

2006 年度 修 士 論 文

川平湾周辺のサンゴ礁海域における水環境に関する研究

Study on Water Environment of Coral Reef Area around Kabira Bay

神 野 有 生
Kanno, Ariyo

東京大学大学院新領域創成科学研究科
環境学研究系 社会文化環境専攻

目次

1. 序論

10

| | |
|---------------------------|----|
| 1.1 研究の背景..... | 10 |
| 1.1.1 サンゴ礁と危機..... | 10 |
| 1.1.2 具体例としての川平湾周辺海域..... | 12 |
| 1.2 研究の目的..... | 17 |
| 1.3 研究手順..... | 18 |

2. 水質の現地観測..... 20

| | |
|-------------------------|----|
| 2.1 はじめに..... | 20 |
| 2.2 浄化センター周辺における観測..... | 21 |
| 2.2.1 観測内容..... | 21 |
| 2.2.2 観測結果..... | 24 |
| 2.3 滞筋沿いの水質観測..... | 29 |
| 2.3.1 観測内容..... | 29 |
| 2.3.2 観測結果..... | 31 |

3. 衛星画像による水深分布算定法の開発..... 36

| | |
|----------------------------|----|
| 3.1 既存の方法と問題点..... | 36 |
| 3.2 新しい水深分布算定法..... | 37 |
| 3.2.1 概要..... | 37 |
| 3.2.2 新しい理論式の導出..... | 37 |
| 3.2.3 水深分布算定フロー..... | 40 |
| 3.3 新旧水深分布算定法の適用と誤差評価..... | 41 |
| 3.3.1 玉取崎南海域への適用..... | 41 |
| 3.3.2 川平湾への適用..... | 44 |

4. 物理モデルの構築..... 47

| | |
|---------------------------|----|
| 4.1 基礎とした物理モデル..... | 47 |
| 4.1.1 概要..... | 47 |
| 4.1.2 流速場の方程式..... | 47 |
| 4.1.3 水温場・塩分場の方程式..... | 49 |
| 4.2 干出・冠水スキームの追加..... | 49 |
| 4.3 底面熱収支・底面反射モデルの追加..... | 50 |
| 4.3.1 背景と目的..... | 50 |

| | |
|------------------------------------|------------|
| 4.3.2 底面反射のモデル化 | 51 |
| 4.3.3 底面熱収支のモデル化..... | 52 |
| 4.4 波浪推算モデルとの結合..... | 53 |
| 4.4.1 背景と目的..... | 53 |
| 4.4.2 SWAN との結合 | 53 |
| 4.5 その他の開発内容 | 55 |
| 4.5.1 時間差分精度の向上 | 55 |
| 4.5.2 拡散項の差分法修正..... | 55 |
| 4.6 時系列図化ソフトウェアの開発..... | 57 |
| 5. 物理モデルの検証..... | 59 |
| 5.1 水深格子データの作成 | 59 |
| 5.1.1 はじめに..... | 59 |
| 5.1.2 水深データのソース | 59 |
| 5.1.3 ASTER 画像の重回帰分析による水深分布算定..... | 61 |
| 5.1.4 補間による水深格子データの作成..... | 65 |
| 5.2 中村ら(1996)による流速観測結果の再現計算 | 67 |
| 5.2.1 再現対象..... | 67 |
| 5.2.2 SWAN による波浪の再現計算..... | 69 |
| 5.2.3 流動計算..... | 86 |
| 6. 数値実験 | 94 |
| 6.1 平均的气象条件における定常状態の計算 | 94 |
| 6.1.1 はじめに..... | 94 |
| 6.1.2 計算条件..... | 94 |
| 6.1.3 計算結果..... | 97 |
| 6.2 湾内の海水交換に関する実験..... | 118 |
| 6.2.1 計算条件..... | 118 |
| 6.2.2 計算結果..... | 120 |
| 6.3 浚渫に関する実験 | 126 |
| 6.3.1 計算条件..... | 126 |
| 6.3.2 計算結果..... | 129 |
| 6.4 浄化センターの放流方法に関する実験 | 131 |
| 6.4.1 計算条件..... | 131 |
| 6.4.2 結果と提案..... | 132 |
| 6.5 まとめ..... | 139 |
| 7. 結論 | 141 |

図目次

| | |
|--|----|
| 図 1-1. 裾礁の模式図..... | 11 |
| 図 1-2. 石垣島周辺の衛星画像と川平湾周辺の拡大画像..... | 14 |
| 図 1-3. 川平湾の空中写真 | 14 |
| 図 1-4. 本研究における滞筋の定義範囲 | 15 |
| 図 1-5. 川平公園から望む湾口付近の景観..... | 15 |
| 図 1-6. COD75%値の経年変化..... | 17 |
| 図 2-1. 水質観測期間および直近の気象概況 | 20 |
| 図 2-2. 現地観測の場所と項目 | 21 |
| 図 2-3. 浄化センター周辺における採水点..... | 22 |
| 図 2-4. 浄化センター周辺における採水タイミングと潮位 | 23 |
| 図 2-5. 浄化センター周辺における各採水タイミングでの採水位置..... | 24 |
| 図 2-6. 浄化センター周辺採水点における塩分・栄養塩濃度..... | 25 |
| 図 2-7. 浄化センター周辺採水点について推定された陸水率および陸水栄養塩濃度 | 27 |
| 図 2-8. 硝酸亜硝酸塩濃度と塩分の相関関係 | 28 |
| 図 2-9. シリカ濃度と塩分の散布図および相関関係 | 29 |
| 図 2-10. 採水タイミングと岸沖方向採水位置の概念図..... | 29 |
| 図 2-11. 滞筋沿いの水質観測点..... | 30 |
| 図 2-12. 滞筋沿い観測点における採水時刻と潮位..... | 31 |
| 図 2-13. 滞筋沿い観測点における鉛直水質分布 | 33 |
| 図 2-14. 水産海洋研究センターによる水質観測点..... | 35 |
| 図 2-15. 水産海洋研究センターによる St.5 における硝酸亜硝酸塩の鉛直 3 層観測結果.. | 35 |
| 図 3-1. 新しい水深分布算定法の処理フロー | 41 |
| 図 3-2. 玉取崎南海域の空中写真と測深点..... | 42 |
| 図 3-3. 玉取崎南海域の水中写真 | 43 |

| | |
|---|----|
| 図 3-4. 新旧の水深分布算定法による算定値の差と空中写真..... | 44 |
| 図 3-5. 新旧の水深分布算定法による水深分布算定結果と空中写真..... | 45 |
| 図 3-6. 空中写真の灰色部分で撮影された生物群集..... | 46 |
| 図 4-1. 直交座標系および σ 座標系の模式図 | 49 |
| 図 4-2. 冠水属性を与える処理の概念図 | 50 |
| 図 4-3. 底面熱収支および底面反射の概念図 | 51 |
| 図 4-4. 構築された物理モデルによる計算フロー..... | 55 |
| 図 4-5. 拡散項差分化の概念図 | 57 |
| 図 4-6. 開発した時系列図化ソフトウェアのメイン画面..... | 58 |
| 図 5-1. 水深分布データ作成に用いた各ソースのデータ点分布..... | 61 |
| 図 5-2. 水深の重回帰式作成領域および水深分布算定対象領域..... | 63 |
| 図 5-3. 水深に関する重回帰分析における観測値と予測値の散布図..... | 64 |
| 図 5-4. 重回帰式で算定された水深分布 | 64 |
| 図 5-5. アフィン変換後の重回帰式で算定された水深分布 | 65 |
| 図 5-6. WESTECH3D 用水深格子データ | 66 |
| 図 5-7. SWAN 用水深格子データ | 67 |
| 図 5-8. 中村らの観測点..... | 68 |
| 図 5-9. SWAN による再現計算領域の水深分布 | 72 |
| 図 5-10. SWAN によるネスティング計算領域 I | 73 |
| 図 5-11. SWAN によるネスティング計算領域 II..... | 73 |
| 図 5-12. SWAN によるネスティング計算領域 III | 74 |
| 図 5-13. 石垣地方気象台および ECMWF による風速データの比較 | 74 |
| 図 5-14. ネスティング計算領域 III の平均波向と碎波率 (NNE 風卓越時 ; 1995/3/18 12 時) | 75 |
| 図 5-15. ネスティング計算領域 III の平均波向と碎波率 (SSW 風卓越時 ; 1995/3/15 12 時) | 76 |
| 図 5-16. 礁斜面の St.1 における有義波高時系列 | 76 |

| | |
|--|-----|
| 図 5-17. 有義波高と平均波周期の散布図および回帰直線 | 77 |
| 図 5-18. 有義波高と有義波周期の散布図および回帰直線 | 77 |
| 図 5-19. St.1 における中村らの有義波高観測結果と SWAN の再現計算結果の比較 | 79 |
| 図 5-20. 波応力ベクトルおよび有義波高の再現計算結果（干潮時；1995/3/18 2 時） | 80 |
| 図 5-21. 波応力ベクトルおよび碎波率の再現計算結果（干潮時；1995/3/18 2 時） | 81 |
| 図 5-22. 波応力ベクトルおよび有義波高の再現計算結果（満潮時；1995/3/18 8 時） | 82 |
| 図 5-23. 波応力ベクトルおよび碎波率の再現計算結果（満潮時；1995/3/18 8 時） | 83 |
| 図 5-24. 水深で割った波応力ベクトルおよび有義波高（干潮時；1995/3/18 2 時） | 84 |
| 図 5-25. 水深で割った波応力ベクトルおよび有義波高（満潮時；1995/3/18 8 時） | 85 |
| 図 5-26. 水深で割った波応力ベクトル（拡大）および有義波高（満潮時；1995/3/18 8 時） | 86 |
| 図 5-27. 川平湾外サンゴ礁 3 点で観測された流速ベクトル時系列 | 89 |
| 図 5-28. 流速再現計算結果および入力した風速・潮位 | 90 |
| 図 5-29. 川平周辺における気象台・アメダスの立地 | 90 |
| 図 5-30. 川平周辺の気象台・アメダスにおける 1995 年 3 月の風配図 | 91 |
| 図 5-31. 川平周辺の気象台・アメダスにおける風速ベクトルの比較 | 92 |
| 図 5-32. 1978 年 3 月の定時（午前 9:00）の風向率 | 92 |
| 図 5-33. 風データを改変した場合の流速再現計算結果および入力風速 | 93 |
| 図 6-1. 50m メッシュ標高データから求めた川平湾周辺の集水域 | 97 |
| 図 6-2. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（7 月；上げ潮最大） | 99 |
| 図 6-3. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（7 月；満潮） | 99 |
| 図 6-4. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（7 月；下げ潮最大） | 100 |
| 図 6-5. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（7 月；干潮） | 100 |
| 図 6-6. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（1 月；上げ潮最大） | 101 |
| 図 6-7. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（1 月；満潮） | 101 |
| 図 6-8. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（1 月；下げ潮最大） | 102 |
| 図 6-9. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（1 月；干潮） | 102 |

| | |
|---|-----|
| 図 6-10. 定常状態における塩分・流向の鉛直断面分布（7月；上げ潮最大） | 103 |
| 図 6-11. 定常状態における塩分・流向の鉛直断面分布（7月；下げ潮最大） | 103 |
| 図 6-12. 定常状態における塩分・流向の鉛直断面分布（1月；上げ潮最大） | 104 |
| 図 6-13. 定常状態における塩分・流向の鉛直断面分布（1月；下げ潮最大） | 104 |
| 図 6-14. 定常状態における水温・流速の鉛直断面分布（7月；満潮） | 105 |
| 図 6-15. 定常状態における水温・流速の鉛直断面分布（1月；満潮） | 105 |
| 図 6-16. 定常状態の湾外サンゴ礁における鉛直平均流速（1月；上げ潮最大） | 106 |
| 図 6-17. 定常状態の湾外サンゴ礁における、水深で割った波応力（1月；上げ潮最大） | 106 |
| 図 6-18. 最近隣内挿法で縮小した湾外サンゴ礁の 10cm 解像度空中写真画像 | 108 |
| 図 6-19. 定常状態の湾外サンゴ礁における 1 潮汐間平均底層流速（7月） | 108 |
| 図 6-20. 定常状態の湾外サンゴ礁における 1 潮汐間最大底層流速（7月） | 109 |
| 図 6-21. サンゴ高被度分布域と 7 月の 1 潮汐間最大底層流速 | 109 |
| 図 6-22. 最近隣内挿法で縮小した湾内の 10cm 解像度空中写真画像 | 111 |
| 図 6-23. 堀越のサンゴ分布調査測線と、調査結果を基に作成したサンゴ分布域（赤塗） | 112 |
| 図 6-24. 空中写真の画像解析により求めた底質指標 | 113 |
| 図 6-25. 7 月の 1 潮汐間平均底層流速とサンゴ分布（黒塗） | 114 |
| 図 6-26. 7 月の 1 潮汐間最大底層流速とサンゴ分布（黒塗） | 115 |
| 図 6-27. 7 月の 1 潮汐間平均底層水温とサンゴ分布（黒塗） | 116 |
| 図 6-28. 7 月の 1 潮汐間最高底層水温とサンゴ分布（黒塗） | 117 |
| 図 6-29. 湾内水深分布とサンゴ分布（黒塗） | 118 |
| 図 6-30. 満潮時放流粒子の初期分布（7月） | 120 |
| 図 6-31. 満潮時放流粒子の半潮汐後の分布（7月；定常状態） | 122 |
| 図 6-32. 満潮時放流粒子の 1 潮汐後の分布（7月；定常状態） | 123 |
| 図 6-33. 満潮時放流粒子の半潮汐後の分布（1月；定常状態） | 124 |
| 図 6-34. 満潮時放流粒子の 1 潮汐後の分布（1月；定常状態） | 125 |
| 図 6-35. 満潮時に湾内で受動粒子を放流した場合の、湾内粒子数の 1 潮汐間の変化 | 125 |
| 図 6-36. 満潮時放流粒子の半潮汐後の分布（1月；波なしケース） | 126 |

| | |
|---|-----|
| 図 6-37. 滞筋狭窄部の位置（浚渫位置） | 127 |
| 図 6-38. 浚渫前の湾口～湾央における水深分布 | 128 |
| 図 6-39. 浚渫後の湾口～湾央における水深分布（茶色が浚渫したセル） | 128 |
| 図 6-40. 浚渫前における塩分の鉛直断面分布（7月；満潮） | 129 |
| 図 6-41. 浚渫後における塩分の鉛直断面分布（7月；満潮） | 130 |
| 図 6-42. 浚渫前における水温の鉛直断面分布（7月；満潮） | 130 |
| 図 6-43. 浚渫後における水温の鉛直断面分布（7月；満潮） | 131 |
| 図 6-44. 浚渫前後における7月の1潮汐間平均底層水温とサンゴ分布（黒塗） | 131 |
| 図 6-45. 計算領域中の粒子放流点 | 132 |
| 図 6-46. 粒子放流点と、半潮汐後に外洋にある粒子の割合（7月；底層放流） | 134 |
| 図 6-47. 粒子放流点と、半潮汐後に外洋にある粒子の割合（7月；表層放流） | 134 |
| 図 6-48. 粒子放流点と、1潮汐後に外洋にある粒子の割合（7月；底層放流） | 135 |
| 図 6-49. 粒子放流点と、1潮汐後に外洋にある粒子の割合（7月；表層放流） | 135 |
| 図 6-50. 粒子放流点と、半潮汐後に外洋にある粒子の割合（1月；底層放流） | 136 |
| 図 6-51. 粒子放流点と、半潮汐後に外洋にある粒子の割合（1月；表層放流） | 136 |
| 図 6-52. 粒子放流点と、1潮汐後に外洋にある粒子の割合（1月；底層放流） | 137 |
| 図 6-53. 粒子放流点と、1潮汐後に外洋にある粒子の割合（1月；表層放流） | 137 |
| 図 6-54. 定常状態における水位と表層流速の水平分布（7月；満潮） | 138 |

表目次

| | |
|--|-----|
| 表 1-1. 川平湾内定点における午前 11 時の通年水温測定結果..... | 17 |
| 表 2-1. 緯度 24-25° 経度 124-125° の範囲における 7 月の塩分統計値 | 34 |
| 表 2-2. 水産海洋研究センターによる、St.5 における夏季の水質観測結果 | 34 |
| 表 3-1. 玉取崎南海域における新旧水深分布算定法の誤差 | 44 |
| 表 3-2. 川平湾奥における新旧水深分布算定法の誤差..... | 45 |
| 表 5-1. 水深に関する重回帰分析結果..... | 63 |
| 表 5-2. ネスティング計算領域のグリッドサイズ・グリッド数..... | 71 |
| 表 5-3. ネスティング計算の計算条件 | 71 |
| 表 5-4. SWAN による波浪再現計算の計算条件 | 78 |
| 表 5-5. WESTECH3D による流動再現計算の計算条件 | 87 |
| 表 6-1. 定常状態の計算用に作成された 1 月および 7 月の気象条件 | 95 |
| 表 6-2. 定常状態の計算における波浪条件作成のための SWAN 計算条件 | 96 |
| 表 6-3. 湾内の海水交換に関する実験ケース | 119 |

1. 序論

1.1 研究の背景

1.1.1 サンゴ礁と危機

1.1.1.1 サンゴ礁の概要

サンゴ礁とは

サンゴ礁は、造礁サンゴ（以下、単に「サンゴ」と記す）などの生物が集積してできた地形であり[1]、亜熱帯～熱帯の外洋に面した海岸に発達する。サンゴ礁はその形態から裾礁・堡礁・環礁に分類され、日本では琉球列島を中心に、海岸線に沿った裾礁が分布している。裾礁は、図 1-1に示すように、海岸線と外洋の間に明確な分帯をなす、礁池・礁嶺・礁斜面より構成される[2]。

- 礁嶺は、低潮位時に干出する場合もある標高の高い部分で、砕波帯に対応している。
- 礁池は、海岸線と礁嶺の間に挟まれた浅い凹地で、波の低い閉鎖的な環境である。
- 礁斜面は、礁嶺の外洋側に位置する斜面で、外洋性の強い環境である。

サンゴとサンゴ礁生態系

サンゴ礁には、礁池および礁斜面に、それぞれの環境に適した種のサンゴが分布する。サンゴは、体内に褐虫藻を共生させ、その光合成によって生産される有機物を利用する。さらに、サンゴやその放出する粘液は、他の生物の有機物源となる。

このようにサンゴ（および褐虫藻）が生産者としての役割を果たすため、サンゴ礁は貧栄養海域に発達するにも関わらず、多種の生物を育んでいる。一部の魚類には、凹凸の大きいサンゴの形態も重要である。

また、サンゴは骨格形成のための石灰化を通じて地球規模の無機炭素循環に関与しており、地球温暖化の原因となる二酸化炭素の固定に寄与することが示されている[3]。

サンゴ礁の人為利用

サンゴ礁は例えば以下のように、人間と密接に関わってきた。

- 礁嶺は天然の防波堤として、荒天時の高波浪から沿岸を守ってきた。
- 礁池には多くの魚介類が生息するが、水深が浅く波も穏やかであるため、昔から良い漁場として利用されてきた。
- サンゴ礁は色鮮やかな水中景観、白い砂からなるビーチを有し、ダイビング・海水浴などが目的の観光客を集めている。

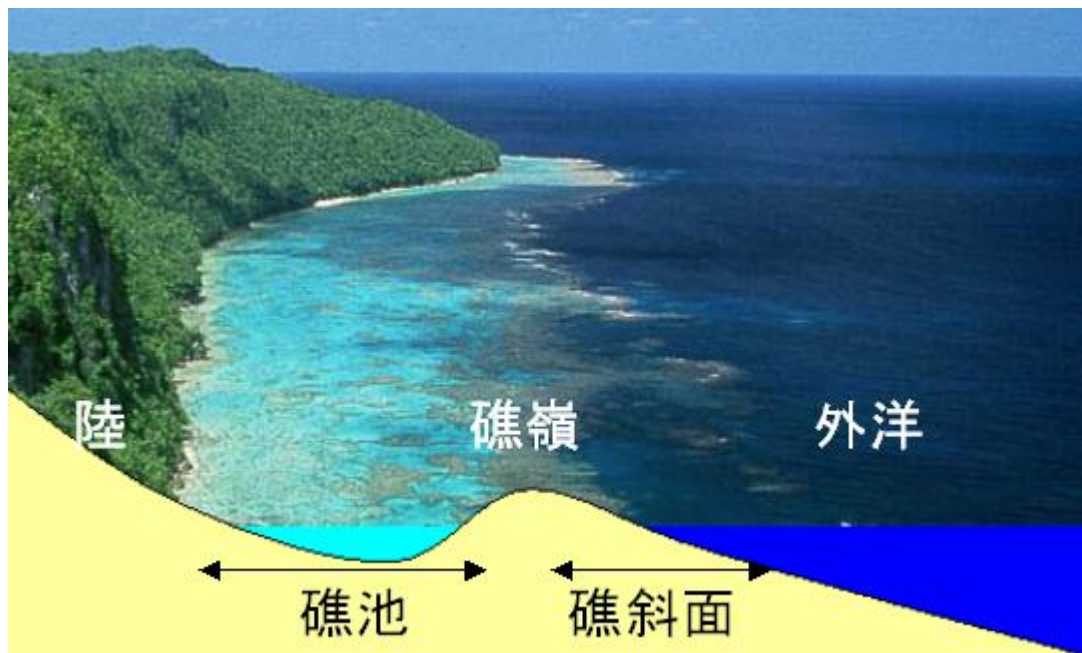


図 1-1. 裾礁の模式図

※ 裾礁（Rennell Island）の写真の上に、模式的な鉛直断面図を描いた。

※ 写真出所：Ryan Photographic <http://www.ryanphotographic.com/>

1.1.1.2 サンゴ礁環境の世界危機

近年、世界中のサンゴ礁でサンゴの衰退と、サンゴ礁環境の変化が報告されている。その主な原因として、以下のような項目が挙げられる。

高水温などに伴う白化

サンゴと褐虫藻の共生関係は、水温・塩分・光などの環境因子に敏感である。それらが両者の適応範囲を外れると、サンゴ体内の褐虫藻の劣化^{[4][5]}・体内からの褐虫藻の放出^[6]が生じ、サンゴは白い骨格が透けて見える、いわゆる白化状態となる。白化状態はサンゴの生理活動を害し^[7]、持続するとサンゴは死滅する。サンゴの死滅後は魚類の減少も寄与して海藻類が繁茂し^{[8][9]}、環境は一変する。また、サンゴ礁の二酸化炭素固定量も低下する^[10]。

それぞれの環境因子は、白化に対して複合的に寄与することが示されている^{[11][12]}。また、環境因子に関する適応範囲は、サンゴの種類により異なる^[13]。

1997～1998 年には世界的な高水温に伴い、多くのサンゴが白化・死滅し、高水温が問題視されるようになった。日本では琉球列島で、ミドリイシ類を中心に壊滅的な被害を受けた。さらに、2001 年、2003 年、2005 年の夏にも高水温に伴う白化が報告され、高水温

はサンゴに対する最大の脅威の 1 つと考えられている。世界的な高水温は、地球温暖化との関係が示唆されているため、近い将来のサンゴの絶滅が懸念されている^[2]。一方、裾礁とくに礁池内では、外洋水温の影響を受けるものの、より時空間的局所性の強い水温場が観測されており^{[14][15][16]}、サンゴの白化も一様ではない。

陸域負荷の増大

人間による陸域の開発により、サンゴ礁海域にの堆積物や栄養塩の流入が増えると、サンゴは衰退する。堆積物はサンゴを窒息させ、栄養塩は海藻類などに対する競争上の優位を失わせる。琉球列島では、開発現場・農地・米軍演習場などから流出する国頭マージ（シルトを多く含む）等が問題となり、赤土汚染と呼ばれている^[2]。

食害生物の大発生

サンゴを捕食するオニヒトデやシロレイシガイダマシ属の巻貝類などは、大発生して広範囲のサンゴに壊滅的被害を与えることがある。またカイメンのテルピオスも、広範囲のサンゴを覆い殺すことがある^[2]。

病気

近年、サンゴを死滅させる様々な病気が報告されているが、その多くは原因が特定できていない^[2]。

1.1.2 具体例としての川平湾周辺海域

1.1.2.1 概観

危機にあるサンゴ礁の具体例として、沖縄県石垣島の川平湾とその周辺海域がある。本小項ではその概観を述べる。

地理的背景

川平湾は、琉球列島の石垣島北西部に位置する、面積 1.5 km^2 程度^[17]の内湾である。図 1-2 に、石垣島および北西部の衛星画像を、図 1-3 に川平湾周辺の空中写真を示す。湾口は越島でほぼ塞がれ、西および東に狭い開口部分が存在する。湾外には幅 0.5 km 程度の典型的な裾礁が発達しており、礁嶺は低水位時に干出する^[18]。湾の西側の開口部には、礁池内を貫通して外洋に通じる、周囲より深い溝状地形（以下、水路）が存在する。湾の東側の開口部は、西側に比べて幅・水深ともに小さく、低水位時には干出する^[19]。

湾内は、浅く平坦な部分と、急勾配に落ち込んだ深い部分が、明瞭に分かれている。以下、湾口で水路と接続し湾奥まで続く深い部分（図 1-4）を、簡単のため「滞筋」と呼ぶ（滞

筋は本来河川に関する用語である)。

自然環境

堀越^[19]によれば、八重山海域のサンゴ類は 68 属 240 種が報告されているが、川平湾周辺海域には 38 属 100 種以上が分布する。また海藻類は 162 種、魚類は 324 種が報告されている。

湾内のサンゴ類・藻類・海草類の水平分布は明らかにされていない。大葉ら^[20]は、川平湾周辺海域の海藻分布を調べ、湾内から礁池に至る砂地に海産性顕花植物が、礁池に生サンゴを基質とした石灰藻・小型海藻が、礁前縁部に石灰藻が優占繁茂していることを報告している。

湾外では、水路より西のサンゴ礁において、ハマサンゴ類・ミドリイシ類・コモンサンゴ類を中心に、沿岸方向および岸沖方向の帯状構造をもつサンゴ分布が明らかにされている^[21]。

観光利用

川平湾は石垣島随一の観光地とされる。1975 年、サンゴ礁景観を対象とした遊覧船（グラスボートなど）事業が始まった。現在 13 艘が使用され、遊覧客数は年間約 30 万人と見積もられている^[2]。また、水路にはスキューバダイビングのスポットがある。

一方、水中景観のみならず、西岸の川平公園から臨める「7 色に変化する海」と言われる景観（図 1-5）も観光資源である。川平湾は、国が指定する全国 8 箇所の名勝地の 1 つに選ばれている。

漁業利用

川平湾内外は昔から漁場であったが、1974 年農林省告示により、湾内および水路東側の領域が保護水面に指定された。増殖対象種は、シャコガイ、クロチョウガイ、ゴシキエビ、ニシキエビ、フトミゾエビ、シラヒゲウニ、カタメンキリンサイである。

また、川平湾内では 1960 年代から琉球真珠（株）による真珠の養殖が行われている。

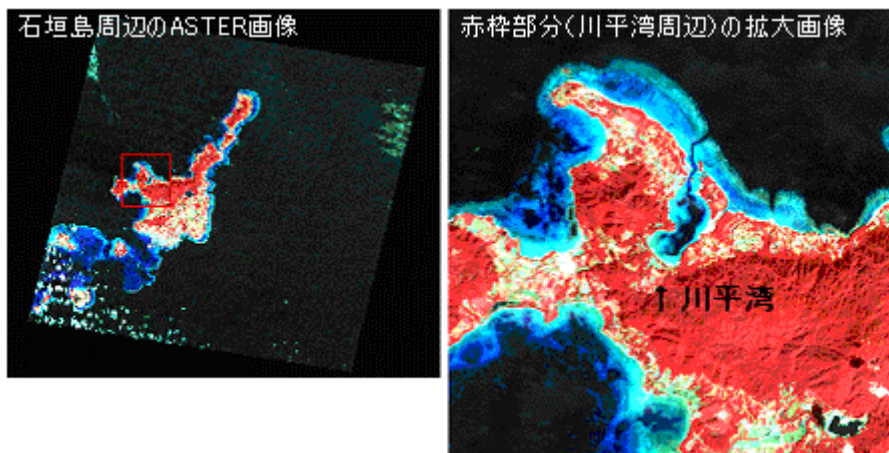


図 1-2. 石垣島周辺の衛星画像と川平湾周辺の拡大画像

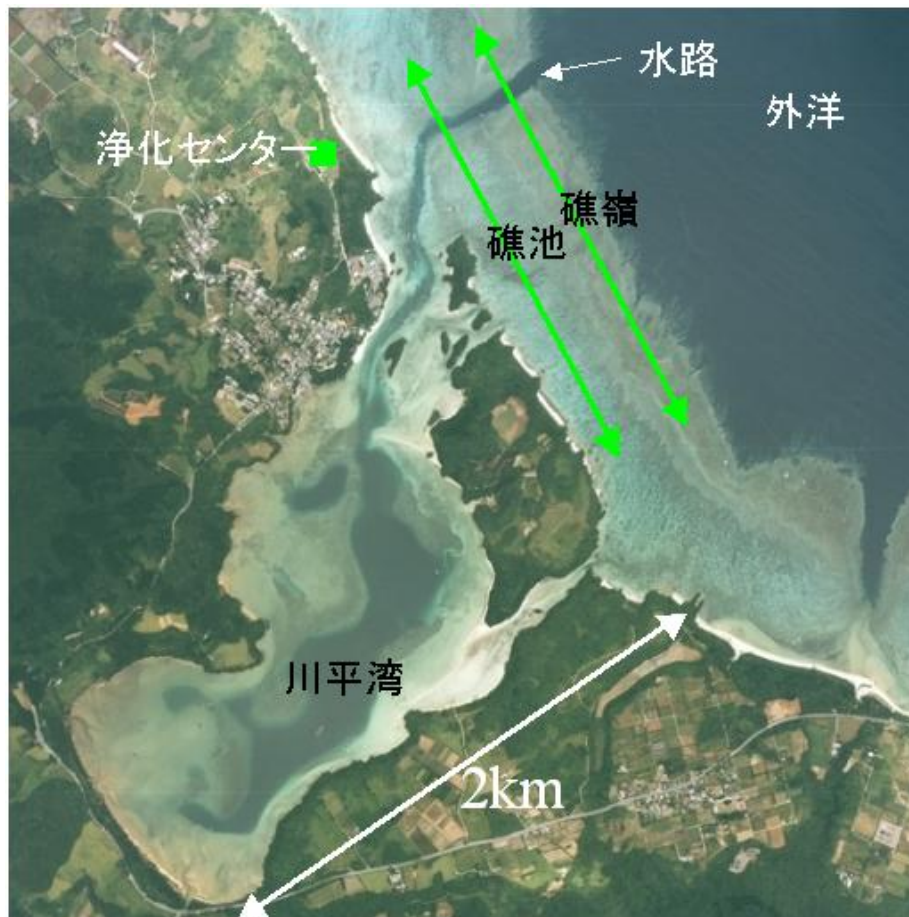


図 1-3. 川平湾の空中写真

※写真出所：海上保安庁 空中写真閲覧サービス

http://www4.kaiho.mlit.go.jp:8082/Air_code/INDEX/s_index00.htm

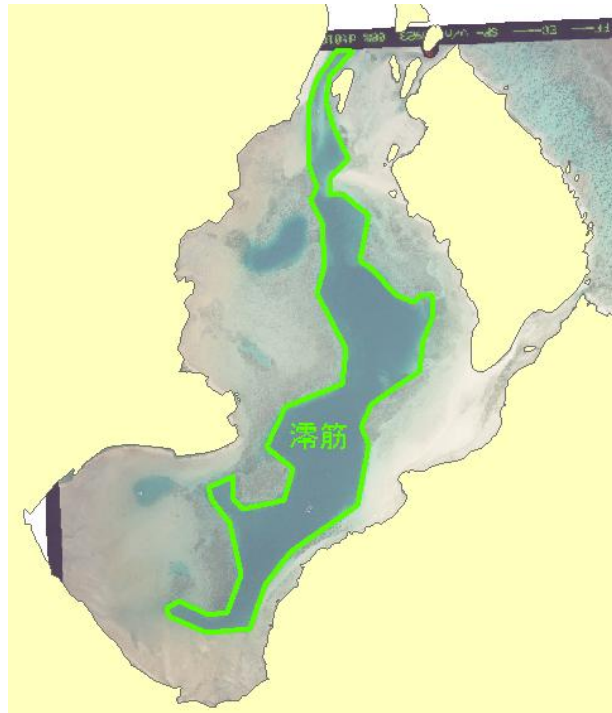


図 1-4. 本研究における滞筋の定義範囲

※購入済空中写真（パスコ（株）；2005 年撮影）の上に滞筋の範囲を囲った。



図 1-5. 川平公園から望む湾口付近の景観

1.1.2.2 サンゴの衰退

川平湾内のサンゴ分布に関して、経時的な学術調査は行われていない。しかし堀越^[19]は、湾奥のサンゴに死んだ部分が多いことを報告し、「昔はよく生きていたと聞く」と述べている。また、ダイバーの Web サイトにも、湾奥のサンゴ衰退の現状が写真とともに綴られている^[22]。

