70 | 80.735           | 25.000 | 124.041 | 0.310 |
| N32°58.731     | E129°52.921 |     | 22.2    | 21.6 | 21.4 | 7.90        | 7.91 | 7.48 | 81.347           | 24.837 | 123.837 | 0.305 |
| N32°58.236     | E129°52.358 |     | 22.6    | 21.7 | 21.4 | 7.80        | 7.91 | 7.54 | 80.857           | 24.816 | 124.163 | 0.307 |
| N32°57.635     | E129°51.770 |     | 22.4    | 21.8 | 21.6 | 8.07        | 7.96 | 7.31 | 81.633           | 24.816 | 124.776 | 0.304 |
| N32°57.013     | E129°51.160 |     | 22.7    | 21.9 | 21.3 | 8.20        | 8.25 | 7.20 | 81.694           | 25.184 | 125.000 | 0.308 |
| N32°56.500     | E129°50.499 |     | 22.8    | 21.9 | 21.5 | 8.27        | 8.26 | 7.15 | 82.571           | 25.673 | 124.408 | 0.311 |
| N32°56.926     | E129°50.076 |     | 23.0    | 21.9 | 21.7 | 8.36        | 8.34 | 7.33 | 84.347           | 26.204 | 124.143 | 0.311 |
| N32°56.146     | E129°51.521 |     | 22.8    | 21.9 | 21.6 | 8.35        | 8.16 | 7.58 | 81.510           | 25.184 | 124.837 | 0.309 |
| N32°54.359     | E129°52.975 |     | 22.8    | 21.8 | 21.2 | 8.04        | 8.26 | 7.74 | 80.367           | 24.188 | 124.755 | 0.310 |
| N32°53.843     | E129°53.896 |     | 23.1    | 21.8 | 21.1 | 8.72        | 8.50 | 7.85 | 80.327           | 25.449 | 125.000 | 0.317 |
| N32°53.317     | E129°54.831 |     | 23.0    | 22.1 | 21.1 | 8.62        | 8.04 | 7.96 | 80.449           | 25.429 | 125.000 | 0.316 |
| N32°52.840     | E129°55.678 |     | 23.0    | 22.0 | 21.1 | 8.66        | 8.48 | 7.87 | 80.224           | 25.510 | 125.000 | 0.318 |
| N32°52.350     | E129°56.550 |     | 22.8    | 22.6 | 21.5 | 8.96        | 8.47 | 7.26 | 80.673           | 25.510 | 125.000 | 0.316 |
| N32°51.957     | E129°57.247 |     | 23.8    | 22.2 | 21.6 | 10.43       | 8.89 | 7.90 | 80.694           | 27.184 | 125.898 | 0.337 |
| N32°51.556     | E129°57.936 |     | 23.9    | 22.2 | 21.7 | 10.79       | 9.30 | 7.49 | 79.878           | 27.633 | 126.000 | 0.346 |
| N32°51.161     | E129°58.664 |     | 24.0    | 22.8 | 21.5 | 11.28       | 9.60 | 6.87 | 80.755           | 29.041 | 125.918 | 0.360 |
| N32°50.764     | E129°59.404 |     | 25.0    | 22.7 | 21.5 | 11.41       | 9.48 | —    | 83.184           | 30.204 | 126.265 | 0.363 |
| N32°50.367     | E130°00.131 |     | 24.7    | 22.8 | —    | 9.41        | —    | —    | 84.837           | 31.184 | 126.163 | 0.368 |

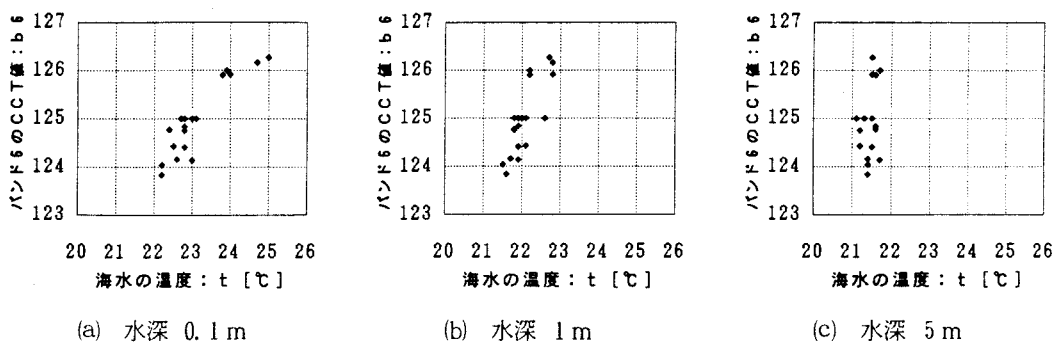


図2 バンド6と海水温度との関係(例: 1995年6月6日)

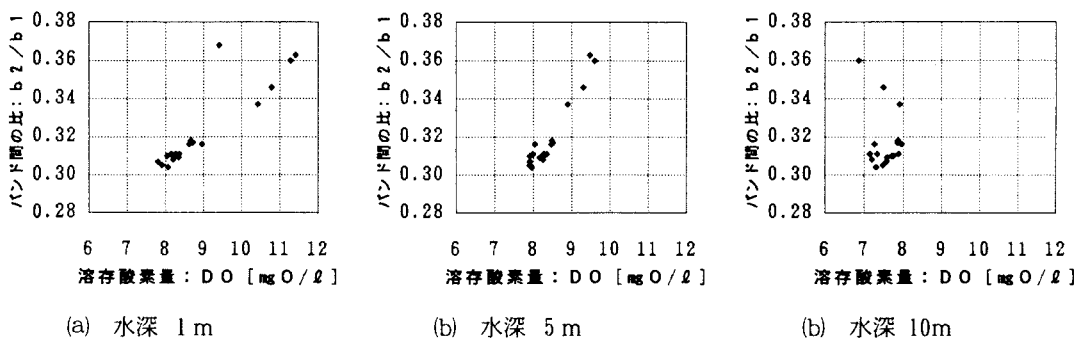


図3 バンド1, 2間の比と溶存酸素量との関係(例: 1995年6月6日)