川平湾内のサンゴが衰退していることは明らかであるが、その原因は明らかでない。川平湾周辺では 1966 年から 1976 年頃に、パイン・サトウキビ畑の開発が行われ、1968 年から 1971 年にかけて、林道開発が行われた。これらに伴って流出した、シルトを含む赤土の堆積が、サンゴ衰退の原因と考えることもできる。しかし、サンゴの年輪による成長量解析^[19]によれば、年成長量が小さい年は場所により異なり、工期と必ずしも一致しない。従って川平湾では、土壌流出とサンゴ衰退の間に単純な因果関係を想定することはできない。

サンゴ衰退の原因として、周辺の開発による、川平湾への栄養塩負荷の増大も懸念される。有機物量の指標としての COD が増加傾向を示すことから（図 1-6）、富栄養化も同時に進行している可能性がある。しかし栄養塩に関しては、沖縄県水産海洋研究センターによる若干の不定期観測データがあるものの、経年変化のモニタリングは行われていない。

一方、夏季の湾内水温は 30℃を越えることが一般的であり、午前 11 時の年最高水温が 33.4℃を記録した年もある（表 1-1）。高水温によるサンゴの生理変化の臨界温度は、種により異なるものの一般に 30℃前後であるから、湾内の水温環境がサンゴに悪影響を及ぼしていないとは考えにくい。

このように川平湾では、土砂の堆積・富栄養化・高水温など、様々な要因がサンゴに影響している可能性がある。しかし現時点では、それらの要因とサンゴ衰退の因果関係を示すことができない。その理由として、サンゴの生理にとって重要な濁度・栄養塩・水温・流速などの環境因子の挙動や、それらのサンゴへの影響に関する知見の不足が挙げられる。サンゴ衰退の原因を特定し、対策を立案するためには、まず上記のような環境因子の挙動と、そのサンゴへの影響に関して、基礎的な知識を蓄積する必要がある。

川平湾は湾口が狭い内湾であることから、他の閉鎖性内湾と同様、海水流動に伴う外洋との海水交換が、濁度・栄養塩・水温・流速などの環境因子に決定的な影響をもつと考えられる。川平湾の場合、外洋と湾の間に閉鎖性の強い（礁嶺のよく発達した）サンゴ礁が存在し、外洋との海水交換は、このサンゴ礁を通じて行われる。湾内と湾外サンゴ礁は密接な関係にあると考えられ、湾内環境の解明のためには、両者の結合系としての海水流動構造を把握する必要があるだろう。

このように湾外サンゴ礁は、湾内環境の解明のために重要であるが、それ自体においてもサンゴ衰退の懸念がある。1998 年には水路東側の礁嶺付近でサンゴの白化が見られた^[23]。2001 年にも水路東側の礁池内や水路でミドリイシ類の白化が報告されている^[24]。また水路周辺では、サンゴ礫の移動によるサンゴ被度の低下や、台風時のサンゴの破碎が顕著

である[25]。

表 1-1. 川平湾内定点における午前 11 時の通年水温測定結果

| 年次 | 年平均水温 (°C) | 年最高水温 (°C) | 年最低水温 (°C) |
|------|------------|------------|------------|
| 1973 | 26 | 32 | 16 |
| 1974 | 25.7 | 32 | 16 |
| 1978 | 25.4 | 33.4 | 15.4 |
| 1981 | 25.5 | 32.6 | 17 |
| 1986 | 25 | 32 | 17 |
| 1987 | 25.7 | 31.9 | 17.2 |
| 1988 | 25.5 | 31.8 | 17.5 |

※ 沖縄水産海洋研究センター石垣支所前における測定結果

※ データ元：

沖縄水産海洋研究センター事業報告書（昭和 48 年度～昭和 62 年度）

沖縄水産海洋研究センター，昭和 63 年度 川平保護水面調査報告書

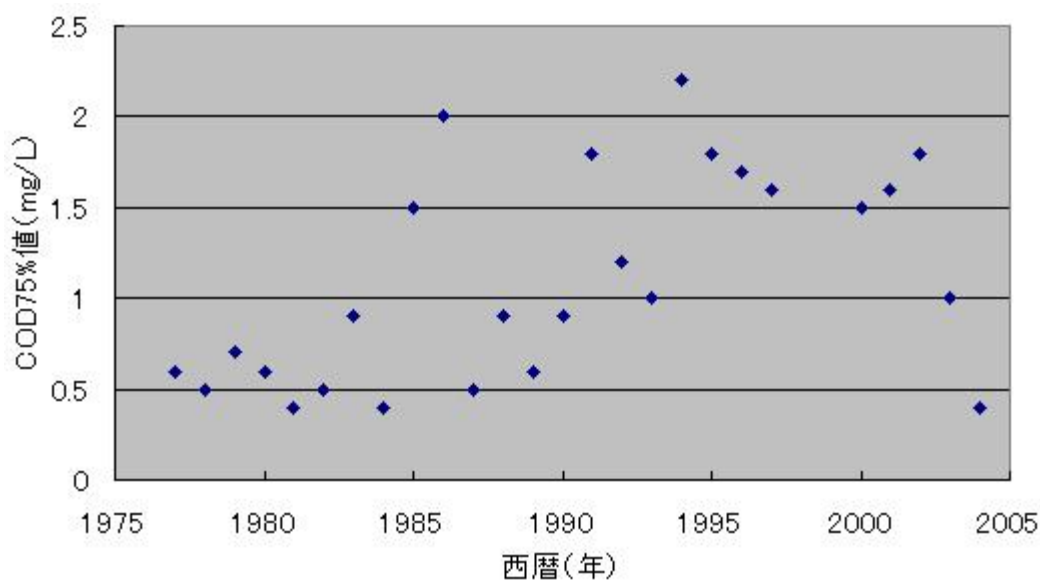


図 1-6. COD75%値の経年変化

※ データ元：沖縄県八重山福祉保健所が川平湾内で毎年 6 回測定した COD 値の 75% 値（沖縄県文化環境部環境保全課提供）

1.2 研究の目的

前節で議論したように、サンゴが衰退している川平湾周辺海域において、その原因を解

明し、対策を立案するためには、濁度・栄養塩・水温・流速などの環境因子の挙動、そのサンゴへの影響を明らかにする必要がある。そして、環境因子の挙動の解明には、流動構造の把握が肝要であると考えられる。

本研究では、サンゴにとって重要な上記の環境因子の中で、水温・流速・栄養塩に焦点を当て、次の目的を設定する。すなわち、川平湾周辺海域において、

- 1) 海水流動構造と、水温・流速・栄養塩の挙動を明らかにする。
- 2) 水温・流速・栄養塩の、サンゴへの影響を明らかにする。
- 3) サンゴの生理にとっての問題点が明らかになれば、対策の立案を試みる。

1.3 研究手順

本研究は現地観測、リモートセンシング、物理モデルによる数値実験を組み合わせで行う。以下に研究手順と、本論文の各章の内容を示す。

第2章では、浄化センター周辺および滞筋沿いにおいて水質（栄養塩・水温・塩分など）の現地観測を行う。既存のデータと合わせて解析することで、浄化センターの影響および大局的な水質分布を把握する。

第3章から第5章までは、物理モデルをサンゴ礁海域で適用するための、準備・開発過程である。

まず、物理モデルを用いるためには水深分布データが必要であるが、船舶による航行の困難などから多くのサンゴ礁海域では未整備であり、川平湾周辺海域でも限定されている。一方、サンゴ礁は地形が複雑で、流動場は局所的な地形の影響を強く受けるため、物理モデルによる再現には高解像度の水深分布データが必要である[26]。第3章では、サンゴ礁海域において、物理モデルに必要な水深分布を算定するための衛星画像解析方法を開発し、川平湾を含む石垣島の2海域で適用・検証する。

物理モデルは、東京湾の再現計算で有効性が示されているモデルを用いる。しかしサンゴ礁海域は、干出する礁嶺、礁嶺での碎波、透明度が高く浅いために生じる底面熱収支、といった独特の物理過程を持ち、地形も起伏に富むため、既存モデルをそのまま川平湾周辺海域に適用することはできない。第4章では、既存モデルに対して底面熱収支モデルの追加、冠水・干出スキームの追加、波浪モデルとの結合、差分化法の修正などの拡張・精度向上を施し、川平湾周辺海域に適用可能な物理モデルを開発する。

第5章では、開発した物理モデルの再現性を検証する。第3章の水深算定結果を用いて水深格子データを作成し、既往の研究で流速観測が行われた期間の再現計算を行った後、計算結果と観測結果を比較する。

第6章では、開発・検証された物理モデルを用いて数値実験を行う。平均的な気象条件における実験によって、平均的な流動構造、海水交換特性、水温・流速分布、それらとサ

ンゴ分布との関係を明らかにする。さらに、この段階までに明らかにされた、浄化センターによる富栄養化、湾内底質からの栄養塩溶出、高水温による湾内サンゴ分布の制限といった問題について、対策立案の第 1 歩としての基本的な数値実験を試みる。

最後に第 7 章では、本研究で得られた結果を総括し、今後の展望を示す。

2. 水質の現地観測

2.1 はじめに

川平湾における主要な現地観測は、2006年7月27日および28日に行った。

7月18日から28日までの気象概況を図2-1に示す。この期間を通じて南～南南東の季節風が卓越しており、23日までは晴天が続いていた。24日～26日には天候が崩れたが、降水は計14mm程度であった。その後、観測が行われた27日～28日は再び晴天となった。

観測場所と項目を図2-2に示す。行った観測は目的別に、次の5つに分類できる：

- 1) 浄化センターの影響評価のための、周辺（湾口～湾外沿岸）における水質観測
- 2) 湾口物質収支の評価のための、湾口における流量観測
- 3) 大局的な水質分布の把握のための、滞筋沿いの水質観測
- 4) 衛星画像解析のための、湾内における水深測定・底面映像撮影
- 5) 湾内と水路における、自記式水質計の設置

本章では以下の節で、1)および3)の内容と結果を述べる。2)ではADPをカヌーで曳航して観測を試みたが、ADPの故障により流量を正しく測定できなかったため、省略する。4)は第3章で扱う。5)に関しては、自記式水質計を未だ回収していないため、省略する。

| | 平均 海面 気圧 | 平均 気温 | 最高 気温 | 最低 気温 | 平均 相対 湿度 | 平均 風速 | 最大 風速 | 最大 風速の 風向 | 降水量 (川平) | 日照 時間 | 天気 概況 (昼) | 天気 概況 (夜) |
|-----|----------------|----------|----------|----------|----------------|----------|----------|-----------------|-------------|----------|-----------------|-----------------|
| | hPa | ℃ | ℃ | ℃ | % | m/s | m/s | | mm | 時間 | | |
| 18日 | 1011.6 | 27.1 | 29.3 | 25.8 | 85 | 3 | 4.2 | 南南東 | 0 | 10.5 | 晴一時曇 | 晴 |
| 19日 | 1009.7 | 27.6 | 29.9 | 26 | 83 | 3 | 4.5 | 南 | 0 | 11.7 | 晴 | 晴 |
| 20日 | 1008.3 | 28.2 | 30.5 | 26.5 | 83 | 4.2 | 5.9 | 南東 | 0 | 10.7 | 晴 | 晴一時曇 |
| 21日 | 1007.6 | 28.9 | 31.1 | 27.4 | 83 | 4.3 | 5.8 | 南南東 | 0 | 12.2 | 晴 | 晴 |
| 22日 | 1007.2 | 28.8 | 31 | 27.4 | 81 | 4 | 7.1 | 南 | 0 | 12.4 | 晴 | 晴 |
| 23日 | 1004.5 | 29.3 | 33.7 | 26.3 | 77 | 3.9 | 7.5 | 北東 | 0 | 9.1 | 晴 | 晴後時々雨 |
| 24日 | 1001.6 | 28.1 | 31.4 | 26.3 | 83 | 7.8 | 11.4 | 南東 | 4 | 2.8 | 曇時々雨 | 曇時々雨 |
| 25日 | 1004.2 | 28.3 | 30.8 | 25.3 | 83 | 9.3 | 12.7 | 南東 | 8 | 7.1 | 晴時々曇一時雨 | 曇時々雨一時雨 |
| 26日 | 1009.9 | 28.2 | 30.5 | 26.4 | 81 | 9.1 | 12.7 | 南南東 | 2 | 6.9 | 曇時々晴一時雨 | 曇時々晴一時雨 |
| 27日 | 1010.9 | 28.5 | 31.1 | 27 | 80 | 6.9 | 9 | 南東 | 0 | 10.9 | 晴 | 晴 |
| 28日 | 1010.6 | 28.8 | 31.4 | 26.9 | 81 | 4.3 | 6 | 東南東 | 0 | 11.2 | 晴 | 晴 |

図 2-1. 水質観測期間および直近の気象概況

※降水量は川平アメダス、それ以外は石垣地方気象台によるデータを用いた

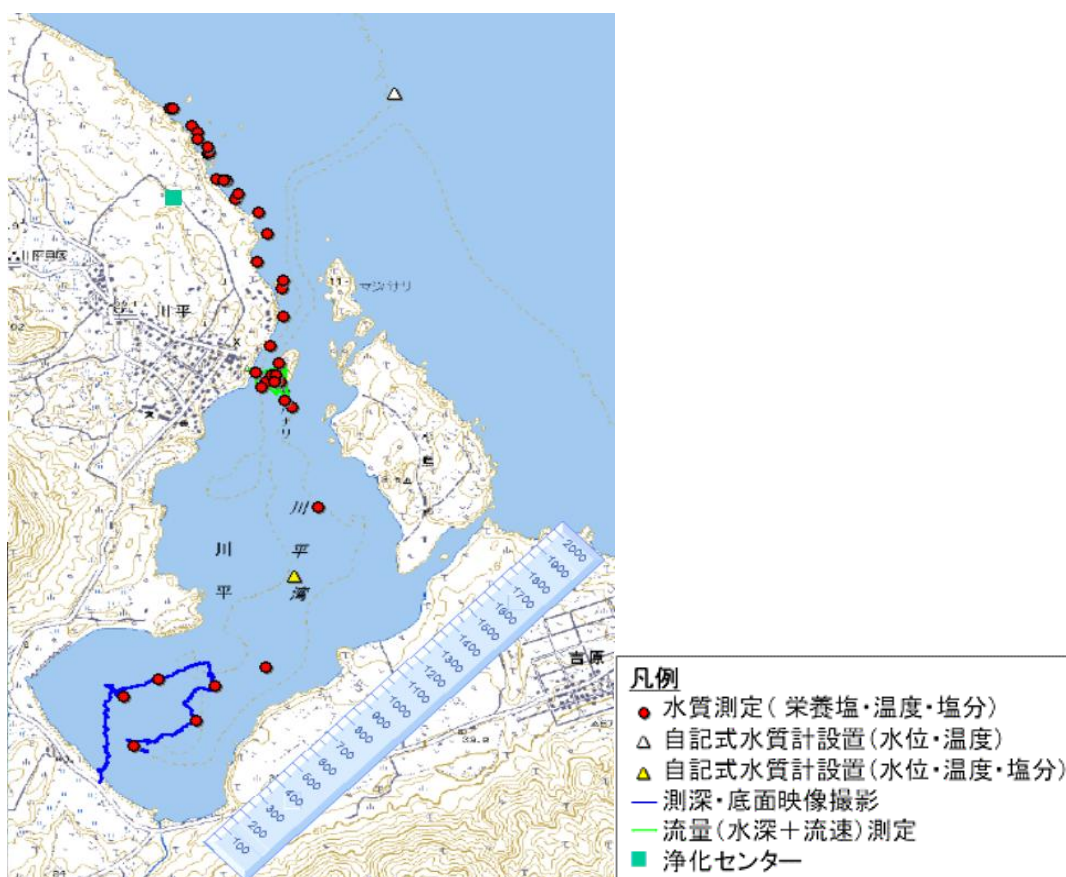


図 2-2. 現地観測の場所と項目

※ スケールの単位は m。

※ 自記式水質計設置点では水質測定も行った。

2.2 浄化センター周辺における観測

2.2.1 観測内容

7月28日、図 2-3に示す地点において、図 2-4に示すタイミングで、3度ずつ採水を行った。採水点 P8-1～P8-12 は、いずれも水深 40cm 以内の浅所であった。採水点 K1～K4 にはカヌーでアクセスし、採水と合わせて、アレック電子(株)の多項目水質計(クロロテック AAQ1183; 以下、多項目水質計)を用いた鉛直水質測定も行った。

水サンプルは、次の 2 種類を得た。

- ろ過なしサンプル：50ml 容器(アイボーイ細口びん)に水中で直接採水したもの。
- ろ過ありサンプル：シリンジに採水し、0.45 μ m のろ過フィルターを通して、50ml 容器(アイボーイ細口びん)に注入したもの。

両種とも共洗いをを行った後採水し、フタをした。水サンプルは冷蔵保管し、クール便で

大学の実験室に送った。その後、ろ過ありサンプルは、ブランルーベ社の AACS-III を用いて、8 日以内に吸光度法による栄養塩濃度分析を行った。分析した栄養塩項目は硝酸亜硝酸塩・亜硝酸塩・アンモニウム塩・リン酸塩・ケイ酸塩（シリカ）の 5 項目であったが、栄養塩濃度を正常に定量できた項目は硝酸亜硝酸塩およびケイ酸塩のみであった。亜硝酸・リン酸塩に関しては濃度がそれぞれ $0.5\mu\text{M}$ 以下、 $0.1\mu\text{M}$ 以下と小さく、吸光度のピークがノイズに埋もれてしまった。アンモニウム塩に関しては、サンプルによって $1\mu\text{M}$ 程度の濃度が確認されたもののノイズが大きく、さらに保管中に大きな濃度変化が確認されたため、データの使用を断念した。

ろ過なしサンプルは、塩分計を用いて塩分を測定した。



図 2-3. 浄化センター周辺における採水点

※ 添字は採水点名。

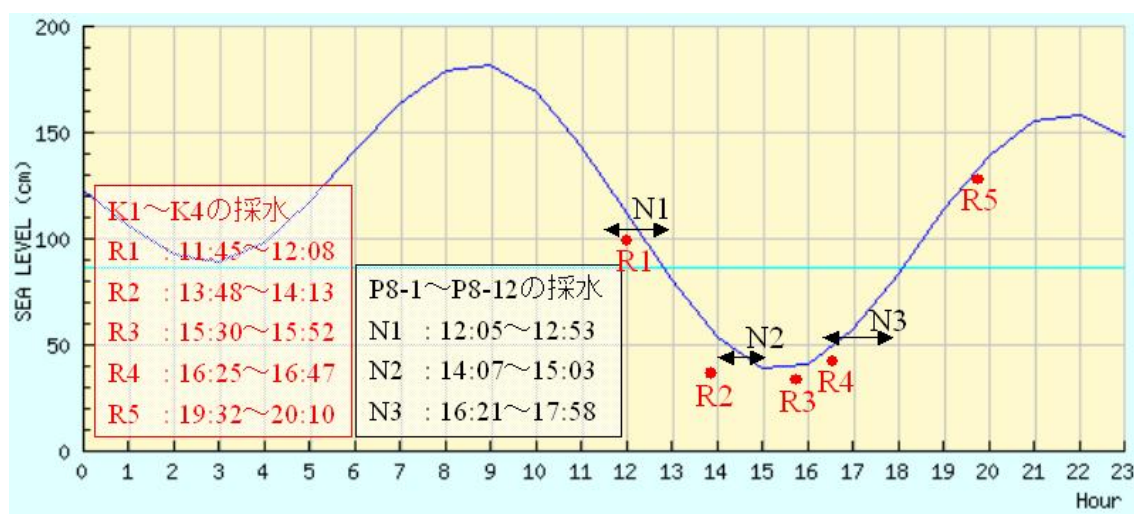


図 2-4. 浄化センター周辺における採水タイミングと潮位

※ N1～N3は採水点 P8-1～P8-12 の、R1～R5は採水点 K1～K4 の採水タイミング名。

※ 潮位は石垣港についての潮位表予測値（最低水面基準）。

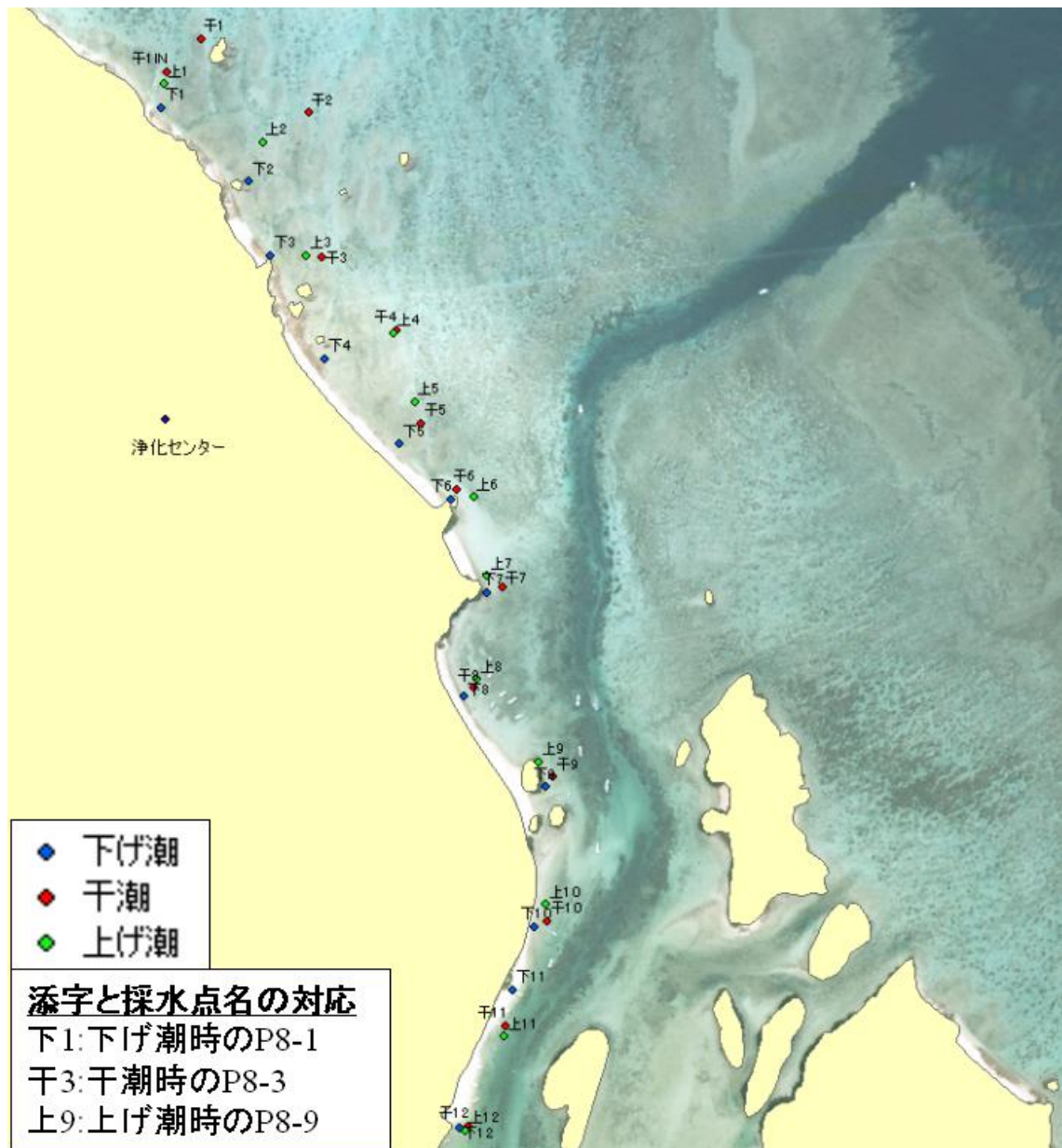


図 2-5. 浄化センター周辺における各採水タイミングでの採水位置

※スペースの制約により、各点の添字は採水点名と同一でない。凡例参照。

2.2.2 観測結果

2.2.2.1 栄養塩濃度分布

サンゴに適した栄養塩濃度に関しては、既往の研究で以下のように報告されている。

- 下田ら[27]は、沖縄本島、渡嘉敷島、宮古島、石垣島、西表島において、水質とサンゴ生育状況の同時調査を行った。生存サンゴの被覆度が 50%を越えたサンプリング点で

は、アンモニウム塩 $0.1\sim 3\mu\text{M}$ 、硝酸塩 $0.1\sim 1.4\mu\text{M}$ 、亜硝酸塩 $0.03\sim 1.11\mu\text{M}$ 、リン酸塩 $0\sim 0.16\mu\text{M}$ 、ケイ酸塩 $1.2\sim 6.9\mu\text{M}$ であった。また、総窒素 (T-N) が 0.2mg/l ($14\mu\text{M}$) 以上、総リン (T-P) が 0.02mg/l ($0.6\mu\text{M}$) 以上のサンプリング地点では、サンゴは存在しなかった。

- サンゴが良好に成育できる海域は、無機態の窒素 (NO_3 、 NO_2 、 NH_4) が 0.014mg/l ($1\mu\text{M}$) 以下、無機態のリン (PO_4) が 0.003mg/l ($0.1\mu\text{M}$) 以下であると言われている^[28] (※1)。
- 総窒素 (T-N) が 0.18mg/l ($13\mu\text{M}$) 以上、総リン (T-P) が 0.006mg/l ($0.19\mu\text{M}$) ではミドリイシ属の出現はほとんど見られない^[28] (※2)。

※1 資料中に「松川ほか, 1997」として引用。原著未発見。

※2 資料中に「大見謝ほか, 2003」として引用。原著未発見。

一方、湾口周辺の硝酸亜硝酸塩・ケイ酸塩 (シリカ)・塩分の分布を図 2-6に示す。下げ潮・最干潮時の硝酸亜硝酸塩濃度は、浄化センター周辺で $10\mu\text{M}$ を超えており、上記の下田の言及に基づけば、サンゴの成育が困難な濃度と解釈される。従って、少なくとも浄化センター周辺では、サンゴの生育が困難な硝酸亜硝酸塩濃度となる場合があることが示された。

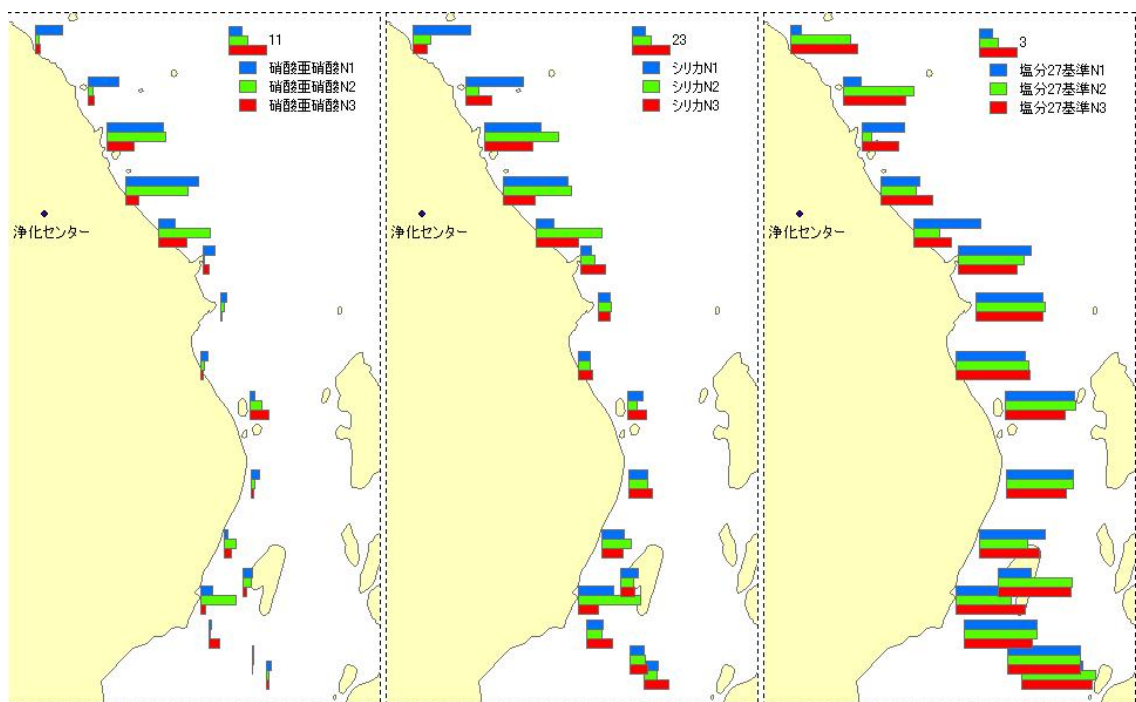


図 2-6. 浄化センター周辺採水点における塩分・栄養塩濃度

2.2.2.2 陸水栄養塩濃度の推定

前々小項では、浄化センター周辺の栄養塩濃度の生データから、サンゴの生育の障害になる濃度の存在を示した。しかし現場の水は、高濃度の栄養塩を含む陸水と、貧栄養の外洋水の混合物であり、前小項で示されているように各地点で混合割合が大きく異なるため、浄化センター周辺の栄養塩濃度が高いことのみを根拠に、浄化センター周辺の陸水の栄養塩濃度が高いことは結論できない。そこで本小項では、採水したサンプルに混合している陸水栄養塩濃度を推定し、その分布から、浄化センターの影響を考察する。

分子拡散に比べて乱流拡散が支配的であるとき、沿岸採水地点での水サンプルは、外洋水と陸水の混合物と考えることができる。ただしここでの「陸水」は、採水地点から流出したものと他地点から輸送されてきたものの混合物としての概念である。陸水中の塩分濃度はほぼ 0 だから、水サンプル中の陸水の割合（陸水率）は、

$$\begin{aligned}\text{陸水率} &= 1 - \text{外洋水率} \\ &= 1 - \text{現場塩分濃度} / \text{外洋水塩分濃度}\end{aligned}$$

外洋水（黒潮表面水）中の栄養塩濃度はほぼ 0 だから、水サンプルを構成する陸水の栄養塩濃度は、

$$\text{陸水栄養塩濃度} = \text{現場栄養塩濃度} / \text{陸水率}$$

これは、他地点から輸送されてきた陸水の影響が小さいとき、採水地点での汀線陸水濃度を表し、大きいとき、流れのトレーサーとなる可能性がある。ただし、それぞれ局所性考慮する必要がある。ここでは、外洋水塩分濃度は松田^[17]の水路沖の観測結果に基づいて 34.3 を用いる。

以上の方法で推定した陸水率および陸水栄養塩濃度を図 2-7 に示す。上記のように陸水栄養塩濃度は、その点で流出した陸水の濃度とは限らないが、この図は、下げ潮時および干潮時において、浄化センター付近の地下水濃度が周辺より高いことを示唆している。一方上げ潮時の濃度は、下げ潮・最干潮時よりも概して低く、大きな水の移動が生じた可能性がある。

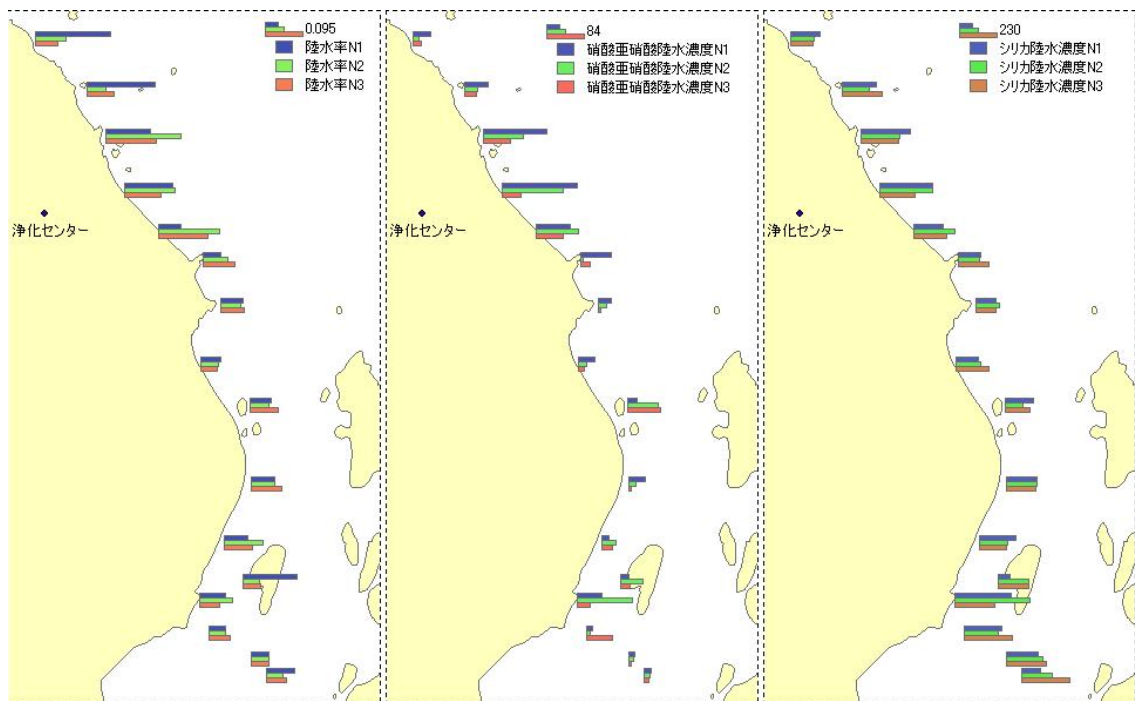


図 2-7. 浄化センター周辺採水点について推定された陸水率および陸水栄養塩濃度

2.2.2.3 塩分-栄養塩相関

前小項では、採水地点から流出したものと他地点から輸送されてきたものの混合物として「陸水」を定義し、その内訳は考慮しなかった。本小項では、塩分と栄養塩の相関関係を調べることで、「陸水」にどの程度、実際の陸水分布の局所性が反映されているかを検討する。

まず、塩分-栄養塩相関を解釈するために、水サンプルを、濃度が均一ないくつかの材料の混合物であると仮定すると、塩分-栄養塩の散布図から次のような解釈が可能となる：

- 強い負の相関は、栄養塩に関して単一の混合材料の寄与が大きい、または複数の混合材料の濃度が相近いことを示す。
- 弱い負の相関は、複数の栄養塩濃度の異なる混合材料が寄与していることを示す。
- Y 切片は、混合材料の栄養塩濃度を単一とみなした場合の、栄養塩濃度を表す。
- X 切片は、濃度が 0 の混合材料がある場合、その塩分濃度を表す。

塩分-栄養塩の散布図を図 2-8および図 2-9に示す。ただし、次の理由から、P8-7～P8-12 の水路に近い沿岸採水点を除いてプロットしてある。

- P8-7～P8-12 の水路に近い沿岸採水点では、P8-1～P8-6 に比べ塩分濃度が高く、水路上カヌー採水点 (K1～K4) と近い値を示すことから、外洋性が比較的高い水路の影響を強く受けていることが分かる。

- P8-7～P8-12 の水路に近い沿岸採水点では、観測値が代表する時間が短いと考えられる。

これらの散布図は、採水タイミングと岸沖方向位置、予想される流向の関係から、次のように解釈される：

- N1 は、汀線付近の平坦な地形で採水したため、陸水と混合する塩水量とその流速が小さく、陸水の局所性が強く現れたと考えられる。また、地下水は潮汐より若干位相が遅れて海に流出するため、N1～N2 には陸水量も大きいであろう。
- N2 は、礁池に近い部分で採水したため、N1 より陸水の局所性の影響が弱くなったと考えられる。
- N3 は、礁池にもともとあった水が、水路から礁池への外洋水の流入によって押し出されたものを採水した。さらに陸水量が小さいため、局所性の影響が弱くなったと考えられる。

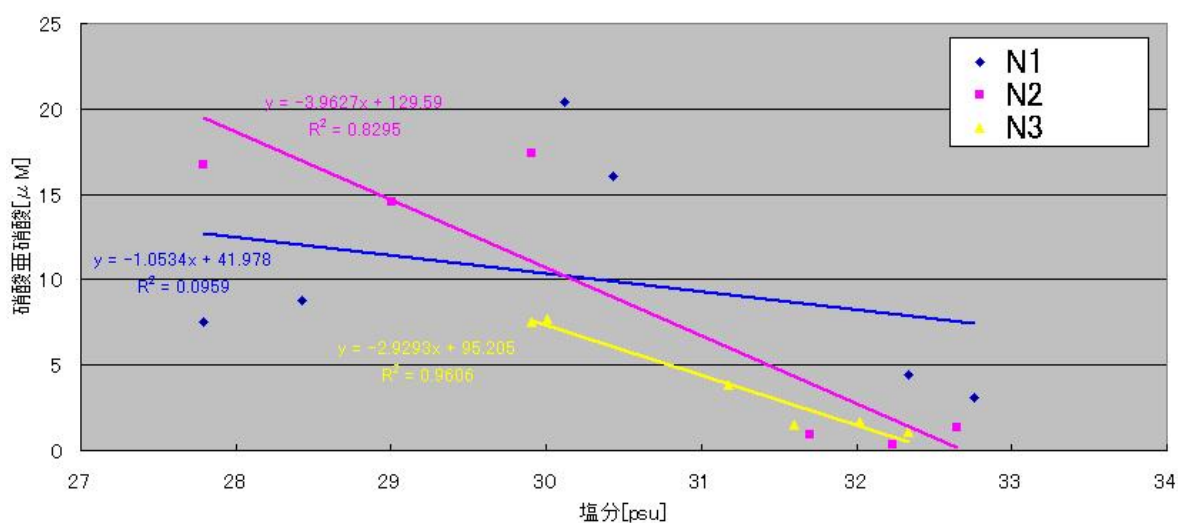


図 2-8. 硝酸塩濃度と塩分の相関関係

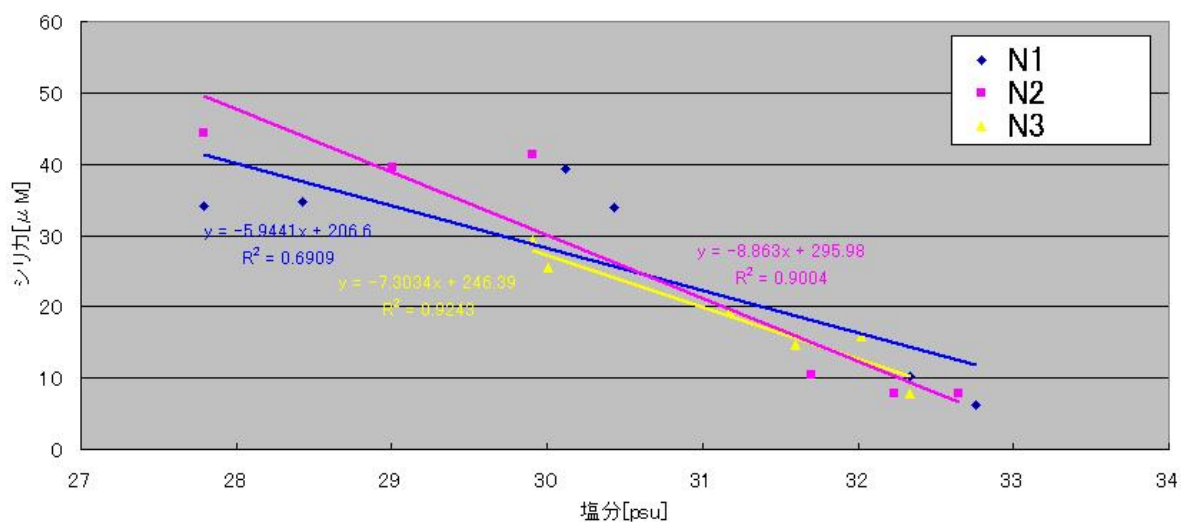


図 2-9. シリカ濃度と塩分の散布図および相関関係

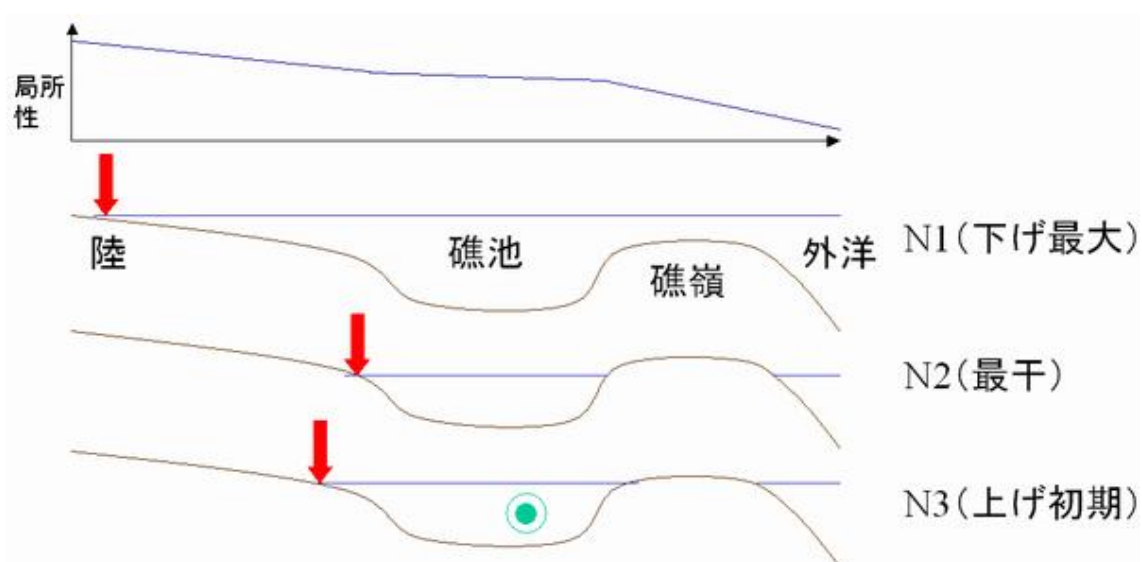


図 2-10. 採水タイミングと岸沖方向採水位置の概念図

※N3 の図の緑印は、山野^[29]に基づく流向を表している。

2.3 滞筋沿いの水質観測

2.3.1 観測内容

7 月 27 日、図 2-11 に示す H1～H5 の地点において、図 2-12 に示す時刻に、鉛直 2m 間隔の採水および多項目水質計による鉛直水質観測を行った。水サンプルは前節と同様にろ過し、吸光光度法による栄養塩濃度分析を行った。

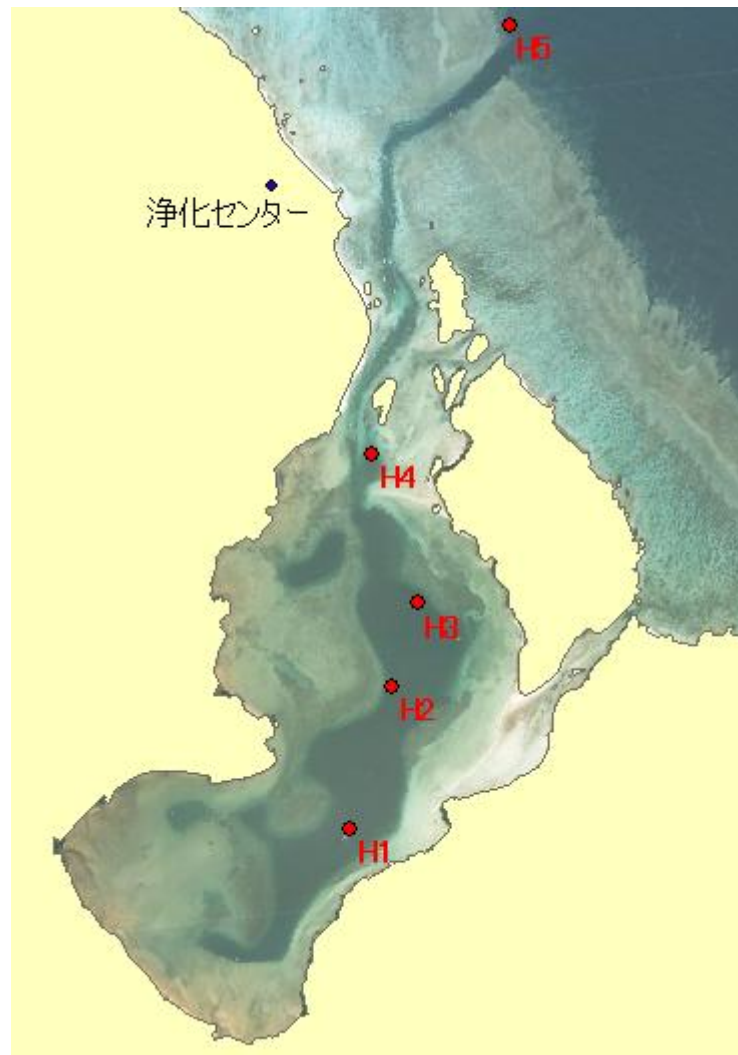


図 2-11. 滞筋沿いの水質観測点



図 2-12. 滞筋沿い観測点における採水時刻と潮位

2.3.2 観測結果

図 2-13に、各観測点で測定された水質の鉛直分布を示す。

水温・塩分の分布

まず塩分について、水路外洋端に位置する H5 では、全層でほぼ均一で、34.45 程度である。この値は表 2-1に示した、この海域における塩分平均値より大きく、H5 は外洋水とほぼ同じ塩分をもつと考えられる。一方、小河川の影響を受ける湾内の H1～H3 では、鉛直方向に緩やかな塩分勾配があるが、その差は H5 との差（全層で 0.2psu 以上）より小さい。

次に水温について、H1～H3 では H5 より約 1 度高温で、これは湾内では平均水深が浅く日射で加熱されやすいこと、水が外洋に比べ滞留しやすいことが原因と考えられる。H1～H3 では、上層が下層より高温となる連続的な水温勾配があるが、上下の鉛直的な差は、H5 との水平的な差と同程度に過ぎない。

湾口付近の H4 では、水深 5m 付近に不連続的な塩分・水温勾配があり、水深 5m 未満は H1～H3、5m 以深では H5 に近い塩分・水温値となっており、堀越^[19]が言及している湾内水と湾外水のフロントの存在を示している。

栄養塩濃度の分布

ケイ酸塩（シリカ）濃度は、H5 と湾内の H1～H3 との間に 2.5 倍以上の差がある。堀越の示した結果^[19]によれば、湾内のシリカ濃度は、湾内に流入する河川水（平均濃度約 420 μ M）と外洋水（濃度ほぼ 0）の混合でほぼ説明できる。従って、H5 と湾内の H1～H3 と

の差は、河川の影響の有無による差として説明できる。H4 では上層で湾内、下層で外洋に近い濃度となっており、上述のフロントの存在を支持している。ケイ酸塩濃度は、H1～H4 の中層以浅において $6.9 \mu\text{M}$ より大きく、上記の下田ら^[27]の調査結果に基づけばサンゴへの影響が懸念される濃度である。

硝酸亜硝酸塩濃度は、H1 および H2 で、特に高い値が観測された。特に H2 では、中層を除く広い鉛直範囲で $1.4 \mu\text{M}$ を超え、ケイ酸塩濃度と同様に、上記の下田ら^[27]の調査結果に基づけばサンゴへの影響が懸念される濃度である。また硝酸亜硝酸塩濃度は、H1・H2・H5 では表層と底層で高く中層で低い鉛直分布を示し、H3・H4 では鉛直方向にほぼ均一である。表層の栄養塩濃度が高い理由は河川水の影響と考えられるが、底層に関しては自明でない。

硝酸亜硝酸塩濃度が底層で高い現象は、沖縄県水産海洋研究センター八重山支場（以下、水産海洋研究センター）による観測結果にも現れている。水産海洋研究センターの観測点を図 2-14に、本研究の H2 付近に相当する St.5 における異なる日時の硝酸亜硝酸塩濃度鉛直観測結果を図 2-15に示す。夏季（1979/8/30・1980/7/23）の 2 回の観測において、底層で濃度が高くなっている。この 2 回の観測における測定結果の詳細を表 2-2に示す。この表から次の内容が読み取れる。

- 両観測時とも程度の差はあるが弱い塩分・水温成層が形成されている。
- アンモニウム塩濃度が底層で相対的に高いことから、底質からの溶出が生じていると考えられる。
- アンモニア態窒素が酸化されて生じる亜硝酸塩の濃度も底層で相対的に高い。
- 底層にも十分な溶存酸素がある。

さらに、1980 年に行われた同センターによる底質調査では、St.5 において粒径 63μ 未満のシルトが 52.2%を占めた^[30]。

以上から、成層による滞留の間に、シルトを中心とする底質から溶出したアンモニア態窒素が酸化され、亜硝酸塩・硝酸塩が順に生成し、結果として底層の硝酸亜硝酸塩濃度が高くなっていることが示唆される。さらに、1979/8/30・1980/7/23 の観測では、底層のリン酸塩濃度も高いことから、底質からのリンの溶出も生じていると考えられる。従って H2 付近では、底質からの栄養塩溶出が富栄養水塊の形成に寄与している可能性がある。

クロロフィル濃度の分布

図 2-13でクロロフィル濃度が発散しているのは、底質の影響であり、単に底面付近であることを意味する。一方、H2 において水深 7～8m のクロロフィル濃度が高いのは、H2 下層の高い硝酸亜硝酸塩濃度が高いことと関係があるだろう。すなわち、弱成層により滞筋の水が滞留している条件下で、底質から溶出した栄養塩を利用して、植物プランクトン

が繁殖したと考えられる。

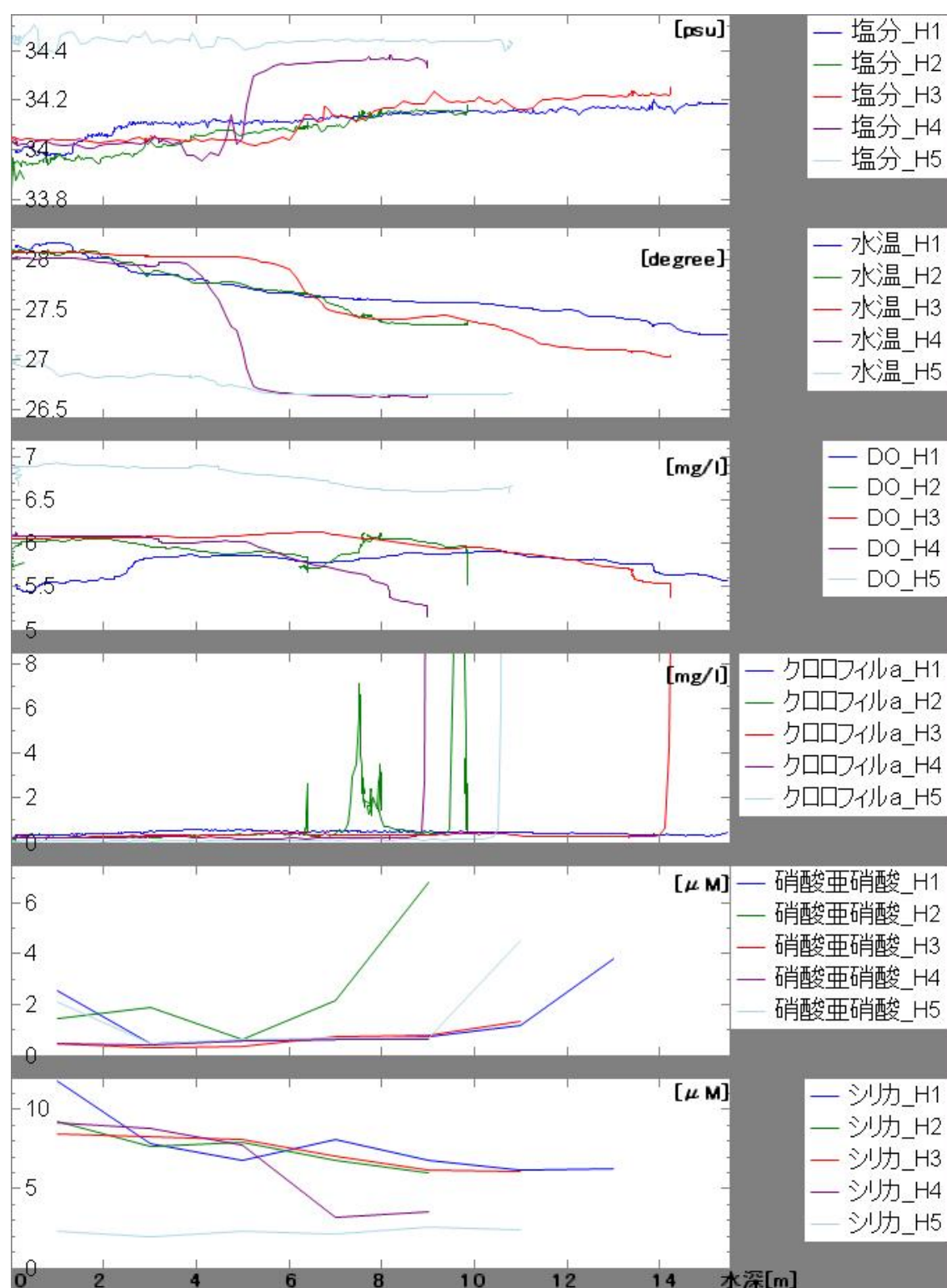


図 2-13. 漂筋沿い観測点における鉛直水質分布

表 2-1. 緯度 24-25° 経度 124-125° の範囲における 7 月の塩分統計値

| 深度 | 平均塩分 | 最大塩分 | 最小塩分 | サンプル数 | 標準偏差 |
|----|-------|-------|-------|-------|------|
| 0 | 34.25 | 34.55 | 33.82 | 16 | 0.21 |
| 10 | 34.27 | 34.55 | 33.82 | 15 | 0.22 |
| 20 | 34.31 | 34.52 | 33.84 | 16 | 0.2 |

※出典：JODC の Web サイト (http://www.jodc.go.jp/index_j.html)

表 2-2. 水産海洋研究センターによる、St.5 における夏季の水質観測結果

| 年月日 | 時刻 | 深さ [m] | 水温 [°C] | 塩分 [psu] | pH | DO[mg/l] | 硝酸塩 [μM] | 亜硝酸 塩[μM] | アンモニ ウム塩 [μM] | リン酸塩 [μM] |
|-----------|-------|-----------|------------|-------------|------|----------|-------------|--------------|---------------------|--------------|
| 1980/7/23 | 13:39 | 0 | 31.6 | 33.1 | 8.35 | 4.78 | 1.18 | 0.12 | 0.24 | 0.14 |
| | 13:39 | 7.5 | 30.4 | 34.2 | 8.32 | 4.06 | 0.27 | 0.05 | 0.29 | 0.07 |
| | 13:39 | 15 | 29.4 | 34.1 | 8.27 | 2.87 | 0.65 | 0.14 | 1.1 | 0.13 |
| 1979/8/30 | 15:00 | 0 | 28.9 | 33.9 | 8.7 | 5.49 | 1.45 | 0.07 | 0.1 | 0.72 |
| | 15:00 | 7.5 | 27.6 | 34.5 | 8.64 | 4.48 | 1.14 | 0.06 | 0.05 | 0.6 |
| | 15:00 | 15 | 27.3 | 34.4 | 8.66 | 4.87 | 1.89 | 0.14 | 0.1 | 1.4 |

※ 出所：

沖縄水産海洋研究センター，昭和 55 年度 事業報告書

沖縄水産海洋研究センター，昭和 56 年度 事業報告書

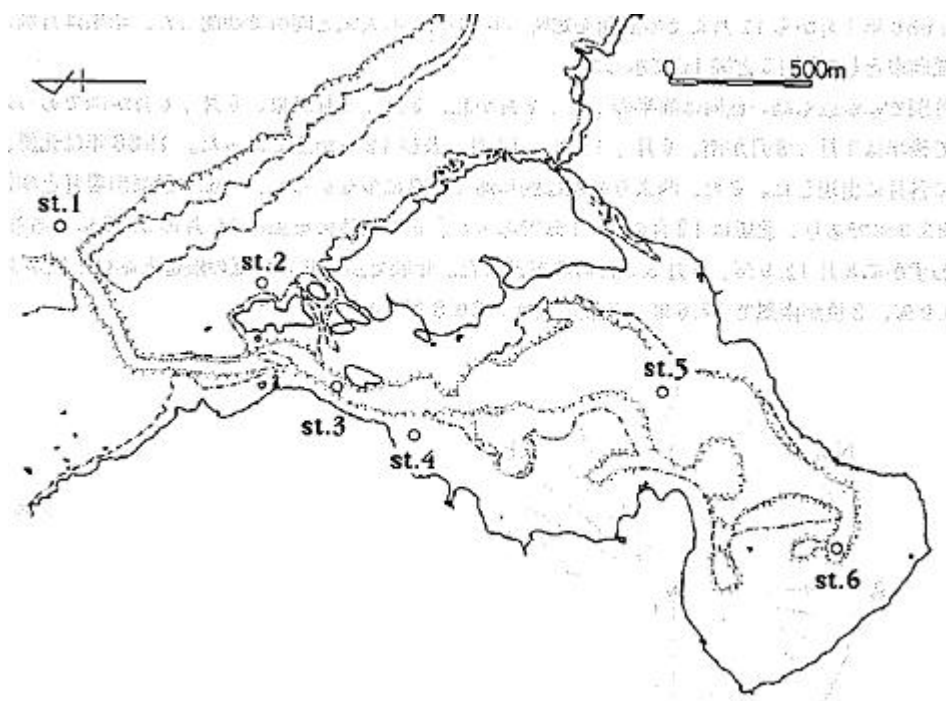


図 2-14. 水産海洋研究センターによる水質観測点

※出所：沖縄水産海洋研究センター，昭和 63 年度 川平保護水面調査報告書，p.20

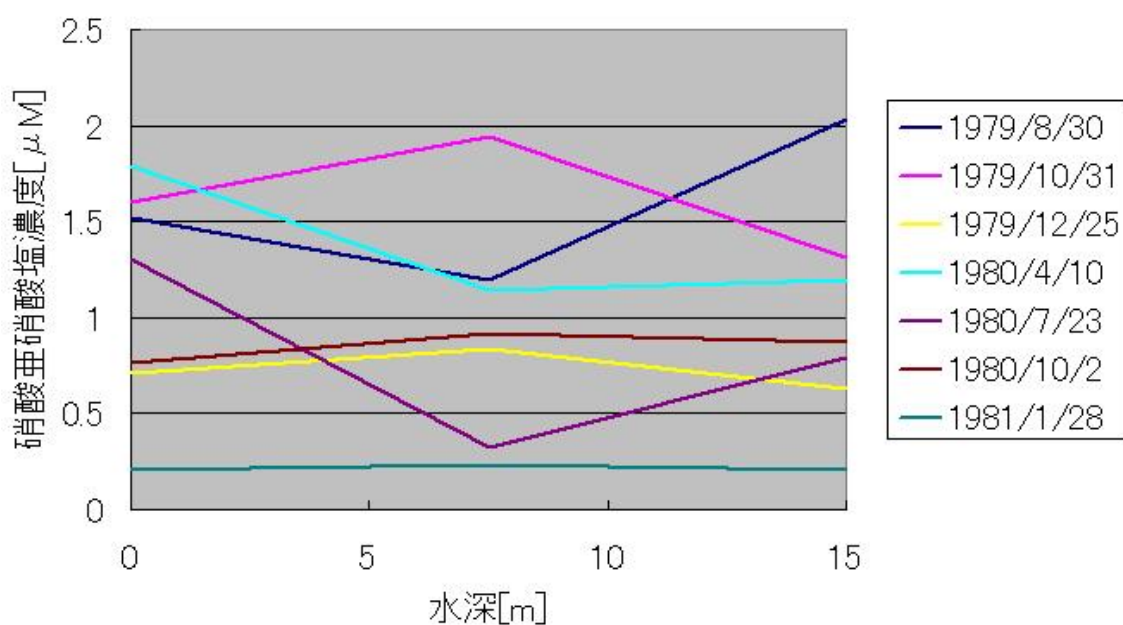


図 2-15. 水産海洋研究センターによる St.5 における硝酸亜硝酸塩の鉛直 3 層観測結果

※データ出所：沖縄水産海洋研究センター，昭和 55 年度／56 年度 事業報告書

※水深 0m・7.5・15m の 3 層の観測値を折れ線で接続した。

3. 衛星画像による水深分布算定法の開発

3.1 既存の方法と問題点

本章では、物理モデルに必要な水深分布データを得るため、新しい衛星画像解析法を開発する。さらに、川平湾を含む石垣島の 2 海域で適用・検証する。川平湾で得られた水深分布データは、第 5 章で、物理モデルのための水深格子データを作成する際に用いる。

衛星画像から浅水域の水深分布を推定する手法に関する研究は、1970 年代から数多く発表されている。それらの手法は次の 2 種類に大別できる：

4) 統計に基づく手法

5) 光学理論に基づく方法

1)では、画素の DN 値・センサ位置輝度値・その対数値などを用いて、実測水深データを説明する線形回帰を行う方法^{[31][32][33]}、バンド間演算に基づく解析指標^{[34][35]}を作成する方法などがあるが、次の点に問題がある。

- 線形回帰モデルの構築のために大量の実測データを必要とする。
- 画像内で算定対象とする領域（以下、対象領域）の水質が均一であると仮定する必要がある。
- 汎用性がない。

2)は、水の存在による底面反射光の減衰を、光の放射伝達モデル^[36]で評価することで、水深分布を算定する方法である。杉森^[37]・灘岡ら^[38]・DARKWAH ら^[39]は、画像内で水中消散係数・底面反射率・大気状態を一樣と仮定して、各画素の輝度と汀線位置との輝度を比較することにより水深分布を算定する方法を提案している。しかし、底面反射率が一樣という仮定は、多種の底生生物が分布するサンゴ礁海域では非現実的である。

泉宮ら^{[40][41]}は、新潟県の砂浜海岸において、底面反射率を水深ごとに測定することで、上記の底面反射率が一樣という仮定を外している。ところがサンゴ礁海域では水深と底面反射率に相関を仮定する根拠がない。また、泉宮らは、ローパスフィルターを用いた平滑化によって精度向上に成功しているが、底質分布の空間変動スケールが小さいサンゴ礁海域では、平滑化は行わないことが望ましい。

Prangit ら^{[42][43][44]}は、双方向分光反射率関数を用いたサンゴ分布・水深分布またはアマモ場分布・水深分布同時推定法を提案しているが、この方法は、対象領域内のアマモ全種のモデル化と、分光反射率測定が必要である。灘岡ら（2004）は、この方法で石西礁湖内浅海域の水深分布を求めたと述べているが、数百種のサンゴを全てモデル化したとは報告しておらず、内容は極めて不透明である。

以上のように、既存の研究で提案された 2)に属する方法は、物理的根拠を有しているものの、煩雑な現地測定作業を伴うか、水中消散係数・底面反射率・大気状態を一樣と仮定

することが必要である。これらの仮定のうち、底面反射率を一樣とする仮定は、サンゴ礁海域では適用困難であると考えられる。

本章では次節において、これらの問題点を解決する新しい水深分布算定法を導入する。さらに次々節では、石垣島の 2 海域において、灘岡ら[38]の方法および本研究の方法を適用し、両者の誤差評価を行う。

3.2 新しい水深分布算定法

3.2.1 概要

前節で述べたように、光学理論に基づく既存の水深分布算定法をサンゴ礁に適用する場合、領域内の全底質の底面反射率データがない限り、底面反射率を一樣と仮定する必要があった。この方法を以下、旧算定法と呼ぶ。

これに対し本研究で開発した方法（以下、新算定法）は、同じく光学理論に基づいているものの、領域のごく一部の水深データのみを必要とし、かつ、底面反射率の不均一性を考慮できる方法である。言い換えれば、限られた測深データを、光学理論に基づき、面的に補間する方法である。水深観測は底面反射率観測に比べて容易であることから、本研究の方法は、既存の方法に比べて現実的な方法であると考えられる。

本節では、本研究の方法の依拠する理論を展開した後、水深分布算定処理のフローを示す。

3.2.2 新しい理論式の導出

3.2.2.1 水面反射および水中散乱を厳密に考慮した関係式の導出

本小項では、既存の研究で用いられている関係式を修正し、水面反射および水中散乱をより厳密に考慮した式を導出する。

杉森[37]、灘岡ら[38]、泉宮ら[41]は、対象領域内の小領域に対応する画素（以下、対象画素）のバンド i について、センサ位置における放射輝度 V_i' を以下のように表していた。ただし、杉森の記述[37]には明らかな誤植があり、下式と内容が異なる。

$$V_i' = T_i \left[\Gamma_i \exp \left\{ -(\sec \theta + \sec \phi) K_i H \right\} + \Gamma_i^{a/w} + \Gamma_i^{scw} \right] L_i \Delta \lambda_i + P_i^{sc} \quad (1.1)$$

ここに、 $T_i, \Gamma_i, \theta, \phi, K_i, H, \Gamma_i^{a/w}, \Gamma_i^{scw}, L_i \Delta \lambda_i, P_i^{sc}$ はそれぞれ大気透過率、底面反射率、底面反射光の衛星への入射角、太陽光の水中への屈折角、水中消散係数、水面反射率、水中散乱による反射率、直達日射量、大気散乱光量であり、右下に添字 i のあるものはバンド i に

おける値を示す。

上式は直達日射のみ考慮したモデルと解釈できるが、水面反射による光の減少を完全に表現するため、以下のように修正する。

$$V'_i = T_i \left[\left(1 - \Gamma_i^{a/w}\right) \Gamma_i \exp\left\{-\left(\sec\theta + \sec\phi\right) K_i H\right\} + \Gamma_i^{a/w} + \left(1 - \Gamma_i^{a/w}\right) \Gamma_i^{scw} \right] L_i \Delta\lambda_i + P_i^{sc} \quad (1.2)$$

近赤外バンドを用いた大気散乱光の除去（灘岡 1993）を行った輝度値 V_i は、

$$V_i = T_i \left[\left(1 - \Gamma_i^{a/w}\right) \Gamma_i \exp\left\{-\left(\sec\theta + \sec\phi\right) K_i H\right\} + \Gamma_i^{a/w} + \left(1 - \Gamma_i^{a/w}\right) \Gamma_i^{scw} \right] L_i \Delta\lambda_i \quad (1.3)$$