表3 バンド6と海水温度との相関係数

| 日付          | 水深 [m] |       |       |
|-------------|--------|-------|-------|
|             | 0.1    | 1     | 5     |
| 1995年6月6日   | 0.908  | 0.817 | 0.197 |
| 1995年10月12日 | 0.668  | 0.601 | 0.436 |

表4 バンド1, 2間の比と溶存酸素量との相関係数

| 日付          | 水深 [m] |       |        |
|-------------|--------|-------|--------|
|             | 1      | 5     | 10     |
| 1995年6月6日   | 0.890  | 0.961 | -0.223 |
| 1995年10月12日 | 0.425  | 0.551 | 0.085  |

ている。これらによって、大村湾においても、TMデータと海表面付近の水質データとの間に相関があることが確認できた。従って、TMデータの海水部分について統計的な処理を施すことにより、海水の水質による分類が可能であると考えられる。また、TMデータの解析結果との比較を前提とするシミュレーション実験を行う場合、多層モデルなどを用いた3次元的なシミュレーションを行うことが必要であり、さらに、この多層モデルにおける表層の層厚の目安は、5 m程度が良いと推測される。

### 2.3 海水の水質的な分類<sup>9)</sup>

ここでは例として、1992年9月17日の場合を用いて説明する。最尤法による解析を行うためには、まず教師データの選定が必要である。TMデータは、人工衛星に搭載されているセンサの持つ帯域により、7つのバンドに分けて記録されている。従って、TMデータが持つ各バンドのデータの特徴を調べ、佐世保湾と大村湾から図4に示す9つの特徴的な領域を教師領域として選定した。本論文では、これらの教師領域に含まれるデータを、最尤法に用いる教師データとした。なお教師領域1は佐世保湾の一部で、教師領域2～9は大村湾の一部である。図4で領域0と示されている部分は、佐世保湾から大村湾に向けて海水が流入していると推察される領域の一部であり、この解析で分類抽出しようとしている領域に含まれる部分である。

表5は、目的の領域である領域0と教師領域1～9について、各バンドのCCT値の平均値±標準偏差を示している。例えば表5に示すバンド1について考えると、教師領域1のCCT値の平均値は78.1であり、

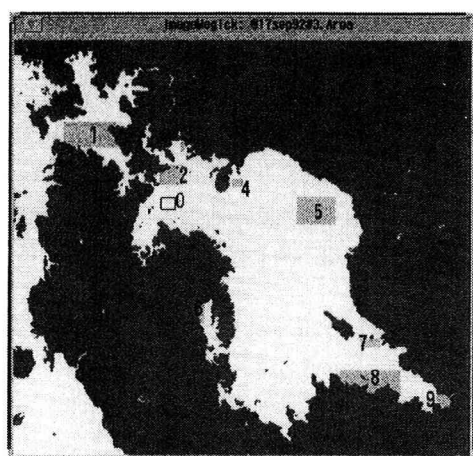
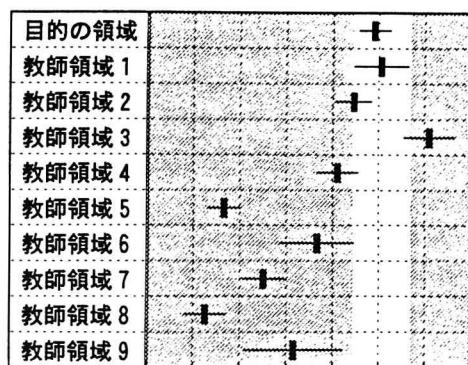


図4 教師領域 (例: 1992. 9/17)



68 70 72 74 76 78 80 82

バンド1のCCT値: b 1

図5 バンド1のCCT値の比較

表5 目的の領域と各教師領域とのCCT値の 平均値±標準偏差 の比較例

| 領域     | バンド1     | バンド2     | バンド3     | バンド4     | バンド5     | バンド6      | バンド7    |
|--------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|---------|
| 目的の領域  | 77.8±0.7 | 28.9±0.4 | 24.9±0.6 | 14.5±0.5 | 8.0±0.7  | 144.3±0.7 | 3.8±0.6 |
| 教師領域 1 | 78.1±1.2 | 28.7±0.5 | 24.8±0.7 | 15.5±1.6 | 8.7±1.5  | 144.8±0.7 | 3.9±0.7 |
| 教師領域 2 | 76.9±0.8 | 28.0±0.6 | 24.3±0.7 | 15.6±1.8 | 8.8±1.6  | 145.0±0.7 | 3.8±0.7 |
| 教師領域 3 | 80.2±1.1 | 32.2±0.8 | 27.8±0.9 | 17.5±0.6 | 9.1±0.6  | 144.3±0.8 | 3.9±0.5 |
| 教師領域 4 | 76.2±0.9 | 27.7±0.5 | 24.3±0.5 | 15.4±0.7 | 8.6±0.7  | 144.6±0.7 | 3.7±0.5 |
| 教師領域 5 | 71.3±0.7 | 24.8±0.4 | 21.5±0.5 | 13.0±0.6 | 7.4±0.7  | 145.9±0.5 | 3.6±0.6 |
| 教師領域 6 | 75.3±1.6 | 28.2±1.4 | 24.6±2.3 | 18.3±3.3 | 11.3±5.7 | 145.6±1.3 | 5.0±2.9 |
| 教師領域 7 | 73.0±0.9 | 27.5±0.6 | 23.5±0.9 | 13.8±2.0 | 7.8±1.5  | 146.3±0.5 | 3.6±0.7 |
| 教師領域 8 | 70.5±0.9 | 24.8±0.9 | 21.3±1.0 | 14.0±2.8 | 8.3±3.7  | 148.0±0.9 | 3.8±1.7 |
| 教師領域 9 | 74.3±2.1 | 29.2±1.5 | 25.5±2.5 | 17.4±4.2 | 11.7±6.9 | 149.6±2.1 | 5.3±3.7 |

(例: 1992年9月17日のTMデータ)

教師領域2～9のCCT値の平均値と比較して1.2以上の差がある(図5参照)。この差は、教師領域1のCCT値の標準偏差に相当する。言い換えると、教師領域2～9のCCT値の平均値±標準偏差の範囲は、教師領域1の同様の範囲に完全には含まれない。これに対して、領域0のCCT値の平均値±標準偏差は $77.8 \pm 0.7$ であり、この範囲は教師領域1の同 $78.1 \pm 1.2$ に含まれる。従って、これらの教師領域を用いて最尤法による分類を行うと、佐世保湾に含まれる教師領域1と同様の性質を持つ水塊の分布状態を知ることができると思われる。

図6は、1992年9月17日のTMデータについて、この解析を行った結果の例である。ここで、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、潮流現象による移動と比べて、長い時間が必要である。さらに、湾内海水の比熱の違いなどを小さいと見

なすと、日照等による海水温度の変化は、ほぼ一様に生ずると仮定できる。従って、図6に示す針尾瀬戸から大村湾に入り込んでいる白い部分は、TMデータ取得時の佐世保湾の海水と同じ水塊であると考えられる。一方、大村湾と佐世保湾とをつなぐ針尾瀬戸や、佐世保湾と外海との間の瀬戸が極端に狭いため、これらの

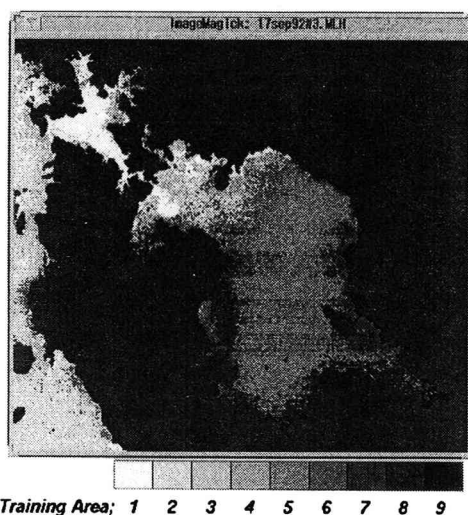


図6 分類結果の例 (1992. 9/17)

瀬戸を通過して佐世保湾に流れ込む海水は十分に攪拌されていると考えられる。このため、佐世保湾の海水の水質は、各潮汐毎に異なったものになっていると考えられる。従って、この様な分類解析を行うことで、大村湾の上げ潮時、佐世保湾から大村湾に向けて流れ込んで来る海水の様子を把握することができると考えられる。しかし、大村湾に流れ込んできている佐世保湾の海水が大村湾の海水と接する所では、両水塊の海水が混合されており、現状の解析手法では、正しい分類が行われていない可能性が残っている。なお、大村湾の下げ潮時についても同様の水質分類が可能であり、上げ潮の際に既に佐世保湾から大村湾に向けて流れ込んで来た海水の領域を分類抽出することで、下げ潮時の水塊の移動状況を調べることができると考えられる。

## 2.4 大村湾の潮汐による水塊移動の状況<sup>2)</sup>

図7(a)~(h)は、表1に示したTMデータの内の8種について、解析結果の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。なおこれらの図は、表1に示した満潮率の順に並べられている。またこれらの図では、佐世保湾から流れ込んだ水塊の移動を調べるため、佐世保湾の海水として分類された部分を白く表示している。

### (1) 大村湾の上げ潮時

図7(a)~(f)は、大村湾が上げ潮の時のTMデータを解析した結果例を示しており、満潮率は、順に25.8%、39.2%、39.6%、74.8%、93.6%、96.3%である。これらの図から、上げ潮の開始とともに、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や、上げ潮の進行に従い、次第に反時計回りの渦が形成され、この渦が大きく成長していくことが分かる。また満潮に近付くと、この渦の先端部は大崎半島付近(図1参照)にまで達することなどが分かる。

### (2) 大村湾の下げ潮時

図7(g)と(h)は、大村湾が下げ潮の時のTMデータを解析した結果例を示しており、満潮率はそれぞれ91.2%、47.5%である。これらの図から、針尾瀬戸と大崎半島付近の海水は、下げ潮の開始とともに佐世保湾に向けて流出し、上げ潮の時に大崎半島の対岸沿いに流れ込んできた海水は、下げ潮が進んでもそのまま大村湾内に滞留すると考えられる。