画像内で、底面反射光が届かないほど十分深い水域における輝度値 $V_{i\infty}$ は、次式で表現される。

$$V_{i\infty} = T_i \left[\Gamma_i^{a/w} + \left(1 - \Gamma_i^{a/w}\right) \Gamma_{i\infty}^{scw} \right] L_i \Delta\lambda_i \quad (1.4)$$

ここで、十分深い水域と、対象画素に対応する浅い領域において、水面反射率・大気散乱光量が等しいことを仮定しているが、水中散乱光が等しいことは仮定していない。

ところで、十分深い水域と、対象画素に対応する浅い領域において、同じ体積散乱関数を仮定し、直達光の後方散乱を鉛直方向に積分すると、次の関係が得られる [45]。

$$\Gamma_i^{scw} = \Gamma_{i\infty}^{scw} \left[1 - \exp\left\{-\left(\sec\theta + \sec\phi\right) K_i H\right\} \right] \quad (1.5)$$

式(1.3)(1.4)(1.5)より、

$$V_i - V_{i\infty} = T_i \left[\left(1 - \Gamma_i^{a/w}\right) \left(\Gamma_i - \Gamma_{i\infty}^{scw}\right) \exp\left\{-\left(\sec\theta + \sec\phi\right) K_i H\right\} \right] L_i \Delta\lambda_i \quad (1.6)$$

ここで、 $A_i \equiv T_i \left(1 - \Gamma_i^{a/w}\right) L_i \Delta\lambda_i$ とおくと、

$$V_i - V_{i\infty} = A_i \left(\Gamma_i - \Gamma_{i\infty}^{scw}\right) \exp\left\{-\left(\sec\theta + \sec\phi\right) K_i H\right\} \quad (1.7)$$

$\Gamma_i - \Gamma_{i\infty}^{scw}$ が正の場合、上式の両辺の対数をとって、

$$\log[V_i - V_{i\infty}] = \log\left[A_i \left(\Gamma_i - \Gamma_{i\infty}^{scw}\right)\right] - \left(\sec\theta + \sec\phi\right) K_i H \quad (1.8)$$

本論文で参照した限りの文献では言及されていないが、 $\Gamma_i - \Gamma_{i\infty}^{scw}$ は負の値をとることもあ

り、その場合には、符号を逆転させてから対数をとる必要がある。ただし $\Gamma_i - \Gamma_{i\infty}^{scw}$ が負の場合は底面反射光量より水中散乱光量が大きいため、精度の点で、底面反射光量に基づく理論解析には適さない。

3.2.2.2 底質指標の算定式の導出

本小項では、新しい関係式をもとに、底質の分類を可能にする指標（以下、底質指標）の算定式を導出する。

2つのバンド*i, j*において、式(1.8)を立てると、

$$(\sec \theta + \sec \phi) K_i H = \log \left[A_i \left(\Gamma_i - \Gamma_{i\infty}^{scw} \right) \right] - \log [V_i - V_{i\infty}] \quad (1.9)$$

$$(\sec \theta + \sec \phi) K_j H = \log \left[A_j \left(\Gamma_j - \Gamma_{j\infty}^{scw} \right) \right] - \log [V_j - V_{j\infty}] \quad (1.10)$$

辺々割って、

$$\frac{K_i}{K_j} = \frac{\log \left[A_i \left(\Gamma_i - \Gamma_{i\infty}^{scw} \right) \right] - \log [V_i - V_{i\infty}]}{\log \left[A_j \left(\Gamma_j - \Gamma_{j\infty}^{scw} \right) \right] - \log [V_j - V_{j\infty}]} \quad (1.11)$$

ここで、 $B_i \equiv \log \left[A_i \left(\Gamma_i - \Gamma_{i\infty}^{scw} \right) \right]$ において整理すると、

$$\log [V_i - V_{i\infty}] = \frac{K_i}{K_j} \log [V_j - V_{j\infty}] + \left(B_i - \frac{K_i}{K_j} B_j \right) \quad (1.12)$$

上式より、底質および水中消散係数が一様な領域では $B_i - \frac{K_i}{K_j} B_j$ が一定である。よって、

そのような領域で $\log [V_j - V_{j\infty}]$ と $\log [V_i - V_{i\infty}]$ の散布図を作成して回帰直線を引けば、そ

の傾きが水中消散係数比 $\frac{K_i}{K_j}$ の推定値となる。

また、 $B_i - \frac{K_i}{K_j} B_j$ は、水中消散係数が一様な領域内で、底質のみに依存する。そこで、

$$BI \equiv B_i - \frac{K_i}{K_j} B_j \quad (1.13)$$

を底質指標と定義する。これは式(1.12)を用いて、次のように計算される。

$$BI = \log [V_i - V_{i\infty}] - \frac{K_i}{K_j} \log [V_j - V_{j\infty}] \quad (1.14)$$

なお、 $\Gamma_i - \Gamma_{i\infty}^{scw}$ が正の場合の底質指標と、負の場合のそれとは、比較することが出来ない。

ここでの底質指標の導出は、Lyzenga [46] による導出と基礎とした関係式が若干異なるものの、最終的な式形は同じである。

3.2.2.3 水深分布算定式の導出

等しい分光底面反射率を持つ画素 P,Q について、式(1.8)を立てると、

$$\log[V_{P,i} - V_{i\infty}] = \log\left[A_i\left(\Gamma_i - \Gamma_{i\infty}^{scw}\right)\right] - (\sec\theta + \sec\phi)K_iH_P \quad (1.15)$$

$$\log[V_{Q,i} - V_{i\infty}] = \log\left[A_i\left(\Gamma_i - \Gamma_{i\infty}^{scw}\right)\right] - (\sec\theta + \sec\phi)K_iH_Q \quad (1.16)$$

ここで両画素に対応する水域のバンド*i*について、大気状態、太陽光量、水面反射率、入射角、屈折角、水中消散係数を等しいと仮定している。辺々引いて、

$$\log[V_{P,i} - V_{i\infty}] - \log[V_{Q,i} - V_{i\infty}] = -(\sec\theta + \sec\phi)K_i(H_P - H_Q) \quad (1.17)$$

$$\therefore H_P = -\frac{\log[V_{P,i} - V_{i\infty}] - \log[V_{Q,i} - V_{i\infty}]}{(\sec\theta + \sec\phi)K_i} + H_Q \quad (1.18)$$

上式により、画素 Q における水深が既知であれば、画素 P における水深を算定することができる。

3.2.3 水深分布算定フロー

本項では、前項で導いた理論を用いて、実際に水深分布を算定するフローを記す。

本研究で開発した Fortran コードによる処理フローを図 3-1に示し、詳細な処理を以下に述べる。水深分布算定には現地測深データおよび幾何補正済み衛星画像データを用いる。

- ① あらかじめ、現地観測などにより対象領域の一部の測深データを準備する。
- ② 測深データを、水深分布算定用および検証用に分類する。
- ③ 全測深点について、対応する衛星画素の位置を特定する。この画素を測深画素と呼ぶ。測深画素の水深は、その画素に対応する全測深点の水深の平均値で定義する。
- ④ 対象領域の大気補正を灘岡ら[38]の方法により行う。
- ⑤ 対象領域内の全画素について、式(1.14)により底質指標を算出する。
- ⑥ 対象領域内の全画素について、底質指標が最も近い水深分布算定用測深画素を探索する。この画素を、各画素のペア画素と呼ぶ。
- ⑦ 対象領域内の全画素について、対象画素を P、ペア画素を Q として、式(1.18)を適用し、対象画素の水深を算定する。
- ⑧ 全ての検証用測深画素において、測深画素の水深と、水深分布算定値を比較し、誤差

を評価する。

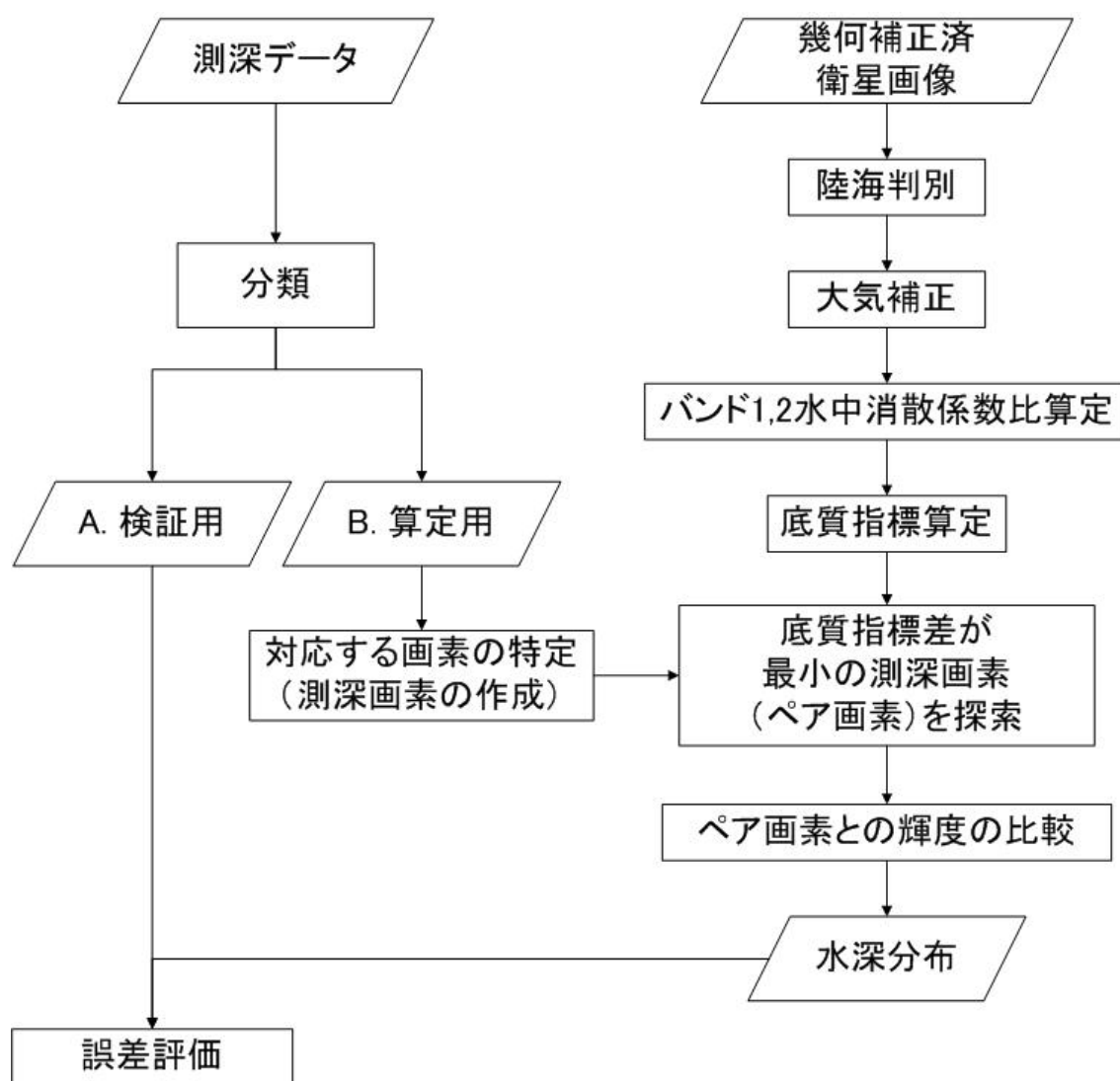


図 3-1. 新しい水深分布算定法の処理フロー

3.3 新旧水深分布算定法の適用と誤差評価

3.3.1 玉取崎南海域への適用

3.3.1.1 現地観測

玉取崎南海域は、石垣島東海岸にあるサンゴ礁海域である。裾礁が発達しているが、礁嶺に大きな切れ込み（クチ）がある。ユビエダハマサンゴの大群落は環境省のモニタリング調査地点になっている。本研究では、2006年6月8日に玉取崎南海域において次の現地

観測を行った。

- ADCP による測深
- 水中 CCD カメラ+デジタルビデオカメラによる底面撮影
- デジタルカメラによる水中撮影

図 3-2に、玉取崎南海域の空中写真（国土地理院撮影；1977 年）および ADCP による測深点を示す。図 3-3には、クチ付近においてデジタルカメラで撮影した水中写真を示す。当海域は、岩盤、砂地、多種のサンゴからなる複雑な底質分布、および起伏の大きな地形を有している。

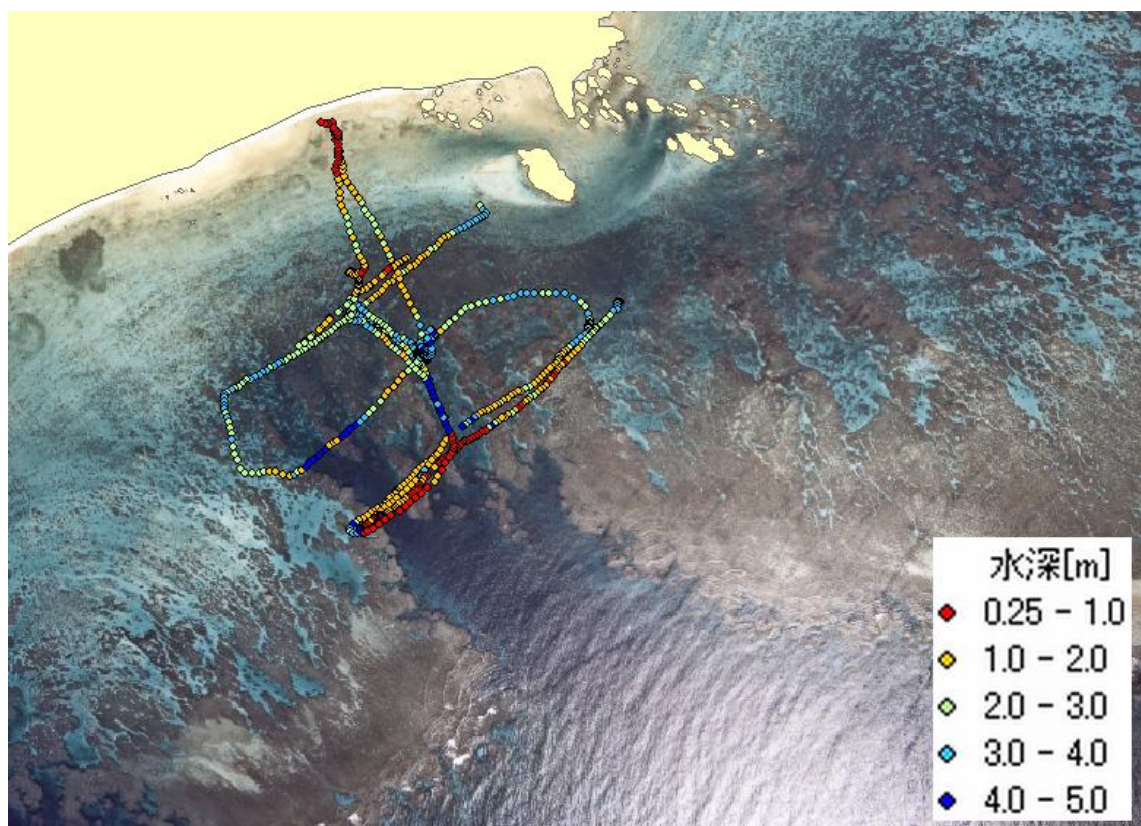


図 3-2. 玉取崎南海域の空中写真と測深点

※ 海岸線より陸側はマスクを施している

※ 出所：国土地理院 空中写真閲覧サービス：<http://mapbrowse.gsi.go.jp/Airphoto/>



図 3-3. 玉取崎南海域の水中写真

3.3.1.2 適用と誤差評価

表 3-1に、新旧水深分布算定法の誤差評価結果を示す。衛星画像としては、Terra 衛星に搭載されている ASTER センサの画像（以下、ASTER 画像）を用いた。新算定法は旧算定法より誤差が小さくなっており、新算定法の優位性を示している。

図 3-4に、新旧水深分布算定法による算定値の差（新算定法算定値－旧算定法算定値）、および空中写真（海上保安庁撮影；2000 年）を示す。青丸で囲った部分の中で、空中写真で暗色に見える部分には、岩盤または生物群集の存在が予想される。現地観測によりこの部分がサンゴ群落に対応することが確認された。この部分においては、ADCP の測深値は概ね 2m 未満であるのに対し、算定値の差は-2.5m 以下の大きな負値をとっており、底質の不均一性の考慮の有無が、結果に明確に反映されている。これは、旧算定法では底質の不均一性を考慮しない、すなわち対象領域全体を均一な砂地だと仮定しているために、底面反射率が砂地より低い生物群集では水深を過大評価するためである。同様に、図 3-4の空中写真で礁池内の岩礁や礁斜面に対応する部分、すなわち底質が砂地でない部分では、両算定法の差が大きな負値をとっている。以上は、底質が砂地でない領域での旧算定法の不正

確さと、新算定法の優位性を示唆している。

表 3-1. 玉取崎南海域における新旧水深分布算定法の誤差

| | 旧算定法 | 新算定法 |
|-------------|-------|-------|
| 算定用画素数 | 51 | |
| 検証用画素数 | 14 | |
| 平均算定対象水深[m] | 2.7 | |
| 平均誤差[m] | -0.39 | 0.045 |
| 平均絶対誤差[m] | 1.1 | 0.82 |
| 平均絶対誤差率 | 45 | 35 |

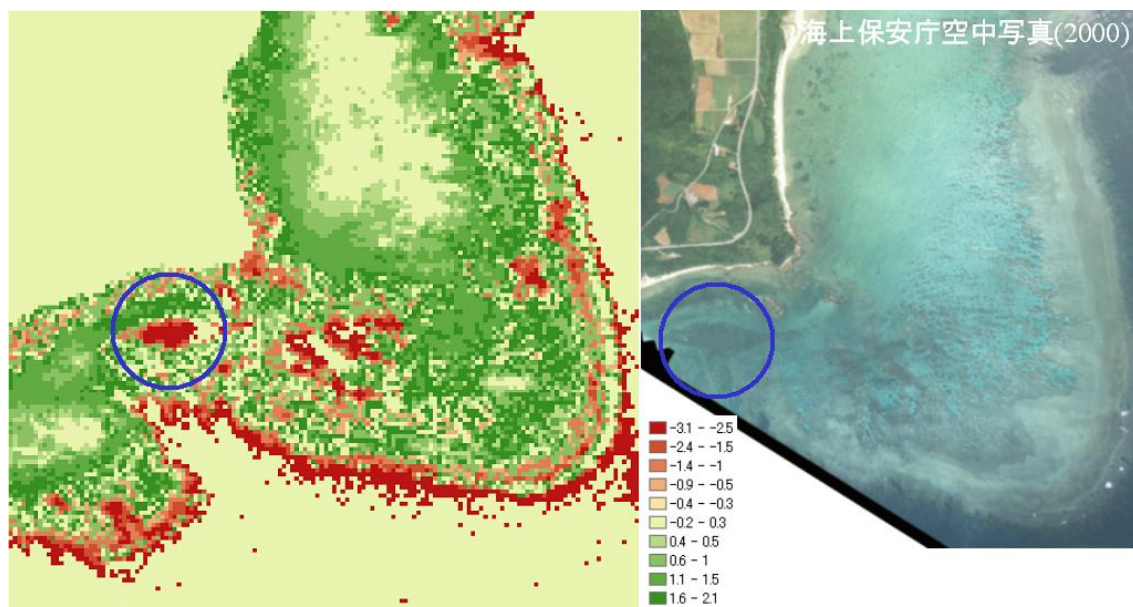


図 3-4. 新旧の水深分布算定法による算定値の差と空中写真

※ 空中写真出所：海上保安庁 空中写真表示システム：

http://www4.kaiho.mlit.go.jp:8082/Air_code/INDEX/s_index00.htm

3.3.2 川平湾への適用

3.3.2.1 現地観測

2006 年 7 月 27 日、川平湾において現地観測を行い、水深・底質分布のデータを取得した。すなわち、ゴムボートにプラスゲイン（株）の DGPS 付き魚群探知機（EAGLE GPS）

を搭載し、図 2-2に青線で示した部分を航走することで測深を行った。同時に、視野角 170 度の水中 CCD (SJC121NA) と接続したデジタルビデオカメラを用いて底面撮影を行った。

3.3.2.2 適用と誤差評価

新旧水深分布算定法の誤差評価結果を表 3-2に示す。衛星画像は ASTER 画像を用いた。新算定法は全体的に若干水深を浅く算定する傾向があるものの、平均絶対誤差が 1/3、平均誤差率が 1/4 となり、算定精度が飛躍的に向上している。

図 3-5に、新旧水深分布算定法による算定結果と、同海域の空中写真を示す。空中写真で灰色に見える部分は、現地観測における測深の結果、濁筋に落ち込む部分を除いて水深 2m 以下であった。また、水中撮影では生物群集が広く分布していることが明らかになった。撮影された映像の 1 コマを図 3-6に例示する。

旧算定法では底質の不均一性を考慮しない、すなわち対象領域全体を均一な砂地だと仮定しているために、底面反射率が砂地より低い生物群集に該当する画素では水深を過大評価する。その結果、旧算定法では 2m より大きい水深値を、場所により 3m を越える水深値を算出している。一方、新算定法では、2m 以下の適切な水深値が得られている。

このように川平湾においても、底質が砂地でない領域の水深を、旧算定法では過大評価し、新算定法では適切に算定できることが示された。以上から、サンゴ礁海域のような底質が不均一な海域における、旧算定法に対する新算定法の優位性が示された。

表 3-2. 川平湾奥における新旧水深分布算定法の誤差

| | 旧算定法 | 新算定法 |
|-------------|-------|-------|
| 算定用画素数 | 80 | |
| 検証用画素数 | 28 | |
| 平均算定対象水深[m] | 1.04 | |
| 平均誤差[m] | -0.01 | -0.07 |
| 平均絶対誤差[m] | 0.75 | 0.25 |
| 平均絶対誤差率 | 0.84 | 0.21 |

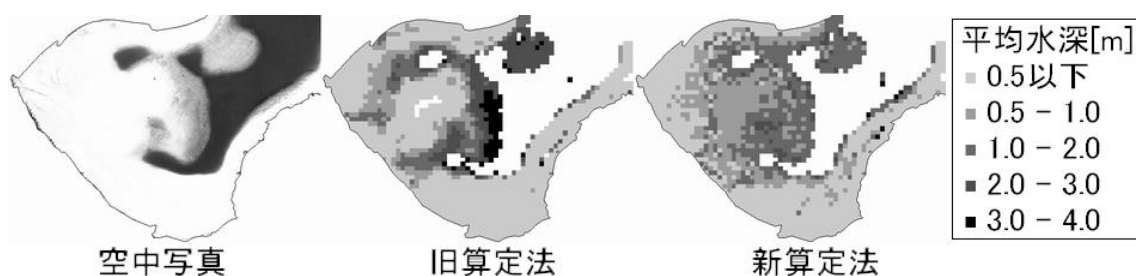


図 3-5. 新旧の水深分布算定法による水深分布算定結果と空中写真

※ 空中写真出所：海上保安庁 空中写真表示システム：

http://www4.kaiho.mlit.go.jp:8082/Air_code/INDEX/s_index00.htm



図 3-6. 空中写真の灰色部分で撮影された生物群集

4. 物理モデルの構築

4.1 基礎としての物理モデル

4.1.1 概要

本章では、既存の物理モデルに拡張・精度向上を施し、川平湾周辺海域のようなサンゴ礁海域に適用可能な物理モデルを構築する。

本研究の物理モデルは、鯉淵ら[47]が開発した σ 座標系の準 3 次元流動モデルのうち、生態系モデルを除いた部分（流速場・温度場・塩分場に関する部分）を基礎に開発する。ソースコードは、鯉淵らのモデルを小野澤ら[48]が東京湾・お台場に適用したものを受け取り、基礎とした。以下、本研究による開発の前後を問わず、この流動モデルを WESTECH3D と呼ぶ。

WESTECH3D の基礎方程式は、流速に関しては Navie-Stokes 方程式および連続式で、水温・塩分に関しては移流拡散方程式である。実際の数値計算は、簡略化・座標変換等を施した方程式群に対して行われる。その詳細な導出過程および境界条件のモデル化は、鯉淵[49]、小野澤[50]、または佐々木[51]を参照されたい。また、数値計算のための差分法は、小野澤[50]に詳しい。

本節では、流速場の方程式および水温・塩分場の方程式について、簡単に記すに留める。

4.1.2 流速場の方程式

直交座標系における Navie-Stokes 方程式は、

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} (A_x \frac{\partial u}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (A_y \frac{\partial u}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (A_z \frac{\partial u}{\partial z}) \quad (1.19)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} (A_x \frac{\partial v}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (A_y \frac{\partial v}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (A_z \frac{\partial v}{\partial z}) \quad (1.20)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} (A_x \frac{\partial w}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (A_y \frac{\partial w}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (A_z \frac{\partial w}{\partial z}) \quad (1.21)$$

ここに、 u, v, w はそれぞれ x, y, z 方向の流速、 f はコリオリ係数、 p は圧力、 ρ は密度、 g は重力加速度、 A_x, A_y, A_z はそれぞれ、 x, y, z 方向の渦動粘性係数である。

ここで次の仮定を適用し、式(1.19)～(1.21)を簡略化すると、式(1.22)(1.23)を導ける。

- 静水圧近似（鉛直加速度が g より十分小さい）
- 式(1.21)の左辺の加速度項、右辺の拡散項を無視
- Boussinesq 近似（運動方程式中の、慣性項において密度は加速度を含む項のみ密度変

化を考慮する)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = fv - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^\eta \rho' g dz + \frac{\partial}{\partial x} (A_x \frac{\partial u}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (A_y \frac{\partial u}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (A_z \frac{\partial u}{\partial z}) \quad (1.22)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = fu - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_z^\eta \rho' g dz + \frac{\partial}{\partial x} (A_x \frac{\partial v}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (A_y \frac{\partial v}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (A_z \frac{\partial v}{\partial z}) \quad (1.23)$$

ここに、 ρ_0 は基準となる密度、 $\rho'(z)$ は偏差であり、 $\rho = \rho_0 + \rho'(z)$

また、 η は基準面から上向き正の水位である (図 AC-1 左)。

一方、連続式は

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.24)$$

次に鉛直座標を水面で $\sigma = 1$ 、海底で $\sigma = 0$ となる σ 座標系 (図 4-1) に変換する。すなわち、 σ 座標系とデカルト座標系の関係は基準面からの水深 h を用いて、次式で表される。

$$\sigma = \frac{z + h}{h + \eta} \quad (1.25)$$

この変換によって、連続式は次のように変換される。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (Hu)}{\partial x} + \frac{\partial (Hv)}{\partial y} + \frac{\partial (H\dot{\sigma})}{\partial z} = 0 \quad (1.26)$$

$$\text{ただし、} \dot{\sigma} = \frac{\partial \sigma}{\partial t} + u \frac{\partial \sigma}{\partial x} + v \frac{\partial \sigma}{\partial y} + w \frac{\partial \sigma}{\partial z} \quad (1.27)$$

以上を用いて最終的に得られる、 σ 座標系における運動方程式を次に示す。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial (Hu)}{\partial t} + \frac{\partial (Huu)}{\partial x} + \frac{\partial (Hvu)}{\partial y} + \frac{\partial (H\dot{\sigma}u)}{\partial \sigma} \\ &= Hfv - \frac{H}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial \sigma} (A_v \frac{\partial u}{\partial \sigma}) + HA_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (1.28)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial (Hv)}{\partial t} + \frac{\partial (Huv)}{\partial x} + \frac{\partial (Hvv)}{\partial y} + \frac{\partial (H\dot{\sigma}v)}{\partial \sigma} \\ &= Hf(-u) - \frac{H}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial \sigma} (A_v \frac{\partial v}{\partial \sigma}) + HA_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (1.29)$$

ただし、

$$-\frac{1}{\rho} \nabla p = -\frac{1}{\rho} \left[(\rho_0 + \rho' \sigma) g \nabla_\sigma \eta + \rho' g (\sigma - 1) \nabla_\sigma h + \nabla_\sigma \left[H \int_\sigma^1 \rho' g d\sigma \right] \right] \quad (1.30)$$

$$H = \eta + h \quad (1.31)$$

また、 A_h, A_σ はそれぞれ、水平、鉛直方向の渦動粘性係数である。

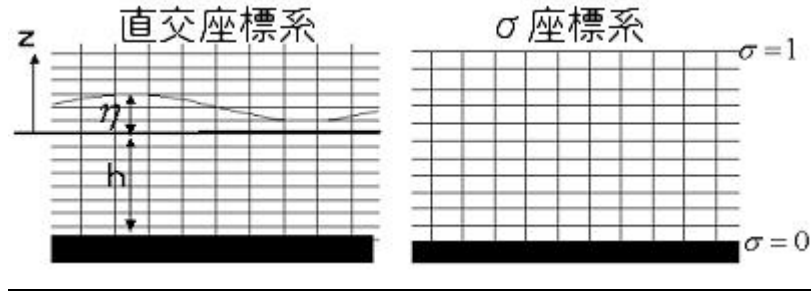


図 4-1. 直交座標系および σ 座標系の模式図

※小野澤[50]より引用。

4.1.3 水温場・塩分場の方程式

スカラー量 C に関する輸送方程式は、移流拡散方程式に生成項を加えたもので、 σ 座標系で次のように表される。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(HC)}{\partial t} + \frac{\partial(uHC)}{\partial x} + \frac{\partial(vHC)}{\partial y} + \frac{\partial(\dot{\sigma}HC)}{\partial \sigma} \\ &= \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_v \frac{\partial(HC)}{\partial \sigma} \right) + HK_h \left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) + G \end{aligned} \quad (1.32)$$

ここに、 K_h は水平拡散係数、 K_v は鉛直拡散係数、 G は生成項である。

C が水温の場合には

$$G = \frac{1}{\rho C_p} \frac{dq(\sigma)}{d\sigma} \quad (1.33)$$

ここに、 C_p は定圧モル比熱、 q は σ 座標に対して定義された日光の下向き放射量である。

また水温に関しては水面における顕熱輸送・潜熱輸送・正味長波放射、および日射の反射・吸収を、塩分に関しては降水・蒸発を、それぞれ水面境界条件として扱っている。顕熱輸送量・潜熱輸送量は近藤のバルク式[52]に、長波放射量は Kim[53]によって日本近海で最も適当であることが示された式に従って評価する。

4.2 干出・冠水スキームの追加

川平湾は浅い部分が多く、その面積は潮汐とともに大きく変化する。また、川平サンゴ礁の礁嶺は干潮時に干出し、周辺の流動に影響している[29]。従って、川平湾周辺の流動の数値解析を行う際には、潮汐に伴って計算対象領域（流速・水温・塩分を計算する領域）を変化させる必要がある。

そこで本研究では、WESTECH3D に簡単な干出・冠水スキームを追加した。このスキームでは全セルに冠水状態または干出状態の属性を与え、冠水属性をもつセル（以下、冠水セル）の集合を計算対象領域とする。干出属性をもつセル（以下、干出セル）は陸地として扱い、冠水セルとの境界は slip 境界として扱う。属性に関する処理は次の通りである。

- 計算開始時に、水深が 0 より大きいセルに冠水属性を、それ以外のセルに干出属性を与える。
- ある時間ステップで水位・流速を計算した後、冠水セルの水深が X 未満になっていた場合、干出属性を与える。水深を 0 とし、次の時間ステップより、計算対象領域から除外する。
- ある時間ステップで水位・流速を計算した後、干出セル A および上下左右いずれかの冠水セル B について、B と A の水位差が Y 以上になっていたとき、A に冠水属性を与える（図 4-2）。水位差の 0.5 倍の水を B から A に移し、次の時間ステップより、A を計算対象領域に含める。

ただし、 X, Y は正の値をもつ閾値であり、 $X < 0.5Y$ となるように定める。

上記の処理では、運動量は保存しない。また、冠水セルに干出属性が与えられるとき、水温・塩分が保存しない。これらの保存の問題を小さくするため、閾値 X, Y は計算が安定な範囲で極力小さく設定すべきである。