### (3) 解析上の問題点と解析不能なTMデータ

現在の解析手法では、佐世保湾から直接流れ込むとは考え辛い大崎半島の周辺部にも、佐世保湾の海水と

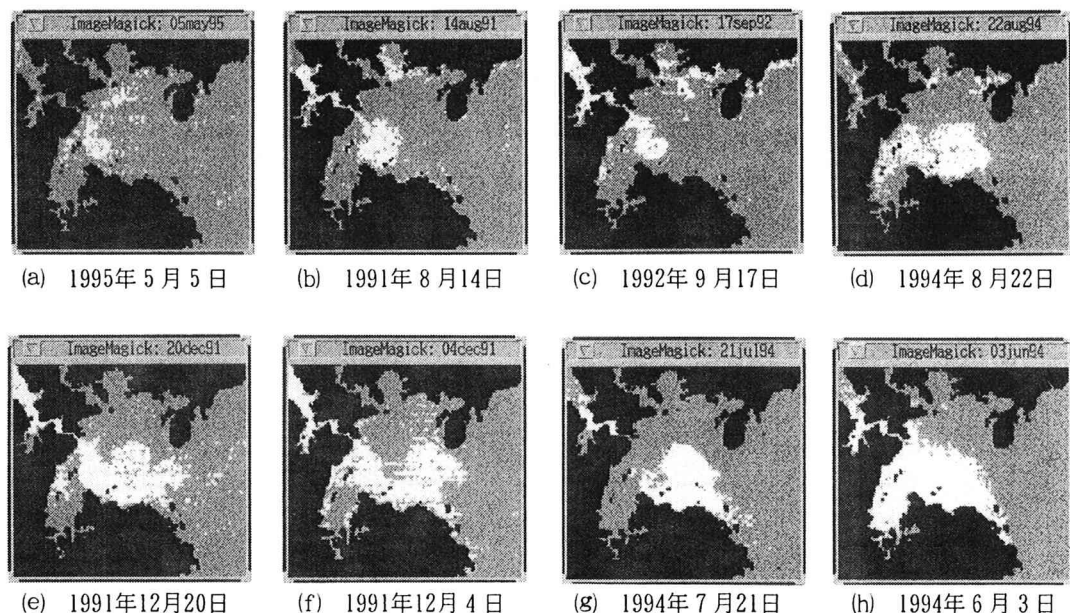


図7 TMデータの解析例

同質として分類され、白く表示されている部分が残る。隣接湾からの流れ込みを調査する場合、これらの領域は不要なものである。現在、針尾瀬戸部分に連続していない領域を削除するなど、アルゴリズムの改善を検討中である。

また、大村湾が上げ潮時のT Mデータを解析した図7(a)~(f)では、針尾瀬戸部分の海水は、全て佐世保湾の海水と同質として分類されるべきである。しかし、特に図7(a)と(d)では、針尾瀬戸部分の海水は、佐世保湾の海水と異なる水塊として分類されている。さらに、表1に示す11種のT Mデータの内、1994年3月31日、1995年6月6日、1995年10月12日の3種については、本研究で開発したプログラムでは良好な解析結果が得られていない。これらの理由としては、何らかの気象的な条件や潮流の影響により、①佐世保湾と大村湾との間に十分な水質の違いが生じていない、②佐世保湾から大村湾に流れ込んできた海水が大村湾内で十分に攪拌され分類抽出できない、③衛星から捉えることのできない深い領域に佐世保湾の海水が流れ込んでいる、④各水塊の水質的な特徴を十分に表現するための適切な教師領域が選定されていないことなどが理由として考えられる。これらの原因については、解析アルゴリズムの改善と絡め、今後も調査する予定である。

### 3. 流動シミュレーション・システム

大村湾内の海水流動などは、周期的な潮汐現象に加え、気圧や風、温度などに代表される様々な気象的条件の変化や、河川から流入する淡水などの影響が蓄積した結果、決定される。T Mデータは、このような大村湾の特定日時の状態を観測したものであるため、T M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、T Mデータ観測時の大村湾の

状態を忠実に再現するシミュレーションを実施し、この結果との比較を行う事が必要であると考えられる。そこで、この大村湾の状態を再現する方法として、図8に示すように、随時変化する気象的な条件や、大村湾内で実測された潮位の情報等を入力として、自動制御された流動シミュレーションを行う方法を検討中である。

本論文では、外海と接する佐世保湾口付近を開境界とし、この開境界に与える強制水位を境界条件とした流動シミュレーションを行うモデルを準備し、このモデルを自動制御する実験を試みた。また、ここでは、自動制御された流動シミュレーションを行う基本的な方法を検討するため、大村湾内の特定の場所の潮位を入力とし、この場所のシミュレーション結果の潮位をP I D制御によって自動制御するシステムを試作した。

#### 3.1 モデルと解法

図9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 $b$ 層までで構成される多層モデ

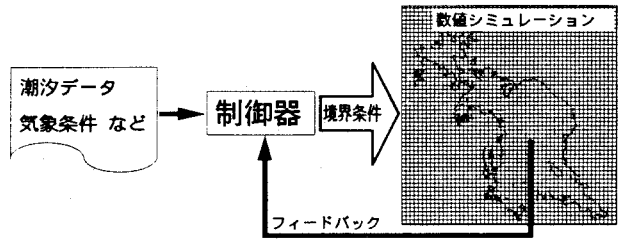


図8 自動制御によるシミュレーション

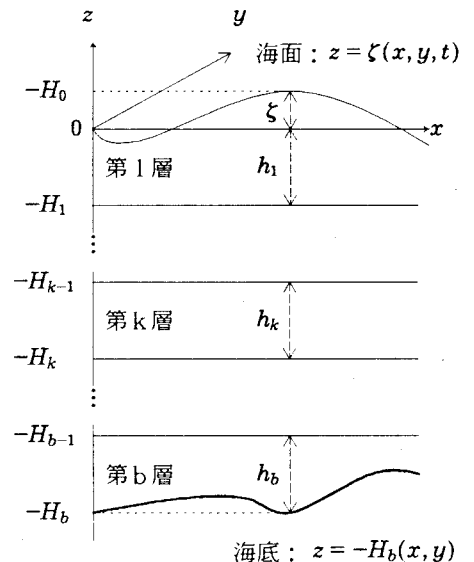


図9 多層モデルの座標系

表6 本研究に用いた多層モデルの基礎方程式

| 層   | 基礎方程式                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |
|-----|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 第1層 | $\frac{\partial}{\partial x}((\zeta+h_1)U_1) + \frac{\partial}{\partial y}((\zeta+h_1)V_1) = -\frac{\partial \zeta}{\partial x} + W_1$ $U_1 \frac{\partial U_1}{\partial x} + V_1 \frac{\partial U_1}{\partial y} + \frac{\partial U_1}{\partial x} + \frac{U_1-U_1}{2h_1} W_1 = f_c V_1 - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \nu_a \left( \frac{\partial^2 U_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U_1}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\zeta+h_1} \gamma_1^2 (U_1-U_1) \sqrt{(U_1-U_1)^2 + (V_1-V_1)^2}$ $U_1 \frac{\partial V_1}{\partial x} + V_1 \frac{\partial V_1}{\partial y} + \frac{\partial V_1}{\partial x} + \frac{V_1-V_1}{2h_1} W_1 = -f_c U_1 - g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \nu_a \left( \frac{\partial^2 V_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V_1}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\zeta+h_1} \gamma_1^2 (V_1-V_1) \sqrt{(U_1-U_1)^2 + (V_1-V_1)^2}$                                                                                                                                                                                                                               |
| 第k層 | $\frac{\partial}{\partial x}(h_k U_k) + \frac{\partial}{\partial y}(h_k V_k) = -W_{k+1} + W_k$ $U_k \frac{\partial U_k}{\partial x} + V_k \frac{\partial U_k}{\partial y} + \frac{\partial U_k}{\partial x} + \frac{U_k-U_{k+1}}{2h_k} W_{k+1} + \frac{U_k-U_{k-1}}{2h_k} W_{k-1} = f_c V_k - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \nu_a \left( \frac{\partial^2 U_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U_k}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{h_k} \gamma_1^2 (U_{k+1}-U_k) \sqrt{(U_{k+1}-U_k)^2 + (V_{k+1}-V_k)^2} - \frac{1}{h_k} \gamma_1^2 (U_k-U_{k-1}) \sqrt{(U_k-U_{k-1})^2 + (V_k-V_{k-1})^2}$ $U_k \frac{\partial V_k}{\partial x} + V_k \frac{\partial V_k}{\partial y} + \frac{\partial V_k}{\partial x} + \frac{V_k-V_{k+1}}{2h_k} W_{k+1} + \frac{V_k-V_{k-1}}{2h_k} W_{k-1} = -f_c U_k - g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \nu_a \left( \frac{\partial^2 V_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V_k}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{h_k} \gamma_1^2 (V_{k+1}-V_k) \sqrt{(U_{k+1}-U_k)^2 + (V_{k+1}-V_k)^2} - \frac{1}{h_k} \gamma_1^2 (V_k-V_{k-1}) \sqrt{(U_k-U_{k-1})^2 + (V_k-V_{k-1})^2}$ |
| 第b層 | $\frac{\partial}{\partial x}(h_b U_b) + \frac{\partial}{\partial y}(h_b V_b) = -W_{b+1}$ $U_b \frac{\partial U_b}{\partial x} + V_b \frac{\partial U_b}{\partial y} + \frac{\partial U_b}{\partial x} + \frac{U_b-U_{b+1}}{2h_b} W_{b+1} = f_c V_b - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \nu_a \left( \frac{\partial^2 U_b}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U_b}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{h_b} \gamma_1^2 (U_{b+1}-U_b) \sqrt{(U_{b+1}-U_b)^2 + (V_{b+1}-V_b)^2} - \frac{1}{h_b} \gamma_b^2 U_b \sqrt{U_b^2 + V_b^2}$ $U_b \frac{\partial V_b}{\partial x} + V_b \frac{\partial V_b}{\partial y} + \frac{\partial V_b}{\partial x} + \frac{V_b-V_{b+1}}{2h_b} W_{b+1} = -f_c U_b - g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \nu_a \left( \frac{\partial^2 V_b}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V_b}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{h_b} \gamma_1^2 (V_{b+1}-V_b) \sqrt{(U_{b+1}-U_b)^2 + (V_{b+1}-V_b)^2} - \frac{1}{h_b} \gamma_b^2 V_b \sqrt{U_b^2 + V_b^2}$                                                                                                                                         |

ルである。また基礎方程式については、このモデルの考えに基づき各層内の平均流速や海面の潮位などを用いて表された、表6に示す方程式<sup>12)</sup>を用いている。