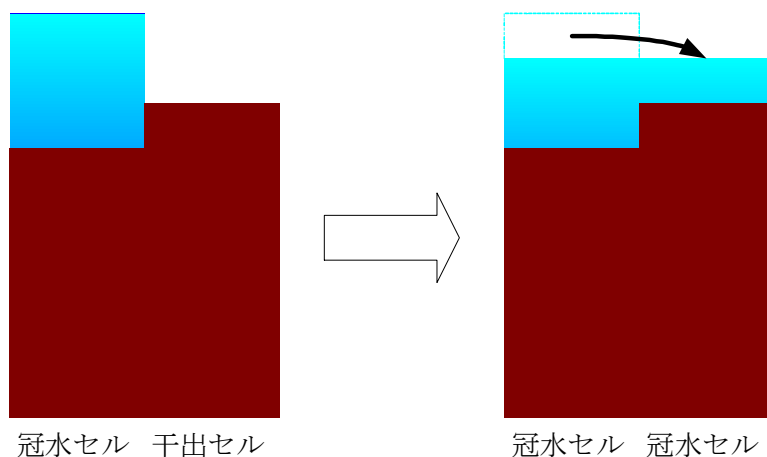


図 4-2. 冠水属性を与える処理の概念図

4.3 底面熱収支・底面反射モデルの追加

4.3.1 背景と目的

WESTECH3D を含む多くの物理モデルでは、水温の扱いにおいて、水面における熱収

支および水中に入射する日光の影響を考慮していた。ところが二瓶ら[15]は水柱の熱収支解析によって、水深が浅く透明度の高いサンゴ礁海域においては、海底面における熱収支および上向きの反射光も、重要な熱収支成分であることを示した。

そこで本研究では、水温の再現性向上のため、二瓶ら[15]の熱収支解析を参考に底面熱収支および日光の底面反射をモデル化し、WESTECH3D に追加した。概念図を図 4-3 に示し、以下にそれぞれの詳細を記す。

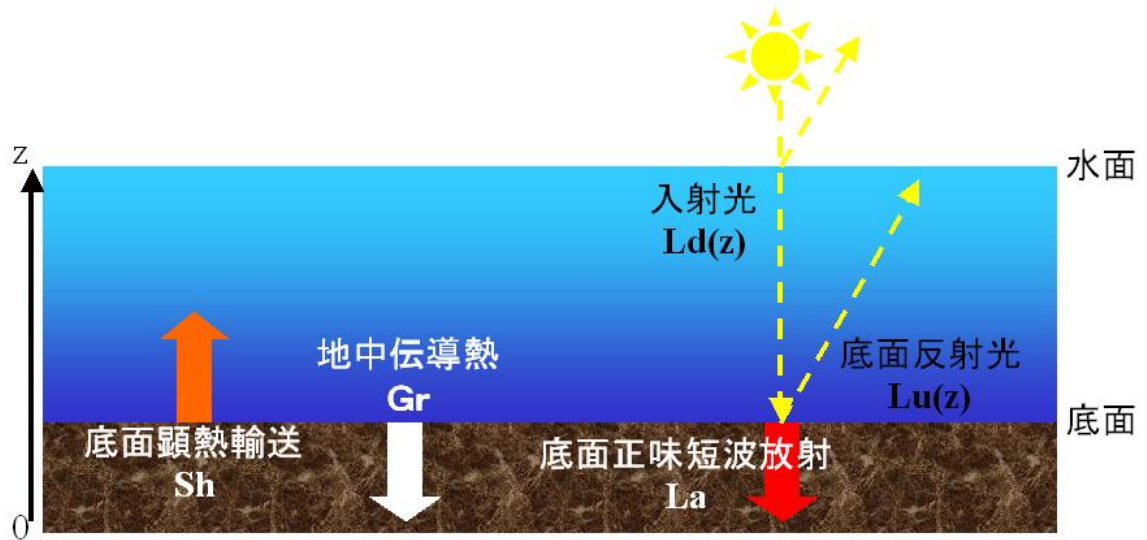


図 4-3. 底面熱収支および底面反射の概念図

4.3.2 底面反射のモデル化

基準水面から鉛直上向きに座標 z をとると、入射する日光の放射量 Ld は次の放射伝達モデル[36]で表される。

$$Ld(z) = S \cdot (1 - \alpha) \cdot (1 - \beta) \cdot \exp(k \cdot z) \quad (1.34)$$

ここに、 α 、 β 、 S 、 k はそれぞれ水面アルベド、水面付近における吸収率、下向き日射量、水中の吸収係数である。

従って全水深を H とおけば、底面直上($z = -H$)における入射光放射量は

$$Ld(-H) = S \cdot (1 - \alpha) \cdot (1 - \beta) \cdot \exp(-k \cdot H) \quad (1.35)$$

底面における反射率を γ とおけば、底面直上における反射光量は $Ld(-H) \cdot \gamma$ で表される。水中の任意の位置における底面反射光は、底面直上から上に向かう放射伝達過程としてモデル化でき、放射量は次式で表される。

$$\begin{aligned} Lu(z) &= Ld(-H) \cdot \gamma \cdot \exp\{-k \cdot (z + H)\} \\ &= S \cdot (1 - \alpha) \cdot (1 - \beta) \cdot \exp(-k \cdot H) \cdot \gamma \cdot \exp\{-k \cdot (z + H)\} \quad (1.36) \\ &= S \cdot (1 - \alpha) \cdot (1 - \beta) \cdot \gamma \cdot \exp\{-k \cdot (z + 2H)\} \end{aligned}$$

水温に関する輸送方程式(1.32)を再掲すると、

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(HC)}{\partial t} + \frac{\partial(uHC)}{\partial x} + \frac{\partial(vHC)}{\partial y} + \frac{\partial(\sigma HC)}{\partial \sigma} \\ &= \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_v \frac{\partial(HC)}{\partial \sigma} \right) + HK_h \left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) + G \end{aligned} \quad (1.37)$$

底面反射を考慮すると、(1.33)で表されていた生成項 G は、次のように更新される。

$$\begin{aligned} G &= \frac{1}{\rho C_p} \frac{d}{d\sigma} \{Ld(z) + Lu(z)\} \\ &= \frac{1}{\rho C_p} \frac{d}{d\sigma} \cdot S \cdot (1 - \alpha) \cdot (1 - \beta) \cdot [\exp(k \cdot z) + \gamma \cdot \exp\{-k \cdot (z + 2H)\}] \end{aligned} \quad (1.38)$$

一方、底面における正味の短波放射量（以下、底面正味短波放射量）は、(1.35)(1.36)を用いて、次のように導かれる。

$$\begin{aligned} La &= Ld(-H) - Lu(-H) \\ &= S \cdot (1 - \alpha) \cdot (1 - \beta) \cdot \exp(-k \cdot H) \cdot (1 - \gamma) \end{aligned} \quad (1.39)$$

4.3.3 底面熱収支のモデル化

底面における熱収支は、次式で表される^{[14][15]}。

$$La = Sh + Gr \quad (1.40)$$

ここに、 Sh は底面から水中への顕熱輸送熱量（以降、底面顕熱輸送熱量）、 Gr は底面から地中に伝導する熱量（以降、地中伝導熱量）である。 La は式(1.39)により求められるから、 Gr を評価できれば、上式で Sh が求められる。その後、WESTECH3D の最下層において、水温輸送方程式(1.37)の生成項 G に Sh を加えることで、底面熱収支の影響を流動計算に反映できる。

地中伝導熱量は本来、地中における熱伝導の他に、間隙水の移流の効果を受けると考えられる。しかし二瓶ら^[15]は、石垣島白保サンゴ礁海域において、地中における鉛直 1 次元の熱伝導方程式を用いて求めた地中伝導熱量を、熱流板による観測値と比較し、両者が良好に一致することを示した。この結果は、サンゴ礁底質中の温度輸送過程において鉛直熱伝導が支配要因であることを示唆している。そこで本研究でも、鉛直 1 次元の熱伝導方程式(1.41)を用いて地中伝導熱量を評価した。

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\lambda}{C_p} \frac{d^2 T}{dx^2} \quad (1.41)$$

ここに、 λ は地中の熱伝導率、 C_p は地質の体積熱容量である。

式(1.41)を解くにあたり、二瓶らは 1 点で底面温度を実測し、境界条件とした。しかし本研究では様々な水深・温度分布を持つ広い水域を対象としているため、別の方法を考案した。まず、底面と直上水との線形熱伝達をもって Sh を評価した。

$$Sh = C_{HT} \cdot (T_{bottom} - T_{water}) \quad (1.42)$$

ここに、 $C_{HT} \cdot T_{bottom} \cdot T_{water}$ はそれぞれ熱伝達率・底面温度・WESTECH3D の最下層水温度である。

次に単位時間当たりの Sh を境界熱流束として、陽解法により式(1.41)を解いた。求められた地中温度分布は、次の時間ステップにおいて式(1.42)を評価する際に用いた。

4.4 波浪推算モデルとの結合

4.4.1 背景と目的

中村ら[18]は、川平サンゴ礁の礁嶺上の 1 点において、風向や潮汐に関わらず、礁池内に流入する流れがあることを示した。さらに、礁嶺上の流速と、外洋側における有義波高の間に強い相関（相関係数 0.79）を見出し、礁嶺上の流速の駆動力が波浪場に帰着されることを示唆した。

そこで本研究では、波浪推算モデル SWAN[54]の計算結果を、radiation 応力を介して WESTECH3D の計算に入力する 1 方向結合により、波浪場の流動への影響を評価した。流動の波浪場への影響に関しては、流速が波速に対して十分に小さいことから、これを無視した。

4.4.2 SWAN との結合

SWAN は、極浅海域までを対象とした第 3 世代波浪推算モデルであり、エネルギー平衡方程式を非定常で解くことにより、方向スペクトルの時空間分布を推算できる。エネルギーソース関数には、碎波・白波・底面摩擦によるエネルギー散逸の効果もモデル化されているのが特徴である。

radiation 応力は、鉛直面に働く波による過剰比力であり、次式で表される空間勾配（以下、波応力と呼ぶ）が流れの駆動力となる。SWAN はこの時空間分布を出力できる。

$$F_x = -\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \quad (1.43)$$

$$F_y = -\frac{\partial S_{yx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{yy}}{\partial y}$$

ただし、 $S_{xx} \cdot S_{xy} \cdot S_{yx} \cdot S_{yy}$ はテンソル表示された radiation 応力であり、 S_{ij} は i 軸に垂直な面に作用する j 軸方向の radiation 応力を意味している。これらは次式で表される。

$$\begin{aligned}
S_{xx} &= \rho g \int \left[n \cos^2 \theta + n - \frac{1}{2} \right] E d\sigma d\theta \\
S_{xy} &= S_{yx} = \rho g \int n \sin \theta \cos \theta E d\sigma d\theta \quad (1.44) \\
S_{yy} &= \rho g \int \left[n \sin^2 \theta + n - \frac{1}{2} \right] E d\sigma d\theta
\end{aligned}$$

ここに、 n は群速度と位相速度の比、 E は波のエネルギー、 θ は波向、 σ は周波数である。

WESTECH3D における運動方程式(1.28)・(1.29)は、波による駆動力の項を加えて、次のように書き換えられる。

$$\begin{aligned}
&\frac{\partial(Hu)}{\partial t} + \frac{\partial(Huv)}{\partial x} + \frac{\partial(Hvu)}{\partial y} + \frac{\partial(H\dot{\sigma}u)}{\partial \sigma} \\
&= Hfv - \frac{H}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(A_v \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + HA_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{\rho} \left(-\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) \quad (1.45)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
&\frac{\partial(Hv)}{\partial t} + \frac{\partial(Huv)}{\partial x} + \frac{\partial(Hvv)}{\partial y} + \frac{\partial(H\dot{\sigma}v)}{\partial \sigma} \\
&= Hf(-u) - \frac{H}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(A_v \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + HA_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{\rho} \left(-\frac{\partial S_{yx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) \quad (1.46)
\end{aligned}$$

上式の末項に、SWAN が出力した(1.43)の値を入力することで、波浪場による流動場への影響を考慮できる。

本来、radiation 応力は鉛直勾配をもつが、式(1.45)・(1.46)では、radiation 応力の鉛直分布が均一であると仮定している。その根拠は以下の通りである。本研究において式(1.43)が有意な値をとるのは、結果的には碎波の起こる礁嶺上においてのみであった。碎波の起こる礁嶺上では、水深が数 10cm と非常に浅く、碎波線のすぐ内側で、流速の十分な鉛直拡散を期待できる。従って、radiation 応力の鉛直分布の影響は軽微であると考えられる。

本研究では、SWAN のバージョン 40.51A を用いた。

以上の開発の結果、物理モデルによる計算のフローは図 4-4 のようになる。

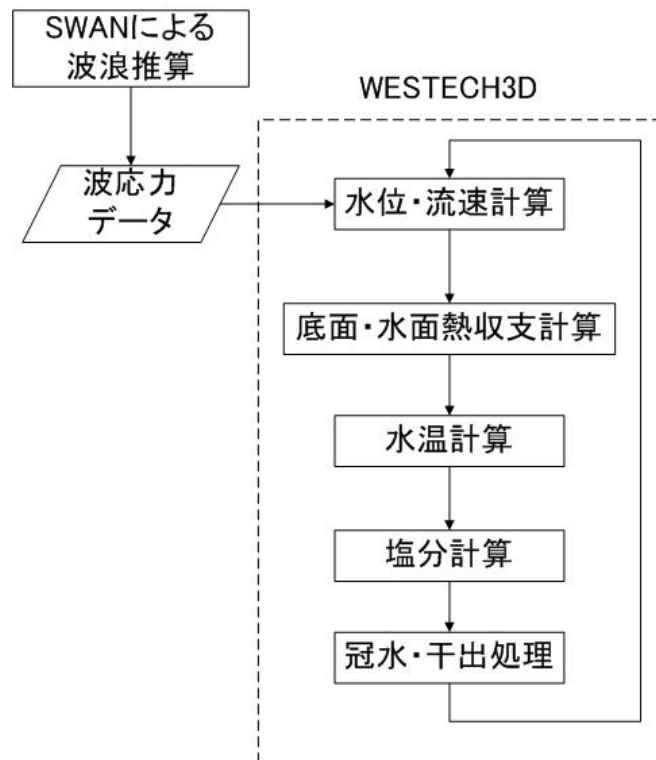


図 4-4. 構築された物理モデルによる計算フロー

4.5 その他の開発内容

4.5.1 時間差分精度の向上

従来の WESTECH3D では、連続式の時間差分に 1 次精度のオイラー陰解法が用いられていた。しかし、閉境界に囲まれた地形でのテスト計算によって、連続式の誤差の有意な蓄積が確認された。そこで本研究では、2 次精度を有する Crank-Nicolson 法を導入した。

4.5.2 拡散項の差分法修正

従来の WESTECH3D では、本研究におけるグリッドサイズで、スカラー量が保存しなかった。この問題は、拡散項の差分法を修正することで解決された。以下に詳細を述べる。

スカラー量 C に関する輸送方程式(1.32)において、水平拡散項は

$$HK_h \left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) \quad (1.47)$$

と表されていた。 x 方向の拡散項に関して 1 段階のみ差分化すると、次のように表現できる。

$$\begin{aligned}
HK_h \left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \right) &= HK_h \cdot \frac{1}{\Delta x} \left\{ \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right)_{i+\frac{1}{2}} - \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right)_{i-\frac{1}{2}} \right\} \\
&= \frac{1}{\Delta x} \left[H \cdot \left\{ -K_h \cdot \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right)_{i-\frac{1}{2}} \right\} - H \cdot \left\{ -K_h \cdot \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right)_{i+\frac{1}{2}} \right\} \right] \quad (1.48) \\
&= \frac{1}{\Delta x} \left(H \cdot F_{i-\frac{1}{2}} - H \cdot F_{i+\frac{1}{2}} \right)
\end{aligned}$$

ただし、

$$\begin{aligned}
F_{i-\frac{1}{2}} &= -K_h \cdot \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right)_{i-\frac{1}{2}} \\
F_{i+\frac{1}{2}} &= -K_h \cdot \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right)_{i+\frac{1}{2}} \quad (1.49)
\end{aligned}$$

簡単のため、鉛直層数を 1 の場合を考える。第 i 番目のセルについて、図 4-5 のように、上式の $F_{i-\frac{1}{2}} \cdot F_{i+\frac{1}{2}}$ は、フィックの法則より、セルの左右境界における拡散フラックスを表

している。従ってこのセルにおいて、拡散によるスカラー量の収支は、

$$\Delta y \cdot H_{i-\frac{1}{2}} \cdot F_{i-\frac{1}{2}} - \Delta y \cdot H_{i+\frac{1}{2}} \cdot F_{i+\frac{1}{2}} \quad (1.50)$$

と表されるはずである。

ところが、式(1.48)より得られる収支は

$$\Delta y \cdot H \cdot F_{i-\frac{1}{2}} - \Delta y \cdot H \cdot F_{i+\frac{1}{2}} \quad (1.51)$$

であり、セル両端における水深を等しいと仮定していることに相当する。この仮定は、水深勾配が大きい場合に不適切であり、スカラー量が保存しない原因となる。そこで、拡散項の差分を式(1.48)の形から次の形に修正した。

$$\frac{1}{\Delta x} \left(H_{i-\frac{1}{2}} \cdot F_{i-\frac{1}{2}} - H_{i+\frac{1}{2}} \cdot F_{i+\frac{1}{2}} \right) \quad (1.52)$$

これは、差分化前の輸送方程式を以下の形で解釈したことに相当する。

$$\begin{aligned}
&\frac{\partial(HC)}{\partial t} + \frac{\partial(uHC)}{\partial x} + \frac{\partial(vHC)}{\partial y} + \frac{\partial(\dot{\sigma}HC)}{\partial \sigma} \\
&= \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_v \frac{\partial(HC)}{\partial \sigma} \right) + K_h \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(H \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H \frac{\partial C}{\partial y} \right) \right\} + G \quad (1.53)
\end{aligned}$$

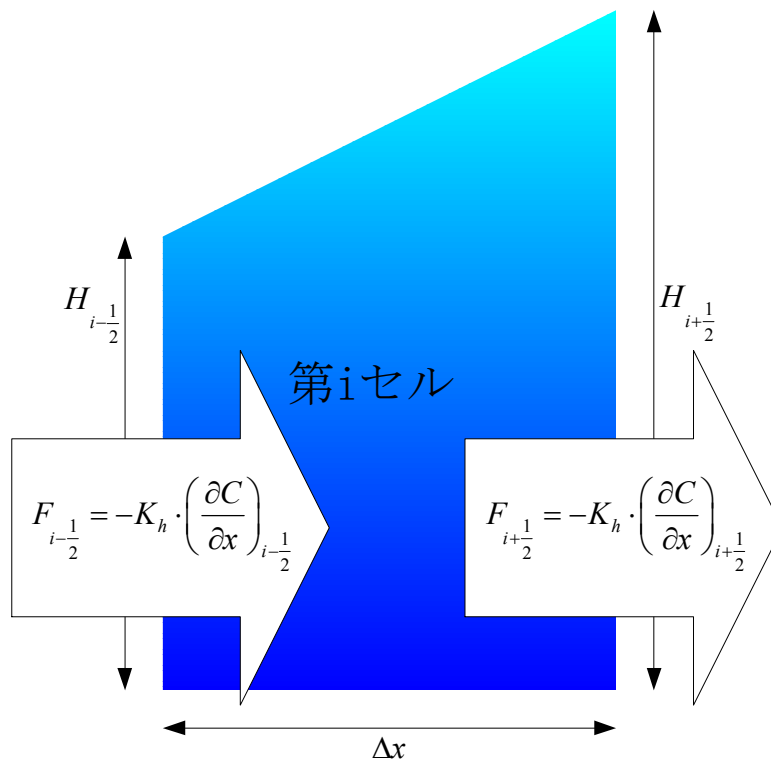


図 4-5. 拡散項差分化の概念図

4.6 時系列図化ソフトウェアの開発

本研究では、数値計算結果から観測データに至るまで、多項目の時系列データを、様々な時間スケールで図化し、比較・考察する必要に迫られた。この必要は、工学系の研究では頻繁に生じるものであろう。

図化には通常、有償もしくは無償のソフトウェアを用いるが、それらの多くは汎用的である反面、描画までに手間がかかる。また、複数の時系列グラフを縦に並べる、複数のファイルの内容を図化するなどの、時系列データを図化する場合に特有の作業には、とくに多くの手順が必要になる。多数のグラフを描く必要があれば、このような図化の手間は研究の効率に大きく影響すると考えられる。

この問題を解決するため、本研究では、時系列データの図化に特化した GUI ソフトウェア”TimeSeriesViewer”を開発した。メイン画面のスクリーンショットを図 4-6に示す。主な特徴は次の通りである。

- ファイルを読み込むと同時に図化する

- 複数ファイルの一括読み込みが可能
- 描画期間の簡単な切り替えが可能：
 - カレンダーのクリックによる描画期間設定
 - カーソルキーによる描画期間移動
 - 多項目の時系列グラフを縦に並べる機能
- 統計情報の表示機能（データ数・平均・標準偏差・RMS など）
- 解析機能（移動平均,FFT,DFT,自己アフィンフラクタル解析）
- エクスポート機能(データ・画像)
- ベクトルプロット機能（現在の公開版には含まれていない）

開発には Microsoft Visual C# 2005 を用い、動作は日本語版/英語版 Microsoft Windows XP の .Net Framework 2.0 環境で確認した。開発したソフトウェアは本研究に用いるとともに、ソフトウェア・ライブラリサイト Vector (<http://www.vector.co.jp/>)において公開した。

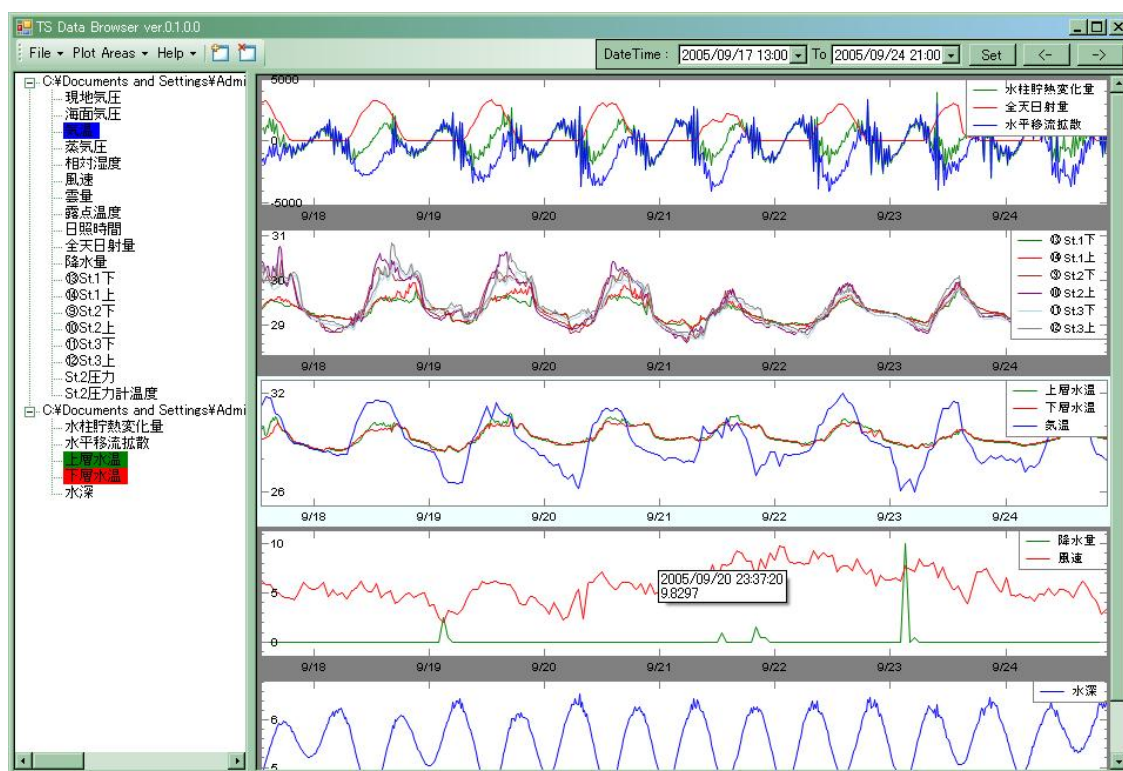


図 4-6. 開発した時系列図化ソフトウェアのメイン画面

5. 物理モデルの検証

5.1 水深格子データの作成

5.1.1はじめに

本章では、前章で開発した物理モデルの再現性を検証する。実際に物理モデルを用いた計算を行うため、本節ではまず、第 3 章の水深算定結果を用いて水深格子データを作成する。その後次節において、既往の研究による流速観測結果の再現計算を行い、計算結果と観測結果を比較する。

川平湾周辺を含め、サンゴ礁海域の水深データは多くの場合未整備であるが、サンゴ礁の流動計算においては微地形の影響が計算結果に大きく影響するため、物理モデル・波浪推算モデルに入力する水深分布データは高解像度である必要がある^[26]。

まず本研究では、川平湾周辺海域において、裾礁の広がり向き（沿岸方向）が X 軸に一致するように、時計回りに 50 度回転した XY 座標系を設定した。以下 X 軸は、東から時計回りに 50 度回転した向きを正とする軸であり、Y 軸は、北を時計回りに 50 度回転した向きを正とする軸である。

その上で、WESTECH3D・SWAN それぞれの用途を考慮して、それぞれの計算領域を含む水深格子データを作成した。メッシュ数・格子サイズを次に示す。

- WESTECH3D 用：メッシュ数 152×123, 格子サイズ 34×34m
- SWAN 用：メッシュ数 250×246, 格子サイズ 34×17m

WESTECH3D 用の格子サイズ 34m は、水路の深部および川平湾の東側開口部が 1 メッシュ以上存在するように設定したものである。

SWAN 用の Y 軸方向格子サイズを X 軸方向の半分と小さくした理由は、礁嶺における碎波の効果を再現するためである：すなわち、後に述べる SWAN による波浪推算では、Y 軸方向が波の入射方向に設定されるが、礁斜面が急勾配であるため、格子サイズが大きいと、浅水変形と碎波が同一メッシュ内で発生し、碎波の効果が十分されない。

本節では、水深格子データ作成の方法および結果を示す。

5.1.2水深データのソース

水深格子データ作成の元となるデータとして、次の 4 種を用いた。

- ⑨ ASTER 画像を用いて第 3 章の方法で算定した水深分布データ（15m メッシュ）
- ⑩ J-BIRD・MGD77 データ（海上保安庁提供；不等間隔）
- ⑪ 航空レーザー測量データ（海上保安庁提供；20m メッシュ）
- ⑫ ASTER 画像の重回帰分析により算定した水深分布データ（15m メッシュ）

各ソースのデータ点位置を図 5-1に示す。

①は湾奥の算定結果のみを用いた。理由は次の通りである：

- 本研究で開発した水深分布算定法は、川平湾においては検証用データを湾奥で取得したため、検証結果は湾奥部でのみ有効である。
- 本研究で開発した水深分布算定法では、水中消散係数が対象領域内で均一であることを仮定している。しかし川平湾周辺海域では、場所により透明度（水中消散係数に反比例）に差があることが示されている[55]。実際に、湾奥で取得した水深分布算定用データを用いて算定された湾外サンゴ礁の算定値は、礁嶺で深く礁池で浅いという明らかに誤った結果となった。

②の J-BIRD は海上保安庁が測量原図、沿岸の海の基本図、海図等からデジタル化したデータであり、MGD77 は、航海中の観測結果をクルーズ単位にまとめたデータである。本研究では両者の水深点データのみを用いた。

③は海上保安庁が平成 17 年に、日本で初めて航空レーザー測量を適用した結果であり、川平湾内外の浅海域の広い範囲をカバーしている。本研究では幸運にもこの日本初の航空レーザー測量地域を対象としており、研究途中でデータを入手できたために、第 3 章で開発した水深分布算定法の必要性が低下した。しかし、海上保安庁が長年蓄積してきた②のデータが礁嶺の内側に存在しないことから分かるように、ほとんどのサンゴ礁浅海域で水深データは未整備であり、今後も第 3 章の方法のような衛星画像解析法が重宝されるであろう。

図 5-1から分かるように、①②③では、湾外水路西側のサンゴ礁海域が十分にカバーされていない。そこで ASTER 画像の重回帰分析により、この海域の水深分布を算定した(④)。詳細を次項で述べる。

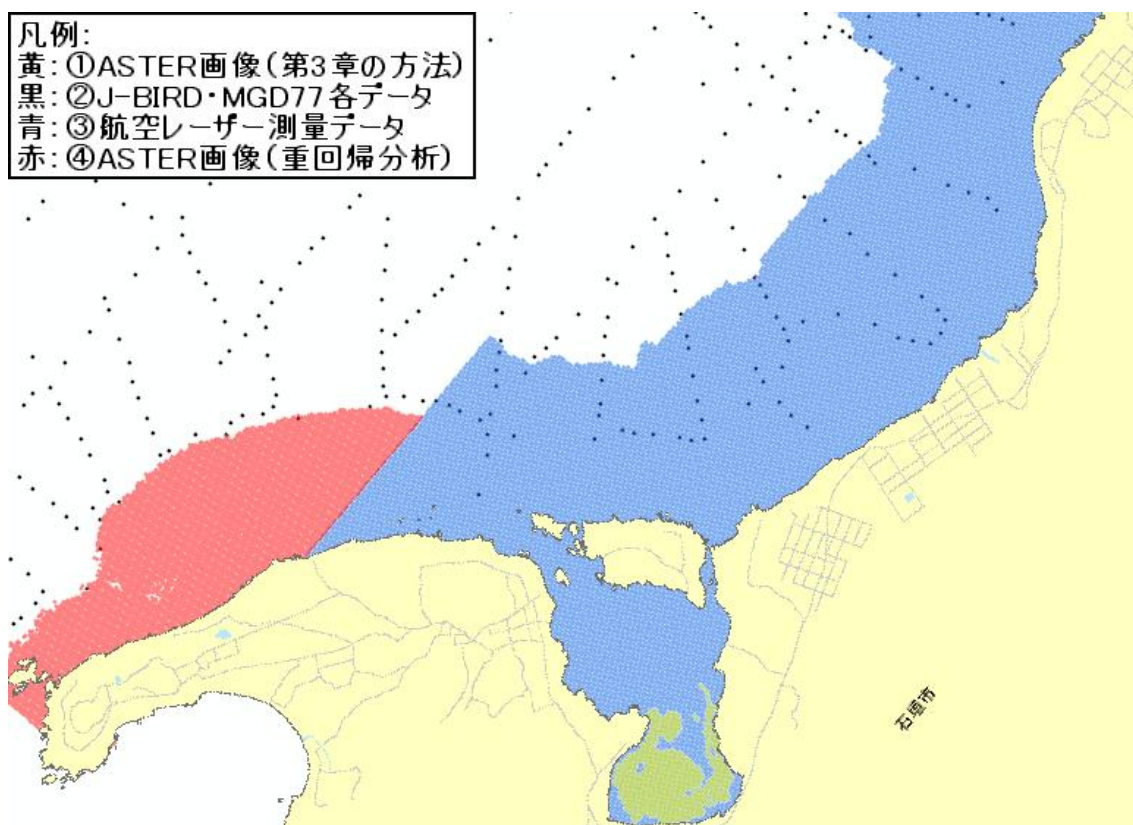


図 5-1. 水深分布データ作成に用いた各ソースのデータ点分布

※ 最前面に国土地理院の数値地図 25000 を重ねてある。

※ 塗り潰されたように見える部分も点プロットの集合である。

5.1.3 ASTER 画像の重回帰分析による水深分布算定

重回帰分析による水深分布算定対象領域は図 5-1において赤いプロットで敷き詰められた領域である。まず、この領域に隣接する、航空レーザー測量が行われた領域において、航空レーザー測量による水深を実現値とする重回帰式を作成した。水深分布算定対象領域および重回帰式作成領域における水中消散係数ができるだけ均一となるように、重回帰式作成領域は、湾外サンゴ礁の礁嶺から内側に限定した。さらに、重回帰式作成領域および水深分布算定対象領域を、図 5-2に示す。重回帰式作成領域内の航空レーザー測量によるデータ点数は 4067 点であったが、実際の重回帰式作成には、消散効果の非線形性を排除するために、最低水面を基準とする水深が 1.5m 以内の 3224 点を用いた。

重回帰式分析は、衛星画素の DN 値から非線形性に対応できるように導いた次の 11 個の変量を入力し、AIC（赤池の情報量基準）を基準とした総当り法を用いて行った。ただし、多重共線性は除去した。

- band1 の補正輝度
- band2 の補正輝度
- band3 の補正輝度
- band1 の対数補正輝度
- band2 の対数補正輝度
- band1,2 の補正輝度の積
- band1 の補正輝度の自乗
- band1,2 の DN 値の比
- band2 の補正輝度が 12 以上か
- band3 の DN 値が 11 以上か
- band3 の DN 値が 12 以上か

ここに補正輝度とは、輝度値から深海域の輝度平均値を差し引いたものであり、対数補正輝度とは補正輝度の対数値である。

重回帰分析の結果、採用された説明変数と、その回帰係数などを表 5-1 に示す。AIC は -2828、自由度補正後の R² 乗値は 0.58 であった。

重回帰分析における観測値と予測値の散布図を図 5-3 に示す。図には、観測値を実現値、予測値を説明変数とした単回帰分析を行った場合の回帰直線を付してある。この直線の切片が正であり、傾きが 1 より小さいことから、今回作成した重回帰式は、水深が浅い場合に深く、水深が深い場合に浅く算定する傾向があると考えられる。実際に、重回帰式で算定された水深分布を示した図 5-4 から、礁嶺の水深が、隣接する航空レーザー測量領域に比べて低く算定されていることが読み取られる。

そこで、重回帰式に対し、切片が 0 に近づくような平行移動、傾きが 1 に近づくような回転移動から構成されるアフィン変換を施した。

アフィン変換の目的は、観測値と重回帰直線の距離が小さい（観測値との距離が最小となる直線は主成分軸である）性質を利用しつつ、誤差の水深依存性を小さくすることである。アフィン変換後の式で算定された水深分布を図 5-5 に示す。礁嶺の水深について、隣接する航空レーザー測量領域との連続性が改善していることが読み取られる。水深格子データの作成には、アフィン変換後の式による算定結果を用いた。

凡例:
青:重回帰式作成領域
赤:水深算定対象領域

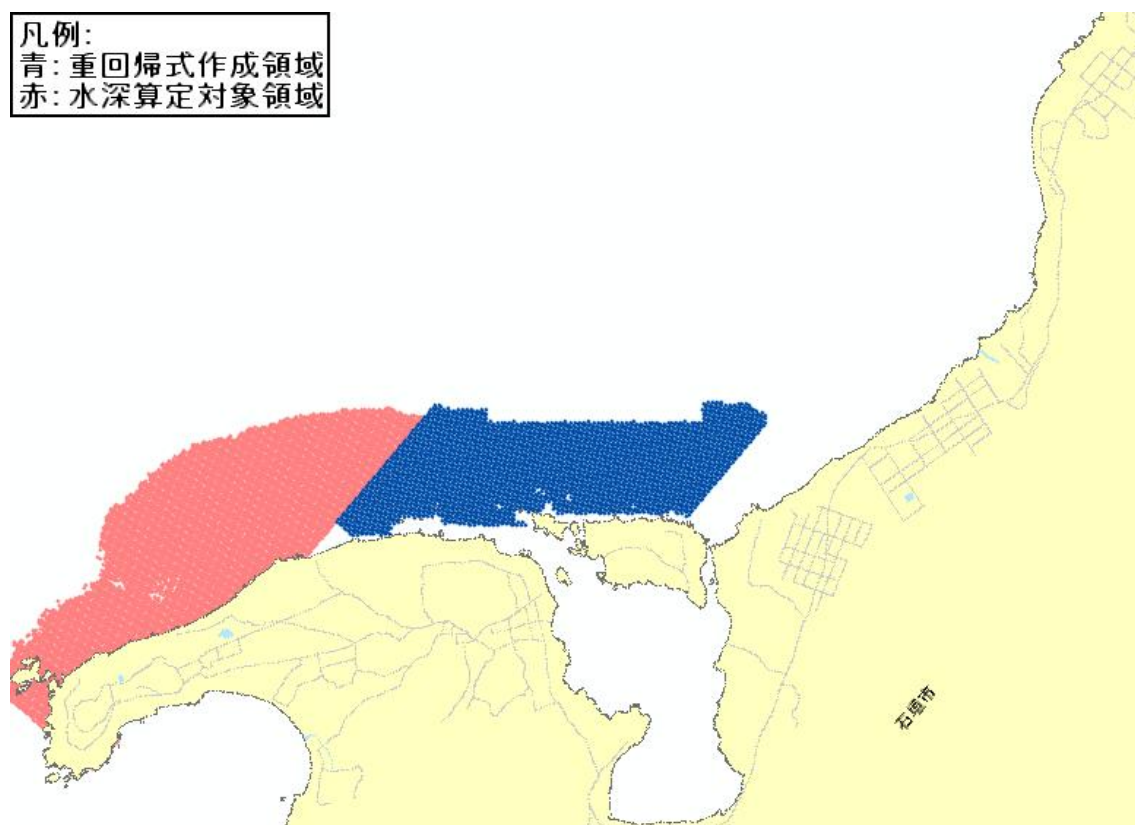


図 5-2. 水深の重回帰式作成領域および水深分布算定対象領域

表 5-1. 水深に関する重回帰分析結果

| 説明変数・切片 | 偏回帰係数 | 標準誤差 | t 値 | p値 | 下限 95% | 上限 95% |
|------------------|--------------|----------|----------|----------|----------|----------|
| 切片 | -1.46138829 | 0.10042 | -14.5527 | 1.64E-46 | -1.65828 | -1.26449 |
| band1 の補正輝度 | 0.001004954 | 0.000647 | 1.552791 | 0.120571 | -0.00026 | 0.002274 |
| band1 の対数補正輝度 | 0.11893726 | 0.039671 | 2.998086 | 0.002738 | 0.041154 | 0.19672 |
| band2 の対数補正輝度 | -0.150732027 | 0.029583 | -5.09518 | 3.69E-07 | -0.20874 | -0.09273 |
| band1,2のDN値の比 | 0.792069058 | 0.03953 | 20.03734 | 2.94E-84 | 0.714563 | 0.869575 |
| band2の補正輝度が12以上か | 0.149097797 | 0.020479 | 7.280411 | 4.16E-13 | 0.108944 | 0.189252 |
| band3のDN値が11以上か | -0.03269556 | 0.01112 | -2.94028 | 0.003302 | -0.0545 | -0.01089 |
| band3のDN値が12以上か | -0.100840398 | 0.013997 | -7.20429 | 7.24E-13 | -0.12828 | -0.0734 |

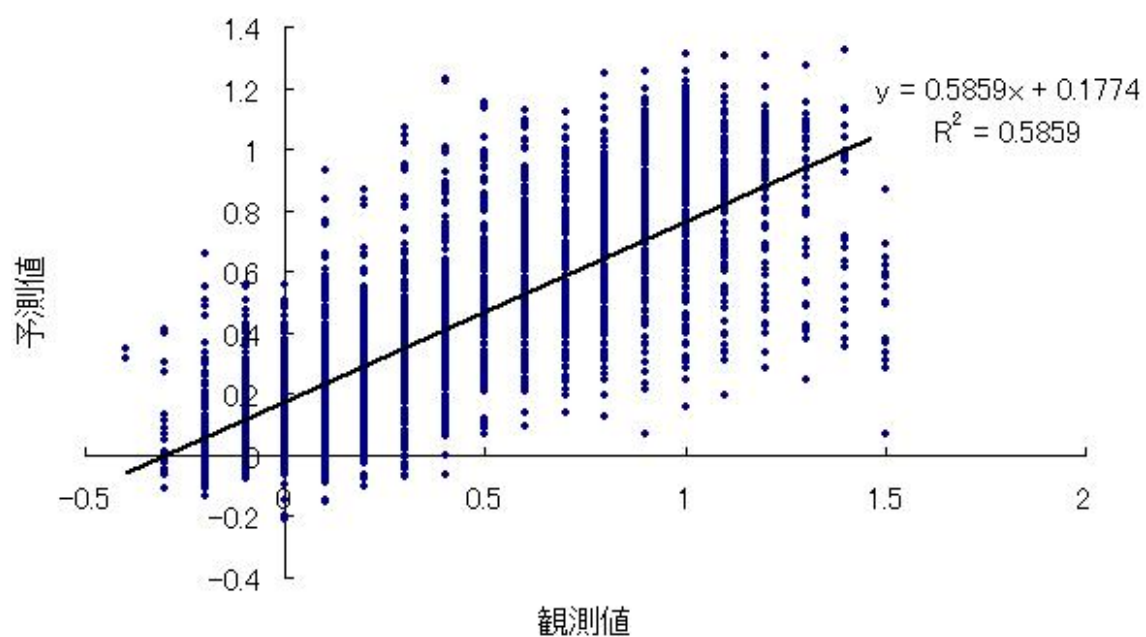


図 5-3. 水深に関する重回帰分析における観測値と予測値の散布図

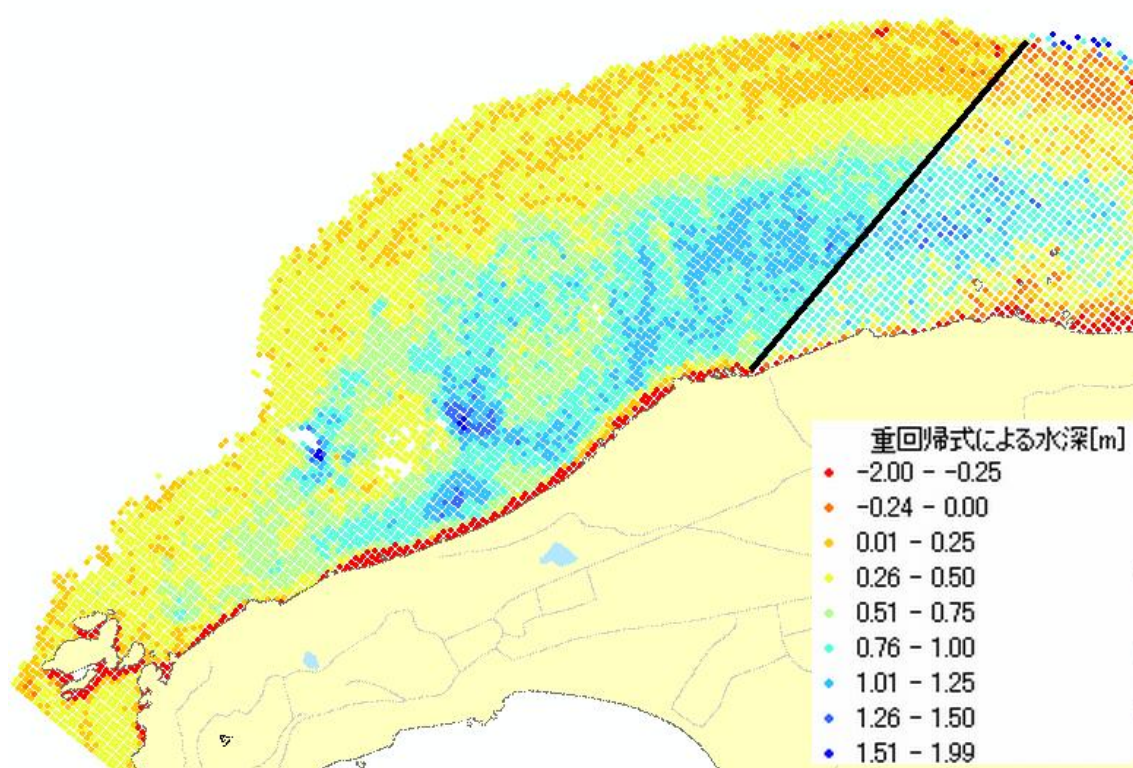


図 5-4. 重回帰式で算定された水深分布

※黒太線より右側は、比較のための航空レーザー測量による水深分布である。

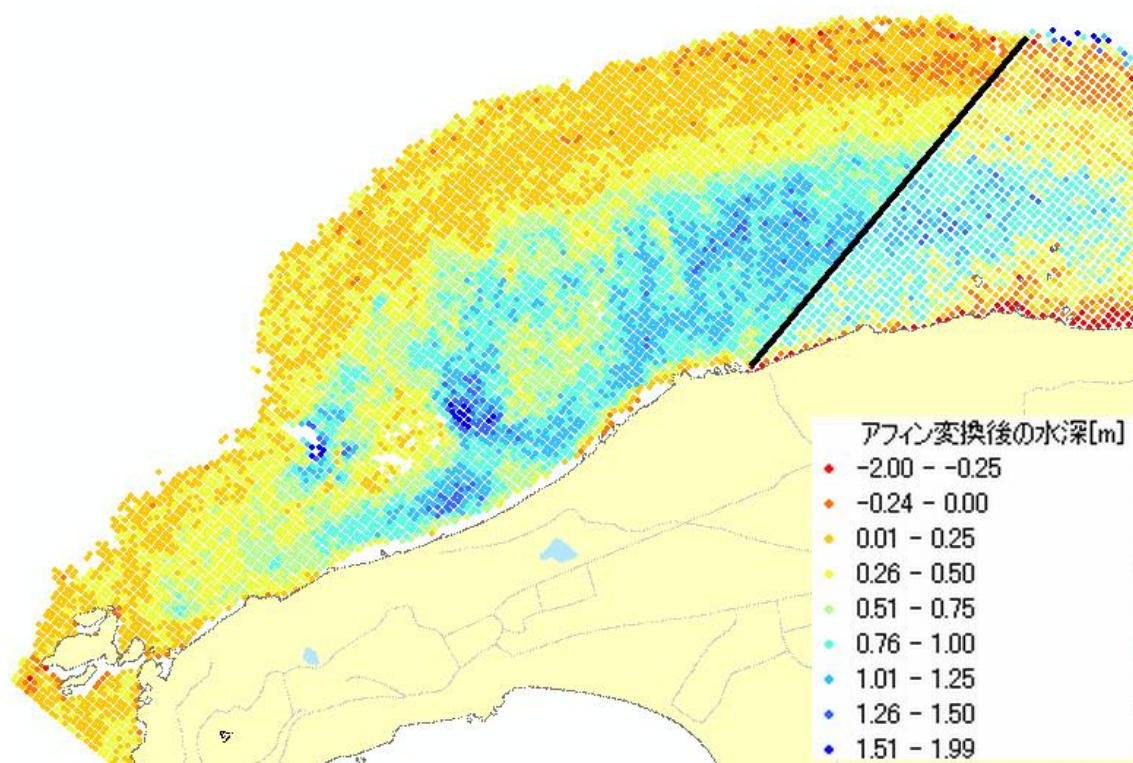


図 5-5. アフィン変換後の重回帰式で算定された水深分布

※黒太線より右側は、比較のための航空レーザー測量による水深分布である。

5.1.4補間による水深格子データの作成

外洋に関する唯一のデータソースである②は、①③④と異なり間隔が大きくかつ不均一である。そこで次の手順でデータソース⑤を作成した。

- ②③④を用いて TIN を作成。
- 20m 解像度のラスタに変換。
- 外洋部分のみを抽出。

その後、次の手順で WESTECH3D 用および SWAN 用の水深格子データを作成した。

- ①②③④⑤を、全てポイントデータとして、WGS84 地理座標系における緯度経度

(124.145547,24.462311)の点を中心とする等緯度経度座標系に投影。

- 座標系の中心点を中心に時計回りに 50 度回転。
- 最大探索半径 17m、最大点数 30、乗数 2 の IDW(Inverse Distance Weigh)補間を行い、水深格子データを作成。

作成された WESTECH3D 用および SWAN 用の水深格子データをそれぞれ図 5-6、図 5-7に表す。

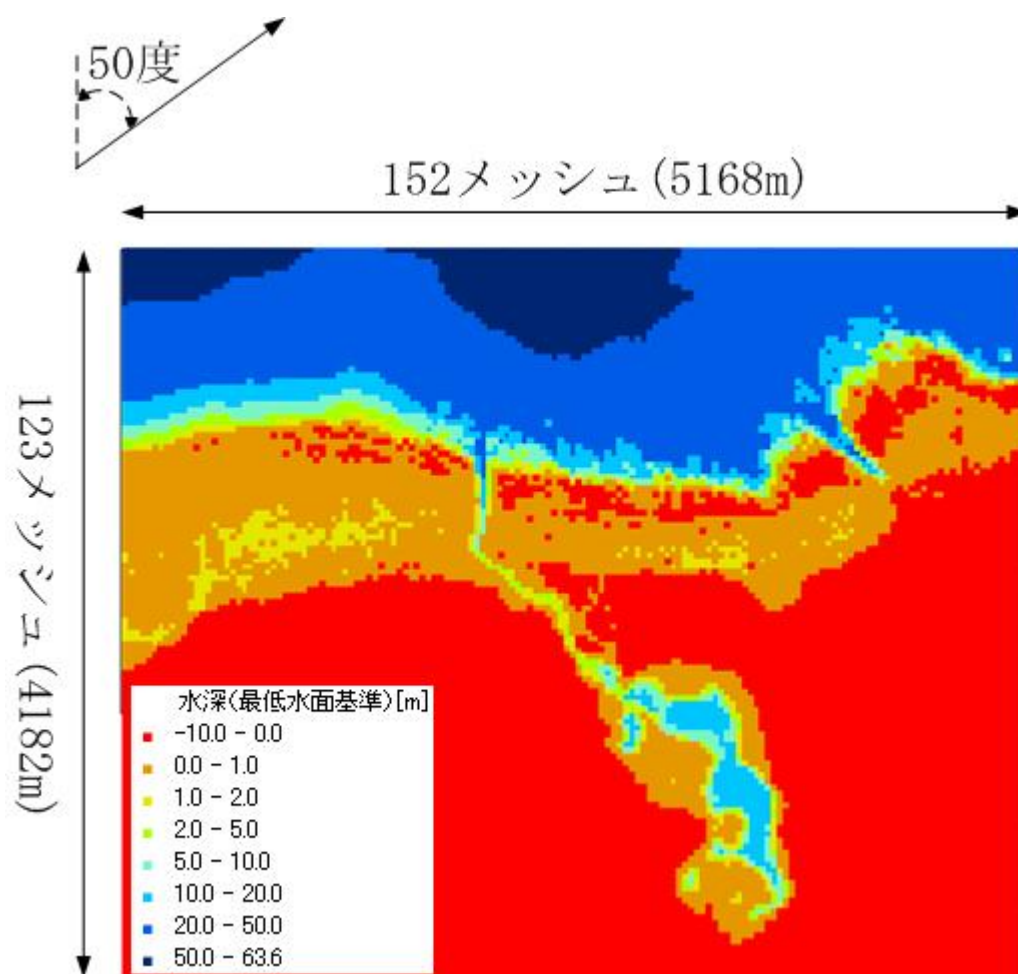


図 5-6. WESTECH3D 用水深格子データ

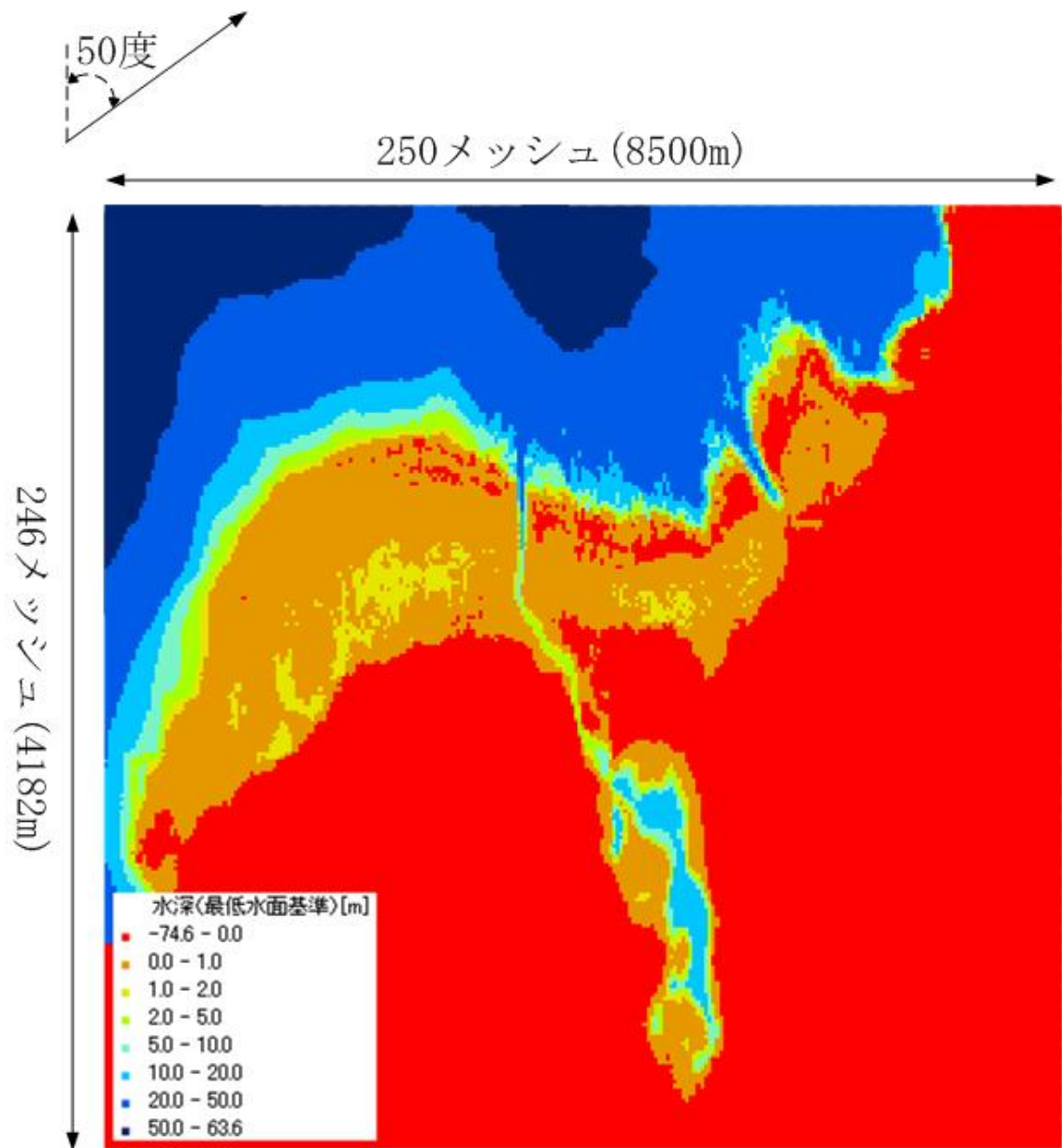


図 5-7. SWAN 用水深格子データ

5.2 中村ら(1996)による流速観測結果の再現計算

5.2.1 再現対象

中村ら[18]は、1995年3月16日から23日（以下、中村らの観測期間と呼ぶ）にかけて、川平湾外のサンゴ礁の3点および川平湾内1点（図 5-8）で流速観測を行った。本節では、第4章で構築した WESTECH3D に対し、次のデータを入力して中村らの観測期間の流動計算を行い、中村らの観測結果と比較することで、WESTECH3D の再現性を検証する。

- 前節で作成した WESTECH3D 用水深格子データ
- SWAN を用いた波浪の再現計算によって得られる波応力データ
- 石垣地方気象台の気象データ
- 石垣港における潮位のデータ

ただし、気象データは気象庁電子閲覧室 (<http://www.data.kishou.go.jp/index.htm>) より、潮位のデータは海上保安庁海洋情報部 Web サイト (<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/>) 内より潮汐推算値をダウンロードして用いる。

SWAN を用いた波浪の再現計算による波応力データの作成について次項で、上記 4 種類を入力した流動計算の計算条件および結果を次々項で述べる。

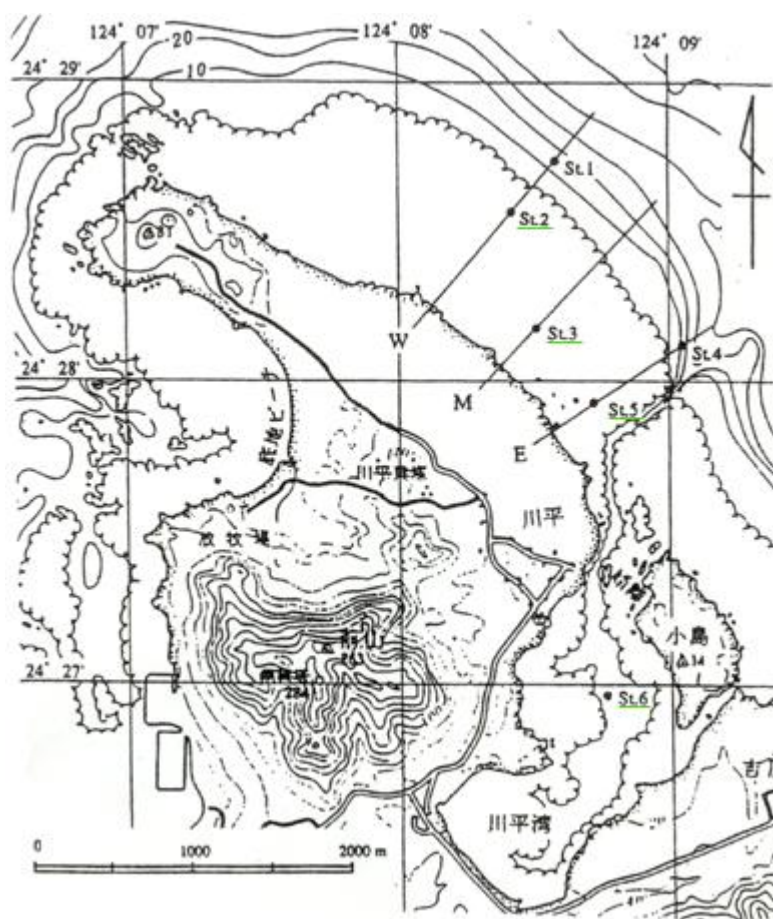


図 5-8. 中村ら[18]の観測点

※ 出所：中村ら[18]

※ 黄緑下線が付いている地点が流速観測点である。

5.2.2 SWAN による波浪の再現計算

5.2.2.1 開境界条件の作成

再現計算における SWAN の計算領域（以下、SWAN の再現計算領域）は、図 5-7 に示した領域から、X 軸左端の 10 メッシュ、X 軸右端の陸域部分 30 メッシュ、および波浪が常に小さい川平湾内を除いた領域とした（図 5-9）。この計算領域は、上および左に開境界をもつが、風波が十分に発達するスケールに比べて小さい（Wilson の波浪推算式によると、風波が十分に発達する吸送距離は最低 1000km 程度である）ため、開境界において波浪の方向スペクトル時系列を与える必要がある。ところが、そのような観測データはなく、本研究では次の手順で、SWAN の開境界条件を作成した。

- SWAN を用いて、風波が十分に発達する広領域から、SWAN の再現計算領域に近いスケールの領域までのネスティング計算を行い、外洋から礁嶺に入射する波の波向が、中村らの観測期間中常に礁嶺にほぼ垂直であったことを確認した。
- 中村ら^[18]が示した礁斜面 1 点における有義波高時系列のグラフから、沖合換算有義波高時系列を求め、SWAN の再現計算領域の上開境界において、礁嶺にほぼ垂直な波を入力することに相当する波浪データ時系列を作成した。

以下にそれぞれの詳細を記す。

広領域からのネスティング計算

ネスティング計算における 3 段階の計算領域を大きい方からネスティング計算領域 I, II, III と呼び、それぞれのグリッドサイズ・グリッド数を表 5-2 に、水深分布などを図 5-10、図 5-11、図 5-12 に示す。ただし、各図中で(130,30)のような形式による表示は、領域隅の緯度経度を表す。ここで「メッシュ」でなく「グリッド」の語を用いる理由は、SWAN においては、スタッガード格子のようにスカラーがメッシュ中心で定義されておらず、グリッド上に定義されているためである。

広い海域の風速分布は、観測値では与えられないため、ECMWF（ヨーロッパ中期気象予報センター）の Web サイトからダウンロードできる 40 年間の再解析データ（ERS-40）を用いた。図 5-13 に示すように、ECMWF データの風速ベクトルは、石垣地方気象台データのそれと概ね一致している。

計算条件を表 5-3 に示し、計算結果のうち、NNE 風および SSW 風卓越時における平均波向・碎波率を図 5-14 および図 5-15 にそれぞれ例示する。それぞれ境界で入射する波向は異なるが、川平湾周辺の碎波帯（礁嶺に一致していた）においては礁嶺にほぼ垂直に入射していることが分かる。これは、礁斜面における屈折および、川平湾周辺海域自体が北に面する湾の一部になっている（図 5-12）ことによると考えられる。

ネスティング計算では、計算期間を通して、波は礁嶺にほぼ垂直に入射することが確かめられた。一方、SWAN の再現計算領域は、川平湾周辺の礁嶺が、X 軸にほぼ平行になるように設定されている。そこで、SWAN の再現計算領域においては、上開境界から Y 軸負の向きに波を入射させ、礁嶺における砕波の効果を評価することにした。左開境界には、無反射条件を与えた。

上開境界における波浪データ時系列

SWAN は、開境界における方向スペクトルを作成するために、次に挙げる 4 種の時系列データの輸入を要求する。

- 開境界における有義波高時系列
- 開境界における平均波周期
- 開境界におけるピーク波向
- 開境界における方向分散性のパラメータ（SWAN は $\cos^m(\theta)$ 型の分布を仮定し、その標準偏差を要求する）

以下では、それぞれの時系列データの作成について述べる。

<開境界における有義波高・平均波周期時系列>

中村ら^[18]は St.1（図 5-8）において波高時系列の観測を行い、有義波高時系列のグラフを示している（図 5-16）。本研究では画像処理ソフトウェアを用いて、図 5-16 から 1995/3/16 15:56～1995/3/23 9:49 までの有義波高時系列を読み取った。中村らの St.1 は、礁斜面上の平均水深 14m の地点にある。一方、上開境界では水深が深いため、上開境界において与える有義波高は、中村らの観測値を沖合有義波高に換算したものである必要がある。また、平均波周期の時系列も作成する必要がある。そこで次の手順により、上開境界における有義波高・平均波周期時系列を求めた。

まず、独立行政法人港湾空港技術研究所海象情報研究室によるナウファス（全国港湾海洋波浪情報網）の Web サイト（<http://www.mlit.go.jp/kowan/nowphas/>）から、2001 年の石垣港における波浪観測データを入手し、有義波高と平均波周期、有義波高と有義波周期の回帰直線を作成した（図 5-17・図 5-18）。観測点の水深は 15m で、St.1 とほぼ等しいことから、これらの回帰式が、St.1 においても成り立つものと仮定した。

まず、図 5-18に示した回帰式は、

$$T_{1/3} = 3.2017H_{1/3}^{St.1} + 3.4253 \quad (1.54)$$

ここに、 $T_{1/3} \cdot H_{1/3}^{St.1}$ は有義波周期・St.1 おける有義波高を表す。周期は水深による変化が小さいため、St.1 と沖合のそれを区別しない。

深海域における有義波の波長を $L_{1/3}^{deep}$ とおくと、簡略化された分散関係式により、

$$L_{1/3}^{deep} = 1.56 \cdot T_{1/3}^2 \quad (1.55)$$

相対水深は

$$\frac{h_{St.1}}{L_{1/3}^{deep}} = \frac{h_{St.1}}{1.56 \cdot T_{1/3}^2} \quad (1.56)$$

ここに $h_{St.1}$ は St.1 における水深で、 $h_{St.1} = 14[m]$ である。

読み取った St.1 の有義波高時系列において最大値は $0.76[m]$ であり、式(1.54)により有義波周期は $5.86[s]$ となる。これを式(1.56)に代入すると、相対水深は 0.26 と計算される。浅水係数は、浅水係数の算定図[56]により約 0.95 と読み取られ、St.1 の有義波高はほぼ沖合有義波高として扱ってよいことが分かった。

そこで、読み取った St.1 の有義波高時系列を上境界における有義波高時系列とするとともに、図 5-17に示した次の回帰式を適用し、上境界における平均波周期時系列を作成した。

$$T_{ave} = 2.2321H_{1/3}^{St.1} + 2.7084 \quad (1.57)$$

ここに T_{ave} は平均波周期である。

<ピーク波高・方向分散性のパラメータ>

上記のように、上開境界におけるピーク波高は、Y 軸負の向きとした。また、方向分散性のパラメータ ($\cos^m(\theta)$ 型の分布における標準偏差) は、左開境界の影響が小さくなるようにできるだけ小さく設定し、 6° とした。

表 5-2. ネスティング計算領域のグリッドサイズ・グリッド数

| 呼称 | グリッドサイズ ($^\circ$) | グリッド数 |
|----------------|-------------------------|--------|
| ネスティング計算領域 I | 0.25 | 50×50 |
| ネスティング計算領域 II | 0.025 | 50×50 |
| ネスティング計算領域 III | 0.001 | 113×75 |

表 5-3. ネスティング計算の計算条件

| | |
|------|---------------------|
| 計算期間 | 1995/3/10～1995/3/25 |
| 時間刻み | 5 分 |
| 座標系 | 緯度経度による球面座標系 |

| | |
|--------------------|---------------------------------|
| 水位 | ネスティング領域 III のみ、石垣港に関する潮汐推算値を入力 |
| 風速 | ECMWF ERS-40 データ |
| 開境界条件 | 無反射境界 |
| 底面摩擦・非線形相互作用・白波・砕波 | SWAN デフォルトのモデル・パラメータを使用 |
| 回折 | 無視（計算の安定のため） |
| 差分スキーム | BSBT（計算の安定のため） |