基礎方程式の離散化には、2次元のADI (Alternate Direction Implicit) 法<sup>13)</sup>を用いており、タイムステップが $n\Delta t$ から $(n+1/2)\Delta t$ に変化する時、陰解法で $u, w, \zeta$ を、陽解法で $v$ を求め、同じくタイム

ステップが $(n+1/2)\Delta t$ から $(n+1)\Delta t$ に変化する時、陰解法で $v, w, \zeta$ を、陽解法で $u$ を求めている。なお、離散化における諸量の配置については、図10に第k層を例として示す。

ここで、タイムステップが $n\Delta t$ から $(n+1/2)\Delta t$ に変化する時を例に、計算の手順を簡単に説明する。陰解法部分では、まず $j$ を固定し、第b層における $w_{i,j,b-1}$ と $u_{i,j,b}$ に関する三項方程式を解き、

$$w_{i,j,b-1} = C_{w_{i,j,b-1}} + \sum_i \alpha_{i,j,b-1} \zeta_{i,j}, \quad u_{i,j,b} = C_{u_{i,j,b}} + \sum_i \beta_{i,j,b} \zeta_{i,j}$$

のように $\zeta$ の一次結合で表される解が得られる。この結果が代入された一つ上の層の $w_{b-2}$ 、 $u_{b-1}$ に関する三項方程式を解き、先程と同様に $\zeta$ の一次結合で表される解が得られる。この手順を繰り返す、最終的に第1層において、 $\zeta$ と $u_1$ に関する方程式を解き、

$$\zeta_{i,j} = C_{\zeta_{i,j}} + \sum_i \alpha_{i,j,0} \zeta_{i,j}, \quad u_{i,j,1} = C_{u_{i,j,1}} + \sum_i \beta_{i,j,1} \zeta_{i,j}$$

が解として得られる。次に、この解に含まれる $\zeta$ に関する連立方式(上記、左側の方程式)を解き、 $\zeta$ の値を決定する。さらに、ここで求めた $\zeta$ の値を、今までに求めた $\zeta$ の一次結合で表された三項方程式の解に代入することで、各値を決定することができる。この手順を全ての $j$ について行い、目的の $u, w, \zeta$ が決定される。また陽解法部分では、 $i, j$ を固定とし、第1層から第b層までの離散化された方程式を連立させて、目的の $v$ を決定する。

なお、このモデルは境界条件として、開境界における潮位の値を外部から与える必要がある。本研究では、この境界条件の算出を、3.2に示す自動制御を用いて行っている。

### 3.2 自動制御による境界条件の算出

本論文で用いたモデルは、佐世保湾口付近に設けた開境界における潮位(強制水位)を入力とし、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。このモデルの場合、ある一定の潮位を開境界に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、最終的に入力と同じ値に収束する。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、モデルの制御方式として、図11に示す定位系プロセスのPID制御<sup>14)</sup>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

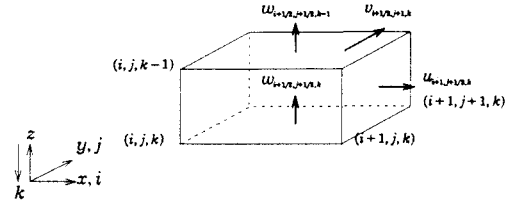


図10 諸量の配置

を決定する方法を用いる。

普通、自動制御の対象となるプロセスには、厳密な意味で線形なものはない。しかし、自動制御を検討する上で、非線形系を動作点の近傍で線形近似する手法が良く使われる。本論文で用いたモデルも、表6に示す様に非線形の項含んでいるが、ここでは、このモデルを「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。

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

伝達関数の推定方法には種々の方法があるが<sup>15)</sup>、本研究では、図12に示すステップ応答を用いた推定を行った。入力をステップ関数とした場合の上記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 $\Delta t$ によって離散値化すると、次のようになる。

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

ここで、ステップ応答について、 $N(N>l)$ 個のサンプル

$$y_{\Delta}(0), y_{\Delta}(1), y_{\Delta}(2), \dots, y_{\Delta}(k), \dots, y_{\Delta}(N-1)$$

が得られた場合、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を用いてPID

制御のパラメータを調整する方法として、本論文では、表7に示すCHR法<sup>16)</sup>を用いた。

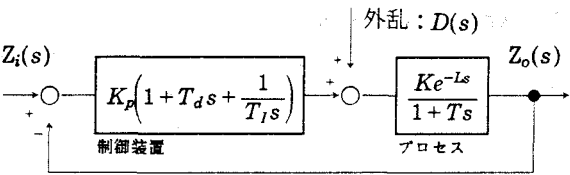


図11 「1次遅れ+むだ時間」近似のPID制御系

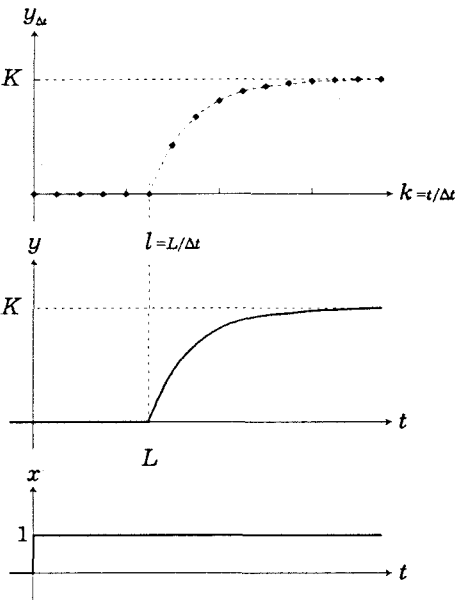


図12 ステップ応答のイメージ

表7 「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      | $0.3T/KL$  | $\infty$ | 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

本研究で開発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<sup>9)</sup>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(図1参照)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制御による流動シミュレーション実験を行った。

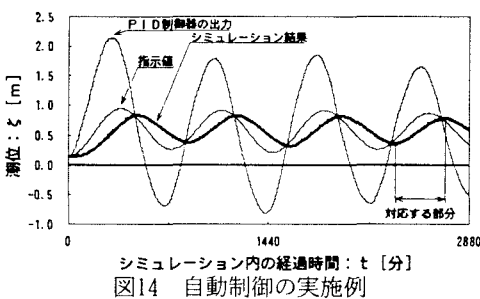
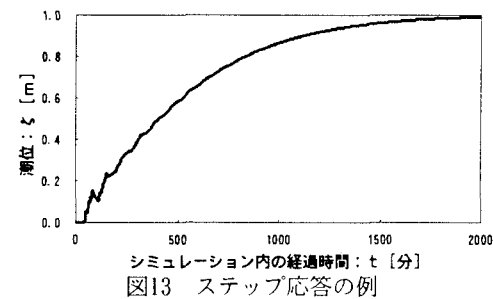
4.1 境界条件の自動制御

P I D制御のパラメータを決定するために実施した、モデルのステップ応答の観測例を図13に示す。このステップ応答は、佐世保湾部分に設けた開境界に $\zeta = 1.0$ の境界値を $t = 0$  から連続して与え続け、シミュレーションによって得られる大村の潮位変化を観測したものである。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8に示す値を採用した。またこの例では、シミュレーションを行う領域の離散化のための座標軸を、緯度・経度線に平行としている。

図13に示す大村の潮位は、開境界に与えた境界値と同じ値である $\zeta = 1.0$  に収束する特性を示している。従ってこのプロセスは、定位系プロセスであることが確認できる。また、この観測結果について伝達関数の推定を行った結果、 $T = 26694.5[s]$ 、 $L = 2880.0[s]$ の値が得られた。さらに、表7に示すC H R法を用いて、例えばP I動作をする場合の最適なパラメータとして、 $K_p = 3.24$ 、 $T_I = 3.12 \times 10^4$ 、 $T_d = 0$  が得られる。なお、実際の流動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、P I D制御のための最適なパラメータをその都度調整している。

図14は、先に示したP I D制御のための最適なパラメータを用いて実施した、P I D制御による流動シミュレーション実験の結果例を示している。この図には、指示値として用いた表9に示す1991年8月中旬の大村の潮位と、P I D制御器の出力、それに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、P I D制御器にはP I動作を指定している。

図14に示す結果から、シミュレーション結果の潮位が、指示値として与えられた潮位に追従して変化している様子が分かる。しかし例えば、表9の1991年8月14日の7時53分から同日の14時00分の部分に着目すると、表9に示す指示値は61cmの変化（26cmから87cmまで）しているのに対し、図14のシミュレーション結果（図14中の「対応する部分」を参照）では43.8cmの変化（34.9cmから78.7cmまで）である。従って、シミュレーション結果の振幅は、指示値の振幅に対して約72%の大きさであり、指示値の振幅を完全に再現できていない。また、シミュレーション結果の位相は、指示値に対して約120分遅れている。これは、潮汐の周期を約12時間と考えると、約60°の位相遅れが生じていることを意味する。このように、制御特性が良くない理由としては、①本論文で用いた多層モデル自体が正しいシミュレーション結果を出していないこと、②制御対象であるシミュレーションのモデルの特徴が「一次遅れ+むだ時間」で十分に近似されていないこと、



| 表8 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]               |
| $\Delta z$ : 層厚の基本値              | 5 [m]                 |
| $\Delta t$ : 時間間隔                | 60 [s]                |
| $\tau_1^*$ : 内部摩擦係数              | 0.01                  |
| $\tau_2^*$ : 海底摩擦係数              | 0.02                  |
| $\nu_a$ : 水平渦動粘性係数               | 50 [ $m^2/s$ ]        |
| $f_c$ : コリオリの係数                  | $7.92 \times 10^{-5}$ |
| $g$ : 重力加速度                      | 9.8 [ $m/s^2$ ]       |

| 表9 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. 8/14  | 01:39 | 92      |
| 1991. 8/14  | 07:53 | 26      |
| 1991. 8/14  | 14:00 | 87      |

③今回用いたPID制御器の周波数応答性が良くないことなどの可能性があり、現状では、問題点の切りわけが十分に完了していない。今後、問題点を明確にした上で、指示値を完全に再現できるよう、自動制御方式の改良などを行う予定である。

### 4.2 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・経度に対して傾きを持たせた場合に、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15(a)は、図7(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像を示している。

図15(b)は、離散化のための座標軸を緯度・経度に対して60°傾けた時のモデルを利用して、表9に示す大村の潮位を入力としたシミュレーションを行った結果例である。この図は、干潮・満潮の3周期に相当する1991年8月12日18時52分から8月14日7時53分までの間、そのままシミュレーションを実施し、続く7時53分から14時00分の間、引き続きシミュレーションを実施しながら、この間に針尾瀬戸を通過した海水の軌跡を白く表示したものである。なお図15(b)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について、図15(a)との比較を容易にするため、大きさと向きをそろえて表示をしている。