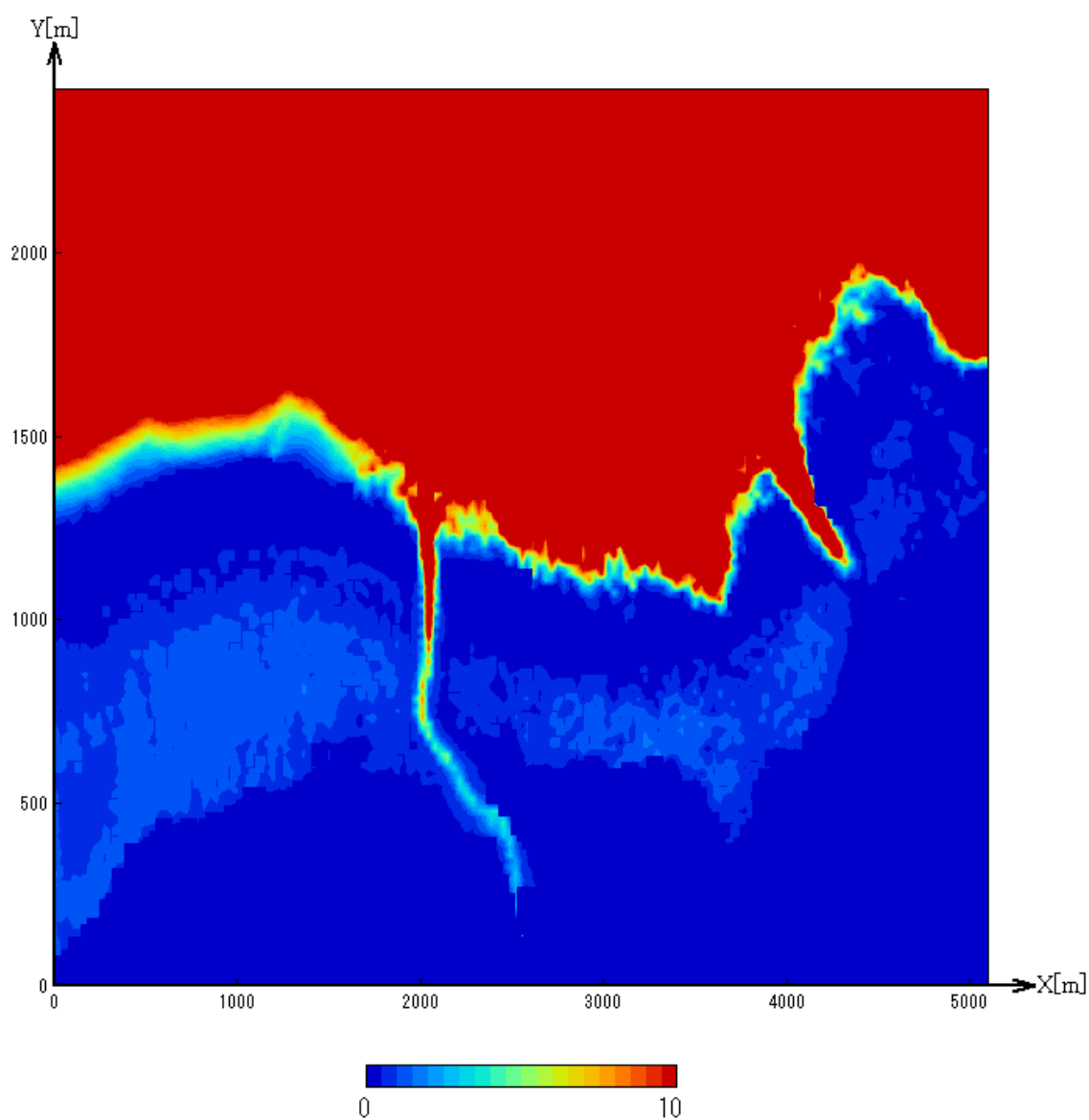


図 5-9. SWAN による再現計算領域の水深分布

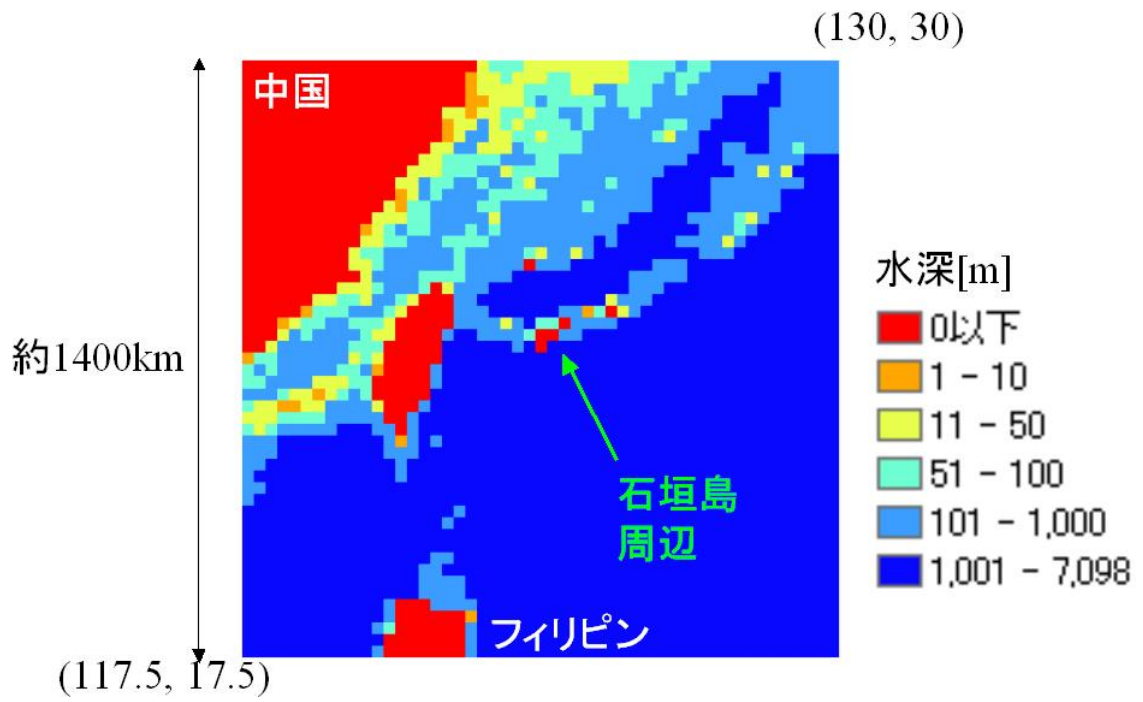


図 5-10. SWAN によるネスティング計算領域 I

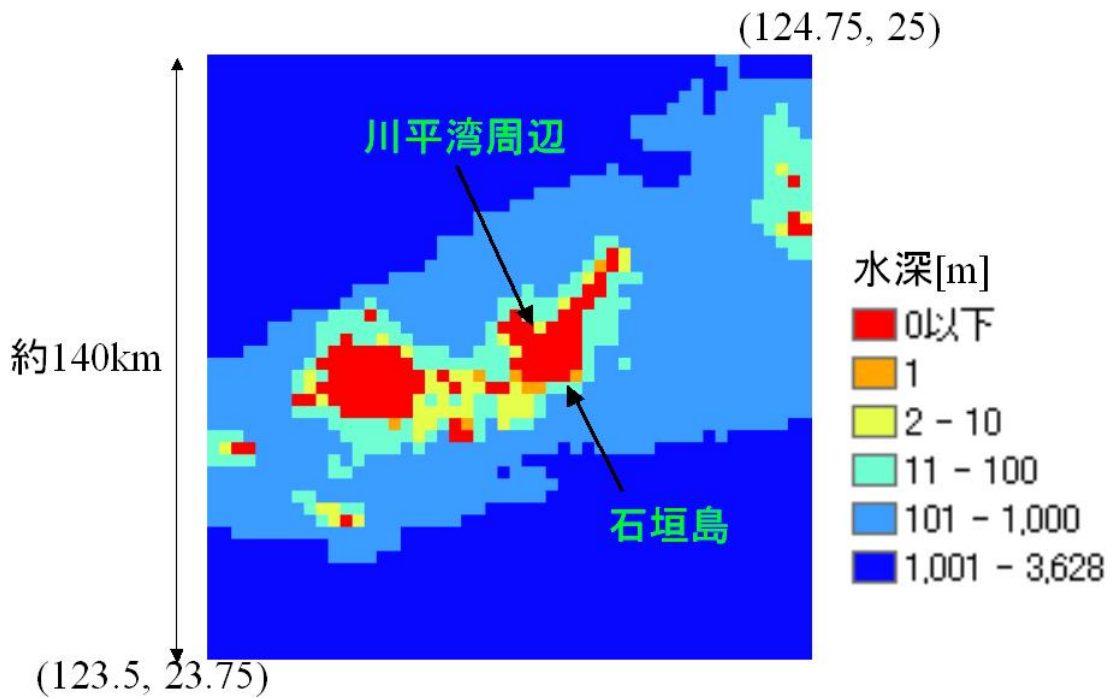


図 5-11. SWAN によるネスティング計算領域 II

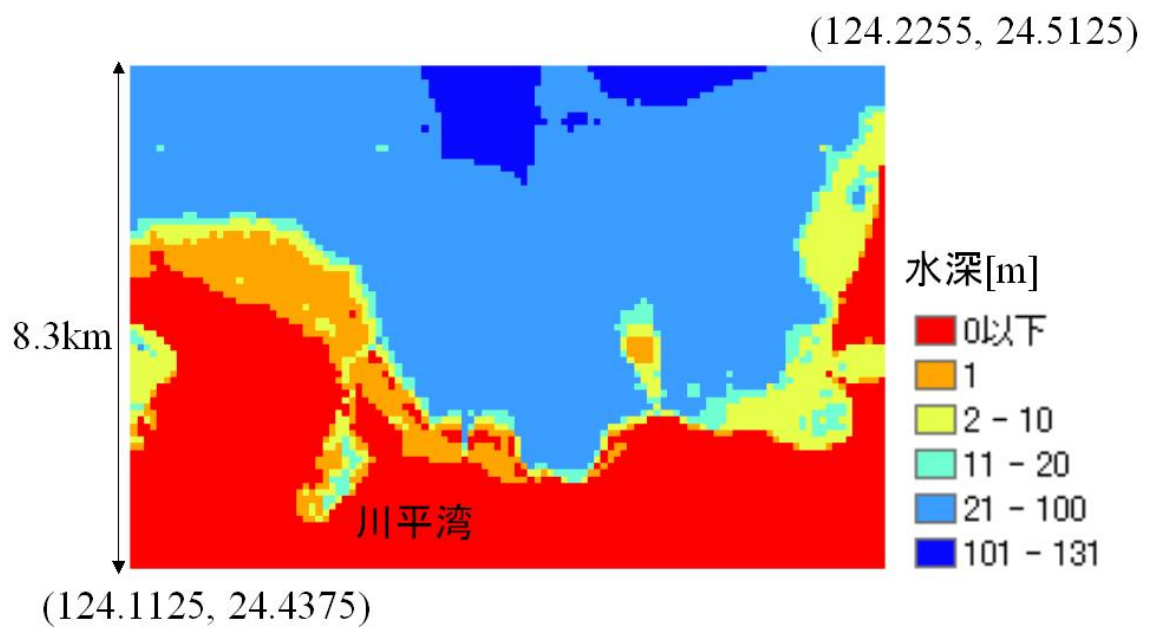


図 5-12. SWAN によるネスティング計算領域 III

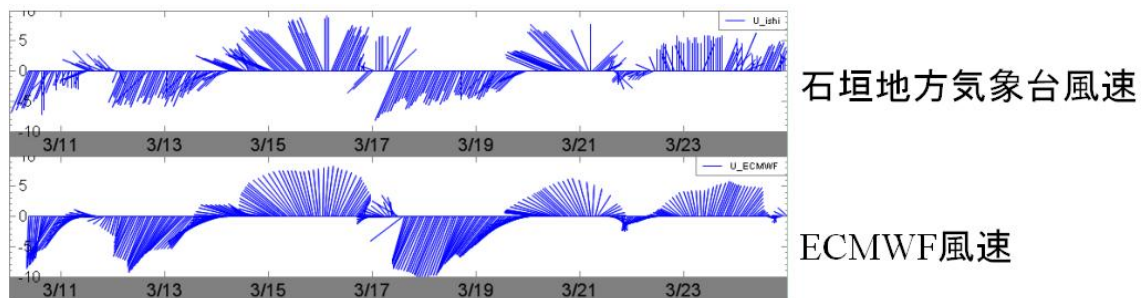


図 5-13. 石垣地方気象台および ECMWF による風速データの比較

※Y 軸の単位は[m/s]。

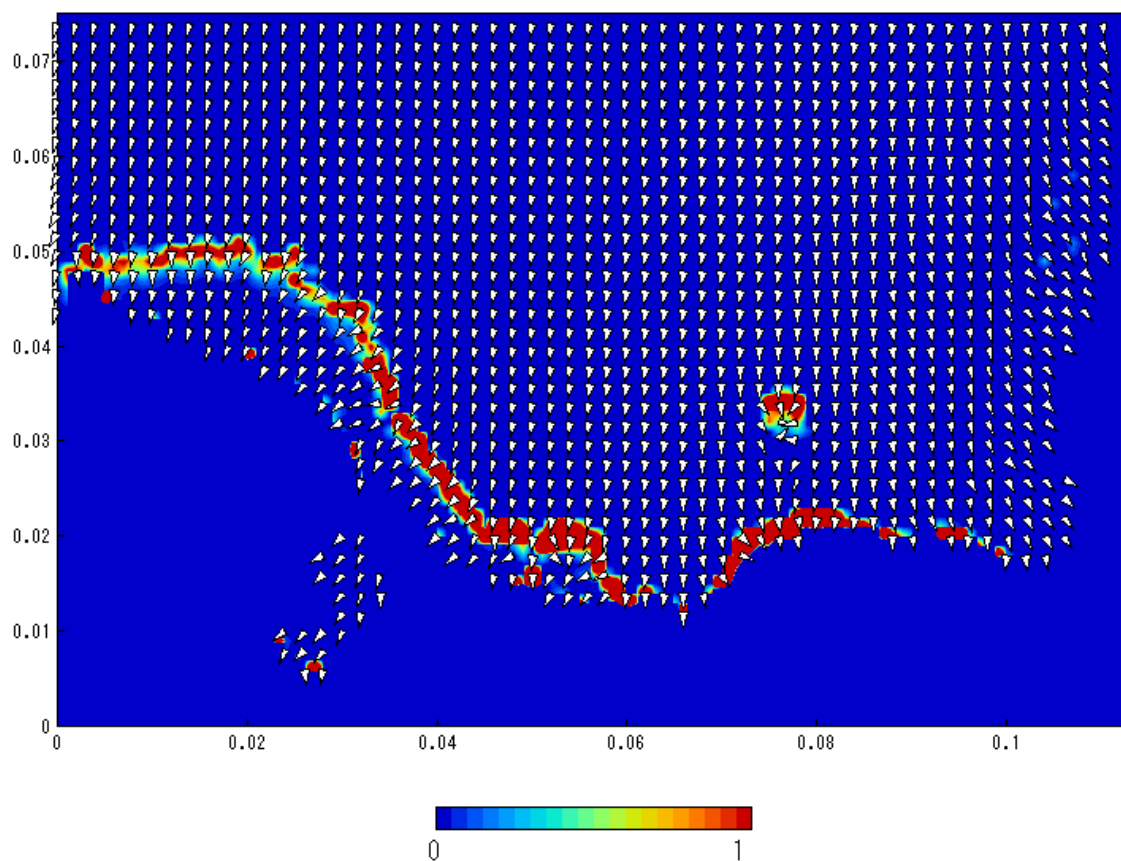


図 5-14. ネスティング計算領域 III の平均波向と砕波率 (NNE 風卓越時; 1995/3/18 12 時)

※ 三角矢印は平均波向、コンターは砕波率を表す。

※ 砕波率の定義は Battjes and Janssen^[57]による。軸目盛りの単位は度。本節の以下の図でも同様。

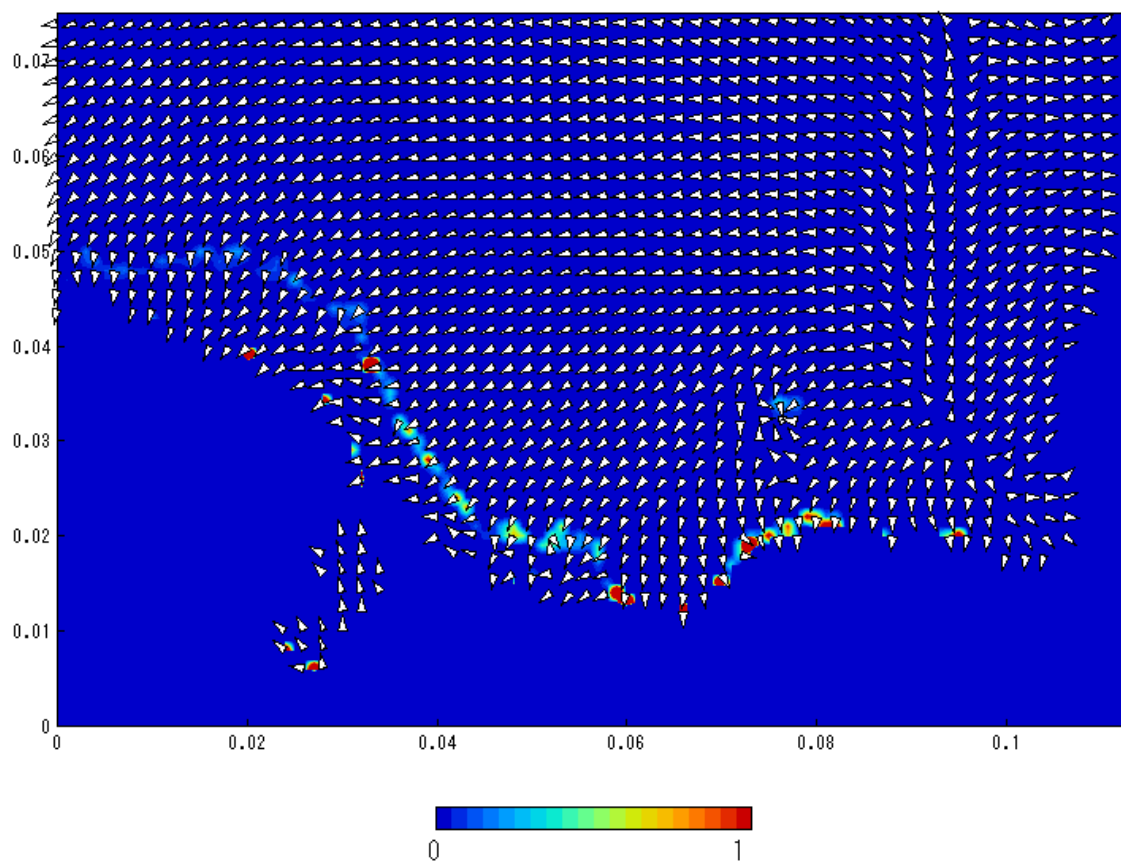


図 5-15. ネスティング計算領域 III の平均波向と砕波率 (SSW 風卓越時; 1995/3/15 12 時)

※三角矢印は平均波向、コンターは砕波率を表す。

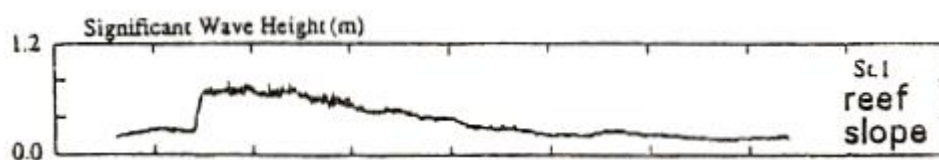


図 5-16. 礁斜面の St.1 における有義波高時系列

※出所：中村ら[18]

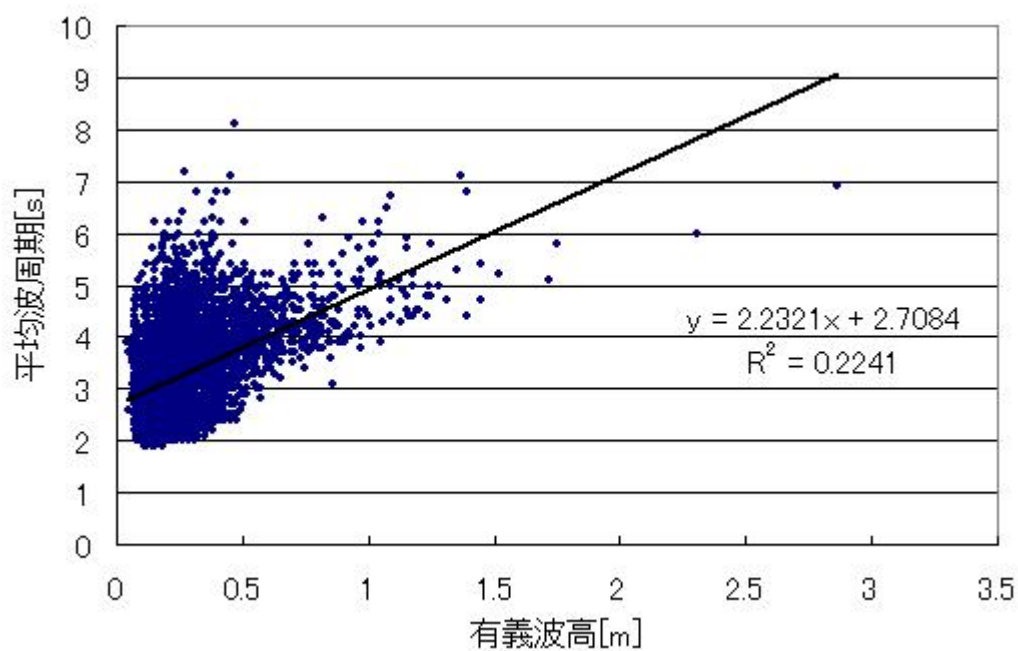


図 5-17. 有義波高と平均波周期の散布図および回帰直線

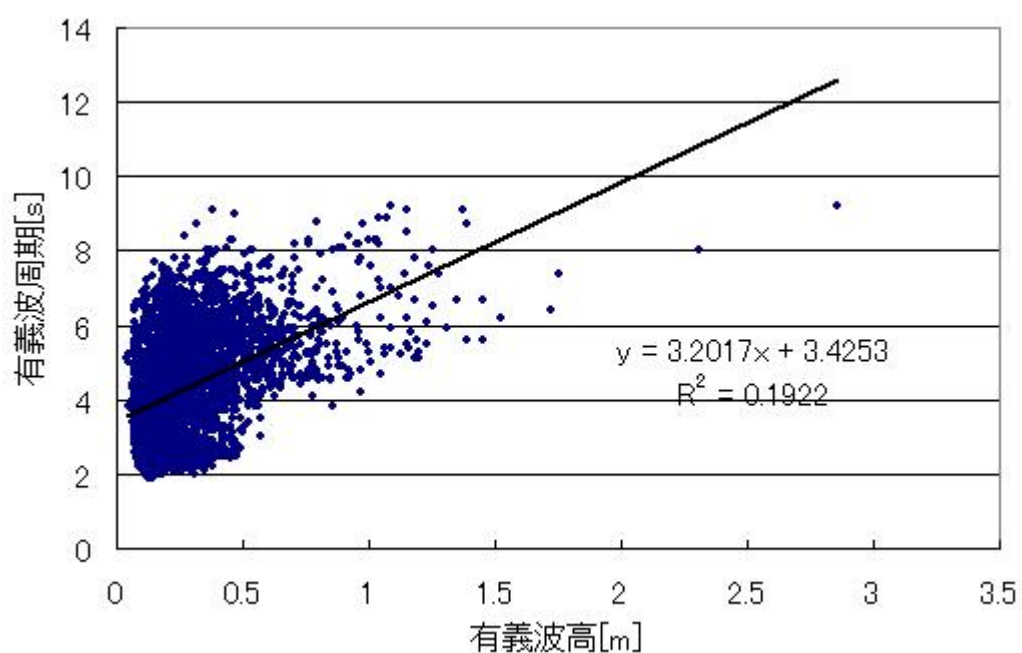


図 5-18. 有義波高と有義波周期の散布図および回帰直線

5.2.2.2 計算条件と計算結果

計算条件を表 5-4に示す。計算された有義波高時系列は、中村ら^[18]が観測したそれとよ

く一致した（図 5-19）。これは開境界条件の妥当性を示している。

計算結果のうち、沖合有義波高がほぼ等しいある干潮時および満潮時における、波応力および有義波高を図 5-20および図 5-22に、碎波率を図 5-21および図 5-23に例示する。

干潮時（沖合有義波高 68cm）には、沖から入射した波が礁嶺で碎波しエネルギーを散逸することで、礁池内の有義波高が礁嶺外に比べて明確に小さくなっている。礁嶺上では、碎波前後の波高差が radiation 応力の勾配を生じ、岸向きの波応力が顕著である。礁斜面には沖向きの応力も存在するが、これは礁斜面における水深勾配によって、式(1.44)における群速度と位相速度の比 n が変化するために生じる。

満潮時（沖合有義波高 71cm）には、礁嶺での碎波率が極めて低く、礁嶺内外の有義波高の差が不明確である。礁嶺上の岸向きの波応力が、礁斜面における沖向きの応力より小さくなる場所が多い。

式(1.45)(1.46)に示したように、実際に流れは、波応力そのものではなく、波応力を水深で割ったものを駆動力とする。上記の干潮時および満潮時における、水深で割った波応力の分布を図 5-24および図 5-25に示す。干潮時は満潮時に比べて碎波が起こりやすいだけでなく、礁嶺上の水深が小さいため、岸向きの応力が満潮時のそれと比べて非常に大きい。また、礁嶺は礁斜面より水深が小さいために、水深で割ることによって、岸向きの応力が、沖向きの応力に比べて圧倒的に大きくなっている。低潮位時には、大きな岸向きの応力が、礁池内に流れ込む流れを駆動することが予想される。ただし、岸向きの応力は一様ではなく、沿岸方向にも不均一性が顕著である。

満潮時には、干潮時に比べて岸向きの応力が非常に小さく、ベクトルを図 5-24と同じ基準で描いた図 5-25では、よく読み取れない。そこで図 5-26に、ベクトルを 5 倍に拡大した図を描いた。礁嶺が礁斜面より水深が小さいために、図 5-22と比べると、岸向きの応力が、沖向きの応力に対して相対的に大きくなっている。ただし、干潮時のように、沖向きの応力に対して優位ではない。いずれにせよ、満潮時には、波による流れへの影響は、干潮時のそれと比べて非常に小さいと考えられる。

表 5-4. SWAN による波浪再現計算の計算条件

| | |
|---------|---------------------------|
| 計算期間 | 1995/3/15～1995/3/23 12:00 |
| 時間刻み | 15 分 |
| 座標系 | デカルト座標系 |
| 水深分布 | 前節で作成した SWAN 用水深分布（図 5-7） |
| グリッド数 | 210×246 |
| グリッドサイズ | 34m×17m |
| 水位 | 同期間の石垣港に関する潮汐推算値 |
| 風速 | 期間を通じて 0 |

| | |
|--------------------|-------------------------|
| 左開境界条件 | 無反射境界 |
| 上開境界条件 | 前項で作成した開境界条件を入力 |
| 底面摩擦・非線形相互作用・白波・砕波 | SWAN デフォルトのモデル・パラメータを使用 |
| 回折 | 無視（計算の安定のため） |
| 差分スキーム | BSBT（計算の安定のため） |