ここで、図15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 $\theta$ 、シミュレーション結果から得られる同様の方向を $\alpha$ とすると、これらの角度は、 $\theta = 61.0^\circ$ 、 $\alpha = 51.4^\circ$ である。また、TMデータの解析結果とシミュレーション結果との類似度： $s$ として、

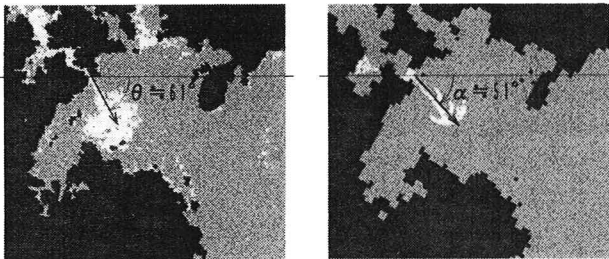
$$s=1-\left(\frac{\alpha-\theta}{\theta}\right)^2$$

を定義すると、図15の場合、この値は $s=0.975$ 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結果を、図16に示す。この図は、離散化のための座標軸の傾きと類似度との関係を示した図である。この図から、離散化のための座標軸の傾きを変えても、あまり類似度の値に変わりはないが、この傾きを60~80°としたときの類似度が比較的良好いことが分かる。

なお、本論文では、潮汐による海水流動のみに着目したシミュレーション実験を行っており、今回は、この結果とTMデータの解析結果を比較した。今回の比較実験に用いたTMデータは、大村湾の上げ潮が始まって間もなくのものである。このため、大村湾内における拡散現象などの影響は、このTMデータの解析結果に大きな影響を与えていないと考えられるので、比較実験を行う上で特に問題はないと推察される。しかし、これに対し、大村湾のほぼ満潮時や下げ潮時を捉えた図7(e)~(h)との比較実験を行う場合には、拡散現象を考慮したシミュレーション実験を行い、この結果と比較することが必要と考えられる。

また、今回の比較実験では、流動シミュレーションに必要な値は、表8に示した値を用いた。これらの値は本来、不確定なものであり、その都度、最適な値を選択する必要があると考えられる。今後、この様な比



(a) TMデータの解析例 (b) シミュレーション結果例

図15 TMデータの解析結果とシミュレーション結果との比較例

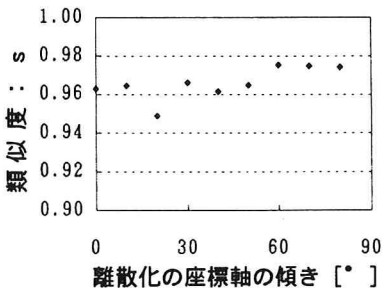


図16 吹き出し方向の類似度

較実験を数多く行うことで、シミュレーションに用いる定数の値の最適値を決定する予定である。

## 5. おわりに

本論文では、長崎県の大村湾において、海表面付近の水質とTMデータとの間に、相関係数が0.5~0.9程度の相関があることを確認した。また大村湾は、閉鎖性内湾という地形的な特徴を持つ。本研究では、この地形的な特徴を活かし、隣接する佐世保湾との水質による海水の分類を行うことで、大村湾への海水の流れ込みの様子を調査した。この解析手法は、大村湾に限らず、閉鎖性内湾における海水交換の様子を調査する手法として、有効であると考えられる。

また本論文では、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、モデル内の潮位を自動制御する、流動シミュレーション・システムを試作した。現在のところ、指示値として与え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、指示値として入力された潮位などを完全に再現できるように、制御方式の改善を検討中である。また、入力として他の気象条件を加味することや、フィードバックする情報を追加することなども予定している。今回は、大村湾への海水の流れ込みの方向について、TM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、これに加え、拡散現象まで含めたシミュレーション実験を行い、他のTMデータとの比較も行う予定である。このような比較実験を進めることで、不確定な要素であ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思われる。

最後に、本論文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：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.
- 3) 宮崎 芳徳：東京湾，宇宙からの眼，朝倉書店，pp. 136-137，1979.
- 4) 宇宙開発事業団 地球観測センター：地球観測データ利用ハンドブックーランドサット編・改定版ー，リモート・センシング技術センター，pp. 5031-5032，1990.
- 5) 土谷 清：リモートセンシング概論，朝倉書店，pp. 206-209，1993.
- 6) 海上保安庁：潮汐表，1991~1996.
- 7) 日本気象協会長崎県支部：長崎県気象月報，1991~1996.
- 8) 杉森 康宏：海洋のリモートセンシング，共立出版，pp. 49-145，1982.
- 9) 前述5)，pp. 272-278.
- 10) 前述4)，pp. 2041，1990.
- 11) 後藤 恵之輔，草野 和郎，湯藤 義文：衛星リモートセンシングによる長崎県・大村湾の潮流調査，日本リモートセンシング学会，第13回学術講演会論文集，pp. 101-102，1992.
- 12) 松梨 順三郎：環境流体汚染，森北出版，pp. 132-138，1993.
- 13) 同上，pp. 112-122.
- 14) 相良 節夫：基礎自動制御，森北出版，pp. 125-126，1983.
- 15) 須田 信英：PID制御，朝倉書店，pp. 9-28，1993.
- 16) 山本 重彦，加藤 尚武：PID制御の基礎と応用，朝倉書店，pp. 89，1997.