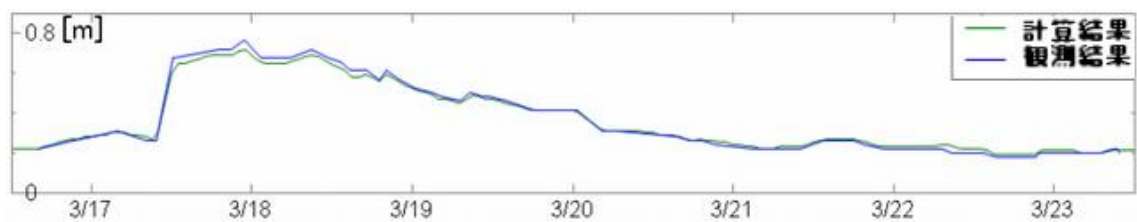


図 5-19. St.1 における中村ら[18]の有義波高観測結果と SWAN の再現計算結果の比較

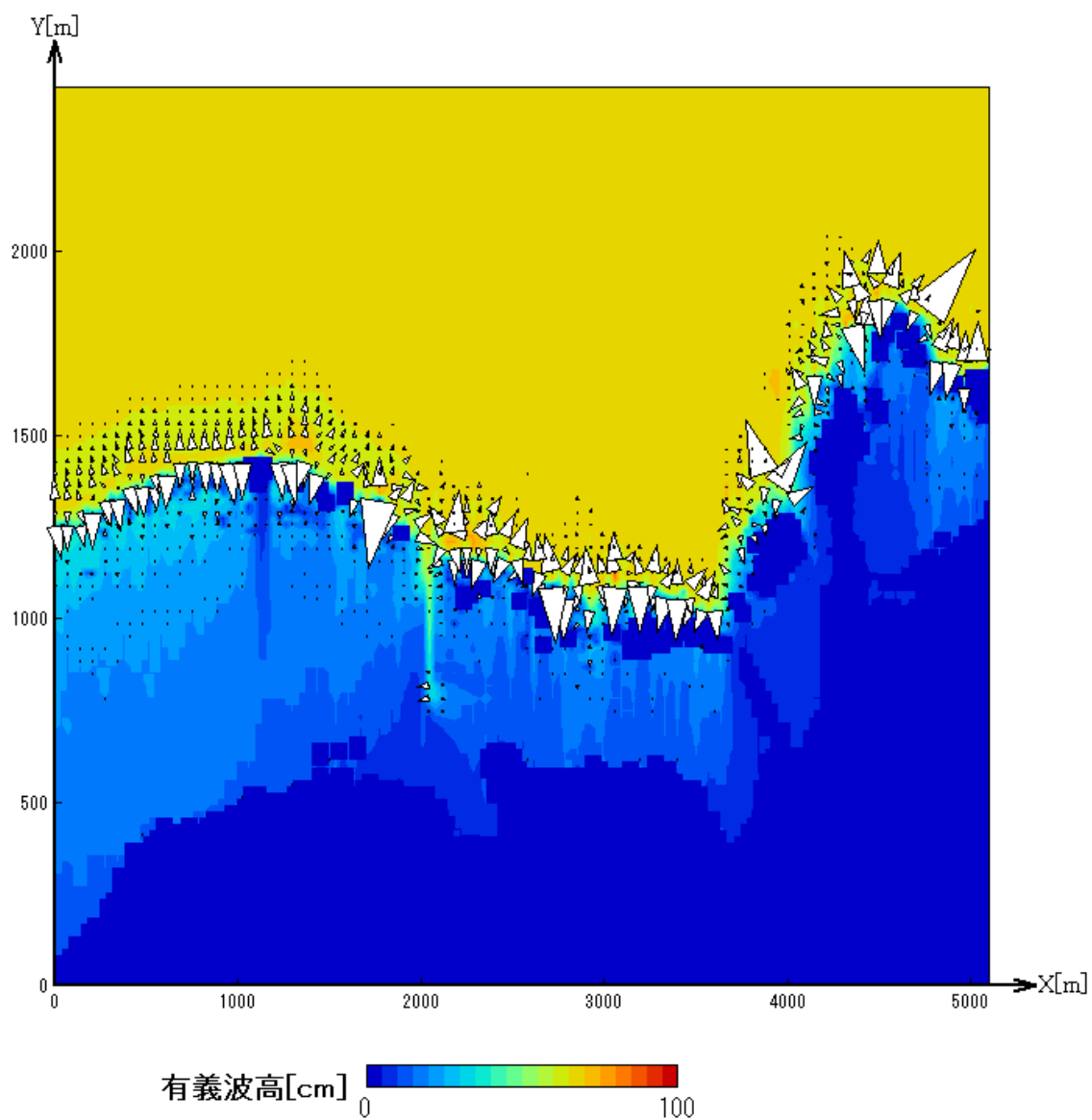


図 5-20. 波応力ベクトルおよび有義波高の再現計算結果（干潮時；1995/3/18 2 時）

※見易さのため、ベクトルはXY 各方向について 2 グリッドにつき 1 本描画している。
本節以下同様。

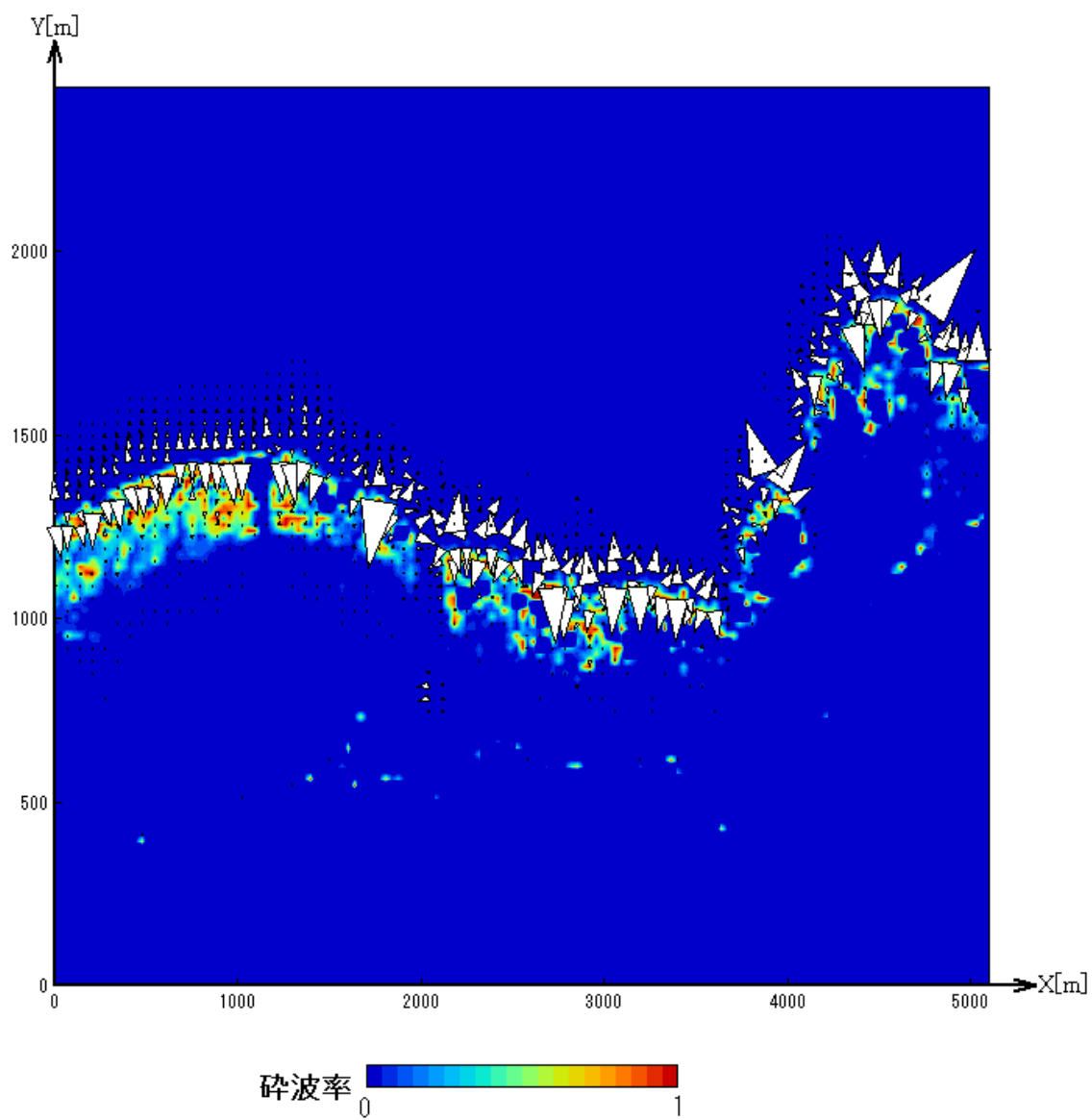


図 5-21. 波応力ベクトルおよび碎波率の再現計算結果（干潮時；1995/3/18 2 時）

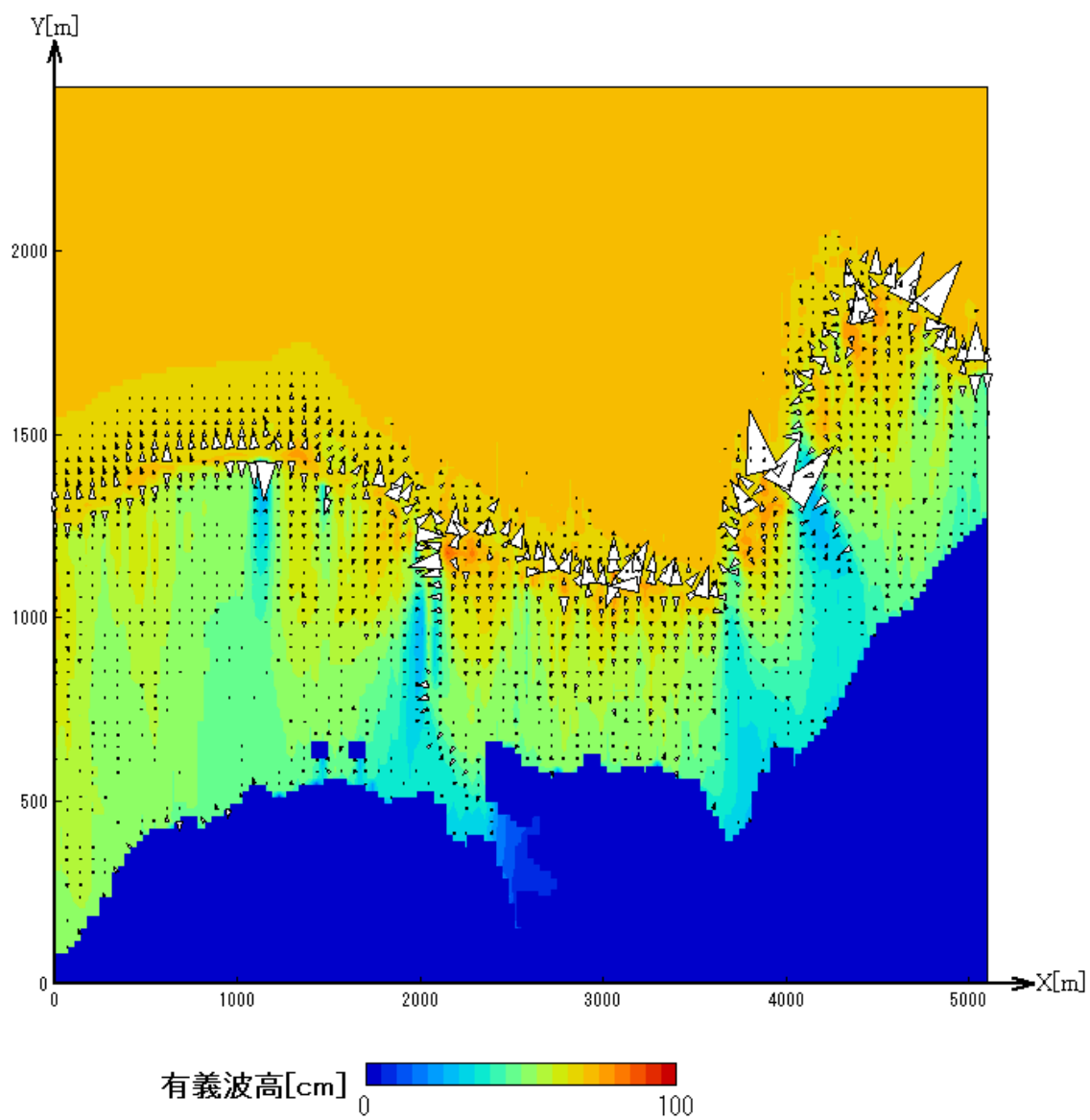


図 5-22. 波応力ベクトルおよび有義波高の再現計算結果（満潮時；1995/3/18 8 時）

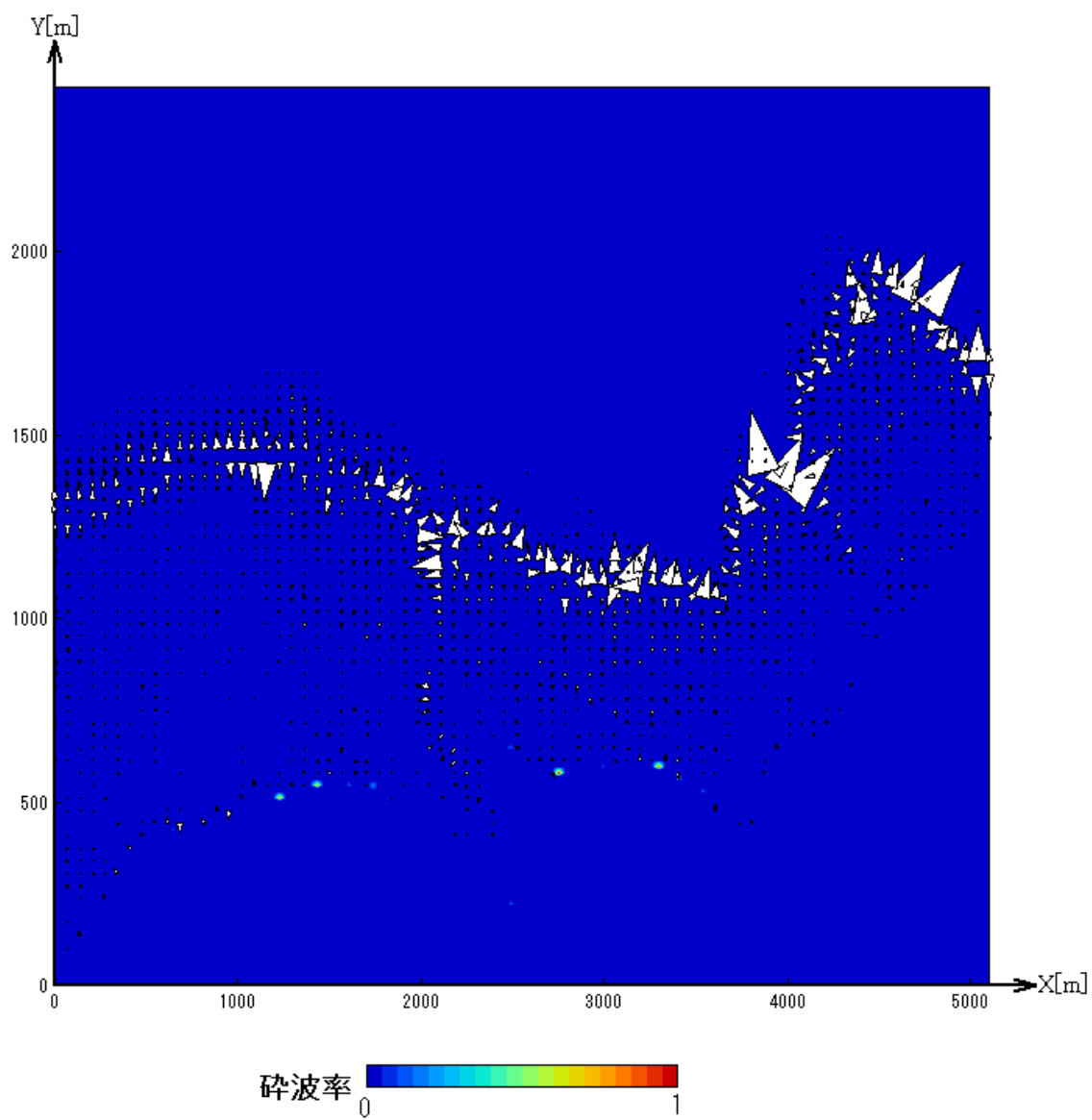


図 5-23. 波応力ベクトルおよび碎波率の再現計算結果（満潮時；1995/3/18 8 時）

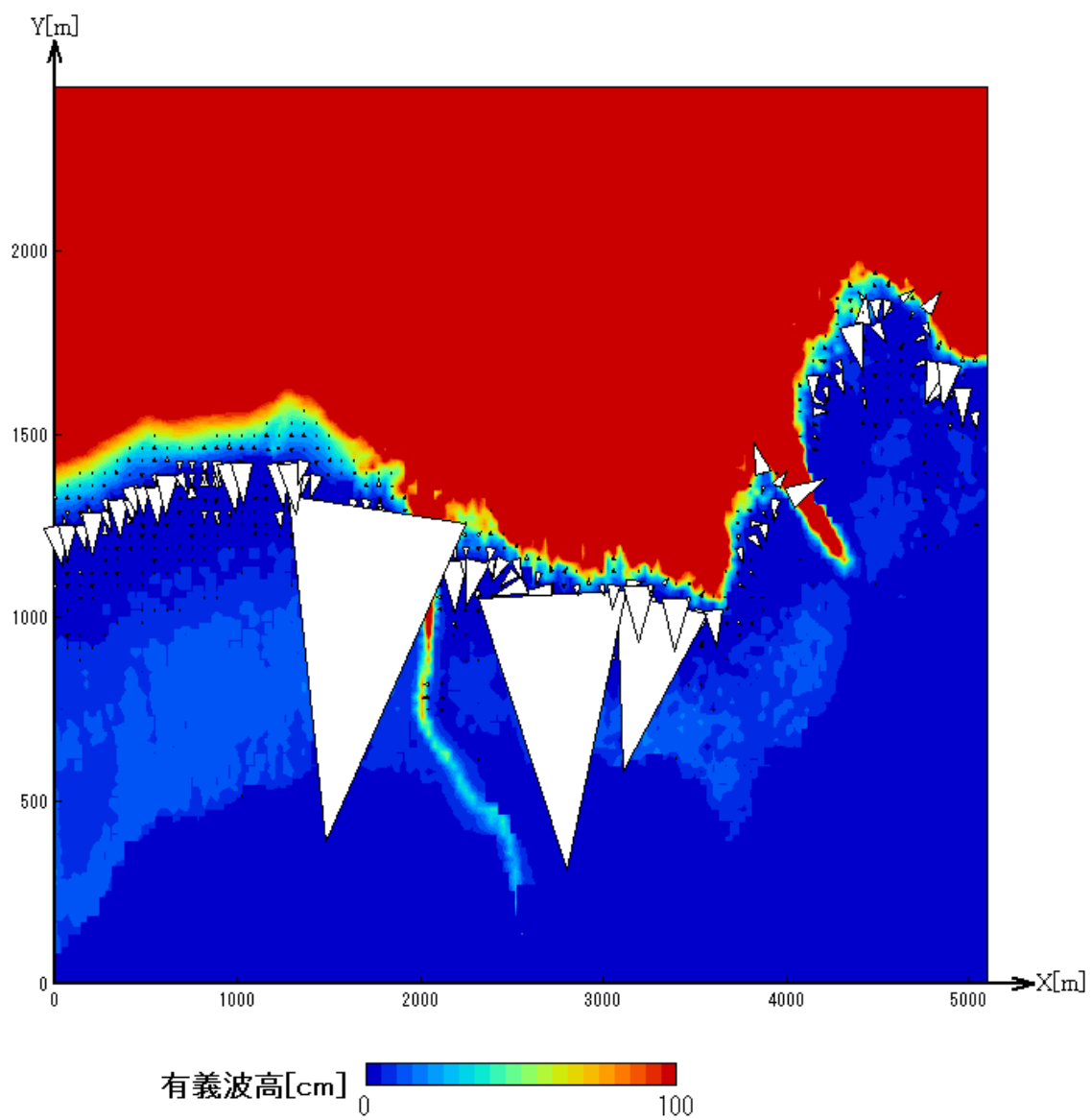


図 5-24. 水深で割った波応力ベクトルおよび有義波高（干潮時；1995/3/18 2 時）

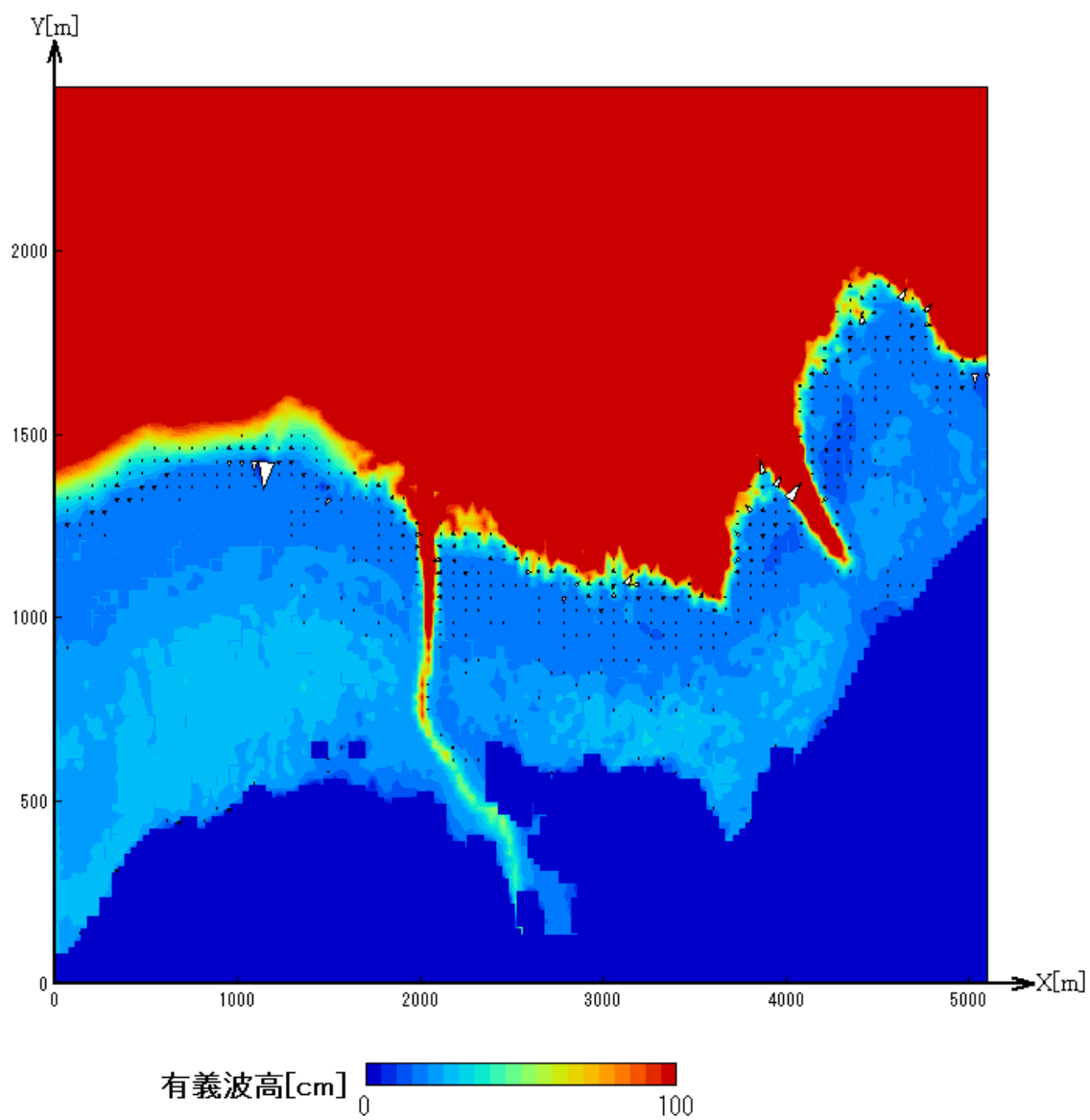


図 5-25. 水深で割った波応力ベクトルおよび有義波高（満潮時；1995/3/18 8 時）

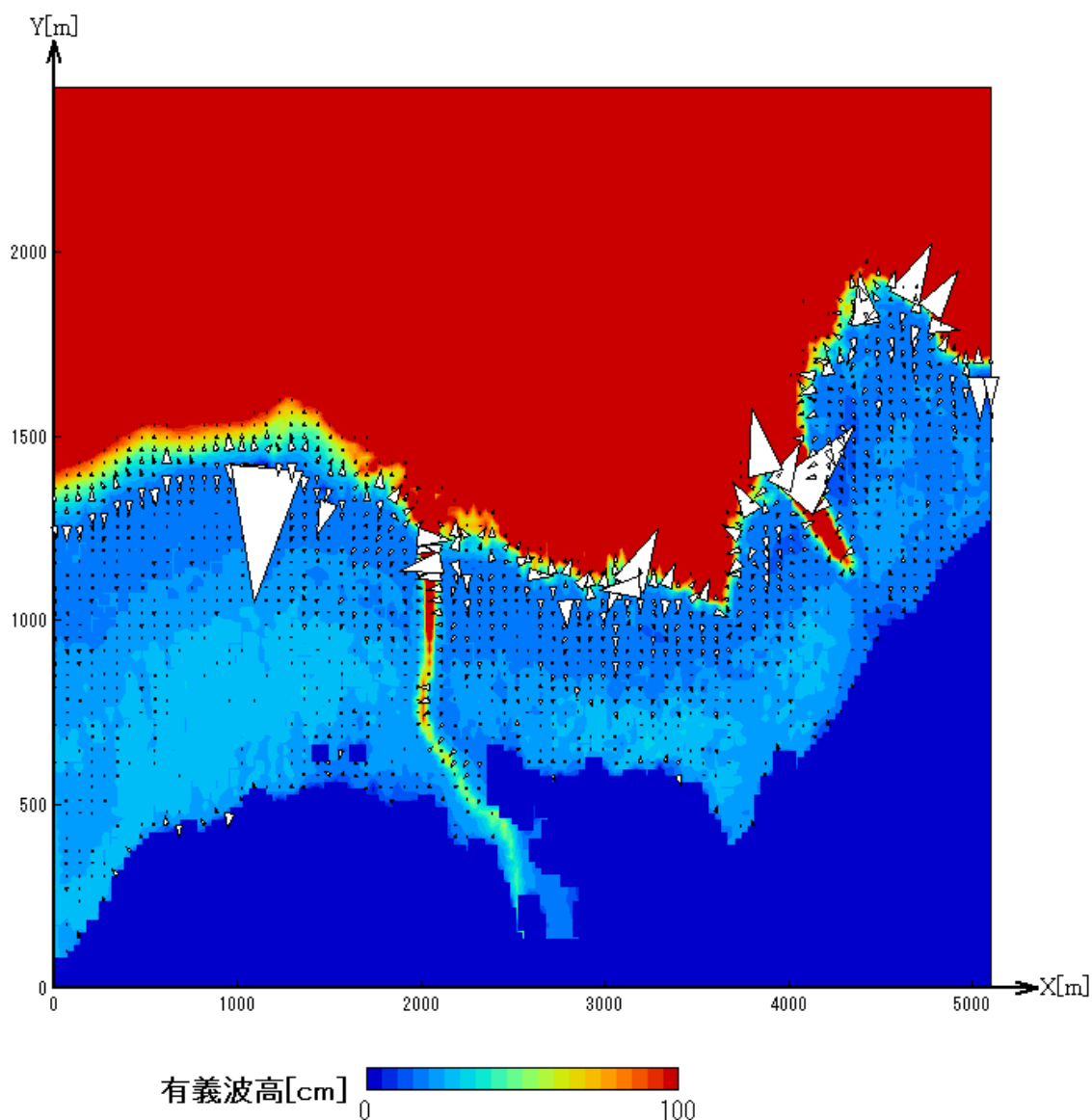


図 5-26. 水深で割った波応力ベクトル (拡大) および有義波高 (満潮時; 1995/3/18 8 時)

※図 5-25のベクトルを 5 倍に拡大した図である。

5.2.3 流動計算

5.2.3.1 計算条件

WESTECH3D を用いた流動計算の計算条件を表 5-5 に示す。水平渦動粘性係数および水平拡散係数は、リチャードソンの 4/3 乗則に従って求めた。*をつけた項目に関しては、条件を変えた計算も試みたが、計算結果に大差がなかったので詳細を省略する。

表 5-5. WESTECH3D による流動再現計算の計算条件

| | |
|----------------------------------|--|
| 計算期間 | 1995/3/15～1995/3/23 12:00 |
| 時間刻み | 6 秒 |
| 水深分布 | 前節で作成した WESTECH 用水深分布 (図 5-6) |
| X 方向メッシュ数 | 151 |
| Y 方向メッシュ数 | 123 |
| σ 方向メッシュ数 | 10 |
| XY 方向メッシュサイズ[m] | 34 |
| 気象データ | 同期間の石垣地方気象台による観測データ |
| 左右境界条件 | slip 壁条件 |
| 上開境界条件 | 水位：同期間の石垣港に関する潮汐推算データを強制入力 流速：勾配ゼロ条件 |
| 底面摩擦係数* | 水深 2m 以上では 0.0026。 水深 2m 未満では中村ら ^[18] と同様に水深に依存させて与えた。 |
| 水平渦動粘性係数* [m ² /s] | 0.05 |
| 水平渦拡散係数* [m ² /s] | 0.05 |
| コリオリ力* | 非考慮 |
| 干出の閾値 X[m] * | 0.01 |
| 冠水の閾値 Y[m] * | 0.1 |

5.2.3.2 計算結果

再現性の検討

図 5-27に、中村ら^[18]の流速観測結果を、図 5-28に、本研究による再現計算結果を示す。概ね再現できている点は、次の通りである。

- 北～北東風卓越期間における流向：St.2 で岸沖方向岸向きの流れ、St.3 で潮汐に対応した沿岸方向の流れ、St.5 で沿岸方向水路向きの流れが生じている。
- 北～北東風卓越期間における、3 観測点における相対的な流速レベル：St.5、St.2、St.3 の順に流速絶対値が小さくなっている。

また再現性が悪い点は、次の通りである。

- 北～北東風卓越期間の、St.2・St.5 における流速レベル：ともに観測結果よりも小さい。
- 南よりの風が卓越する期間における流向：計算結果は観測結果と異なり、南よりの風が卓越する期間に北向きの流速が卓越する。

次に、再現性に問題を生じた原因として、入力した風データの妥当性を検討する。

風データの妥当性の問題

川平周辺の気象台・アメダスの立地を図 5-29に示す。川平は石垣島北西部にあり、石垣島最高峰の於茂登岳（標高 402.4m）を南東に擁している。今回の再現計算で用いた気象データは石垣地方気象台ものであるが、石垣地方気象台は山地を北に控えた石垣島南部にあり、川平とは風況が異なる可能性がある。実際に、各気象台・アメダスにおける 1995 年 3 月の風配図（図 5-30）、再現計算期間における各気象台・アメダスにおける風速ベクトル（図 5-31）では、地点により顕著な差が存在することが分かる。

公表されている川平の風データは少なく、気象台のデータと直接比較することができないが、貴重な資料として 1978 年 3 月の定時風向観測に基づく風配図を図 5-32に示す。この風配図によれば、南北の風が卓越し、南東風は少ないが、もし 1995 年においてもこの傾向が同様であったとすれば、北北東に加えて東南東・南南東の風が多い石垣気象台（図 5-30）の風データは、川平湾周辺海域の再現計算への入力として適切でないことになる。

再現計算期間における川平の真の風況は不明であるが、上記の再現計算では、北よりの風の影響が弱く、南よりの風の影響が強かった。もしその原因が、風データの妥当性にあるとすれば、北よりの風を強め、南よりの風を弱めることで、何らかの再現性の改善が見られると予想される。そこで、先の再現計算に用いた石垣地方気象台の風データに対し、北よりの風（西北西～東北東）の風速を 2 倍に、それ以外の風の風速を 0.25 倍にする改変を施した上で、再び同様の計算を試みた。結果を図 5-33に示す。St.2、St.5 において、北～北東風卓越期間における流速レベルが大きくなり、南よりの風の卓越期間における北向きの流速が若干小さくなった結果、再現性が向上した。

以上から、入力した風データの妥当性に問題がある可能性はあるものの、川平における風データの不足から、断定することはできない。今後、川平における風況観測を実施することが望まれる。

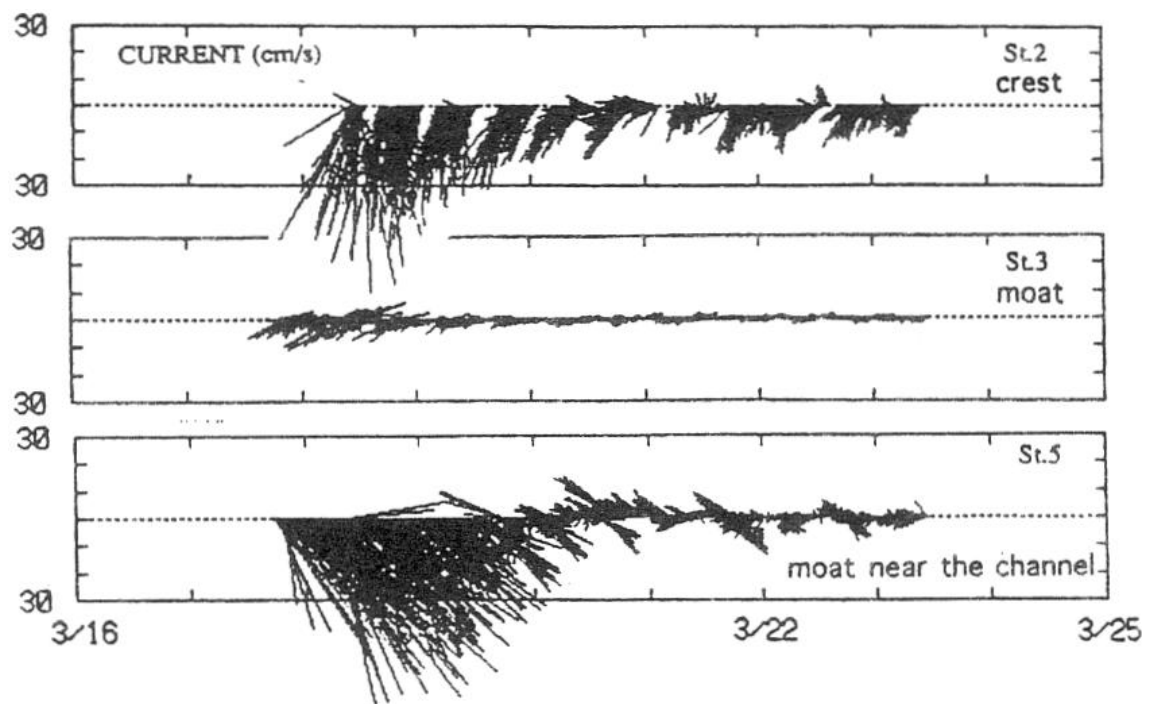


図 5-27. 川平湾外サンゴ礁 3 点で観測された流速ベクトル時系列

※中村ら[18]の観測結果より作成

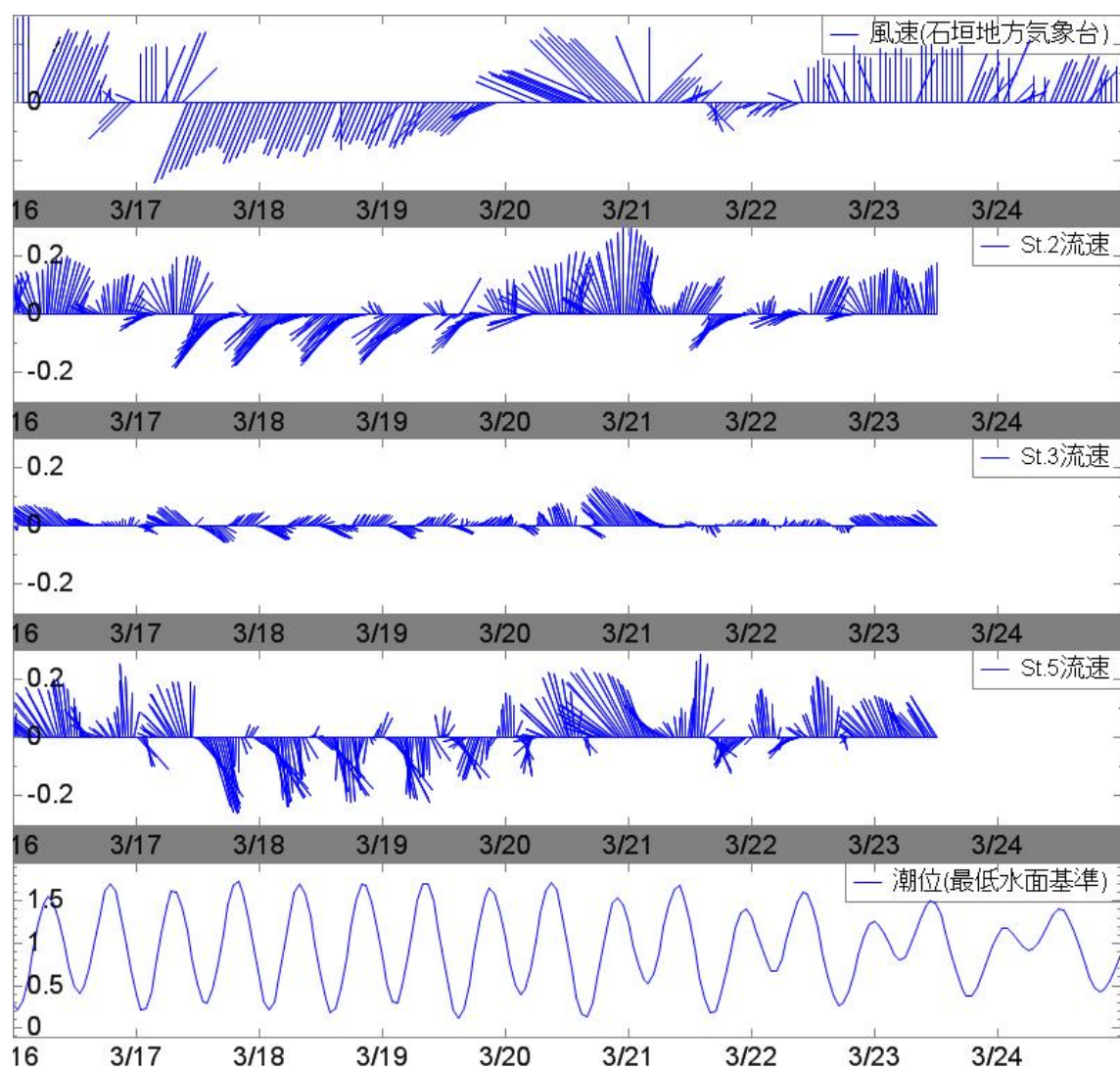


図 5-28. 流速再現計算結果および入力した風速・潮位



図 5-29. 川平周辺における気象台・アメダスの立地

※出所：気象庁 電子閲覧室：<http://www.data.kishou.go.jp/index.htm>

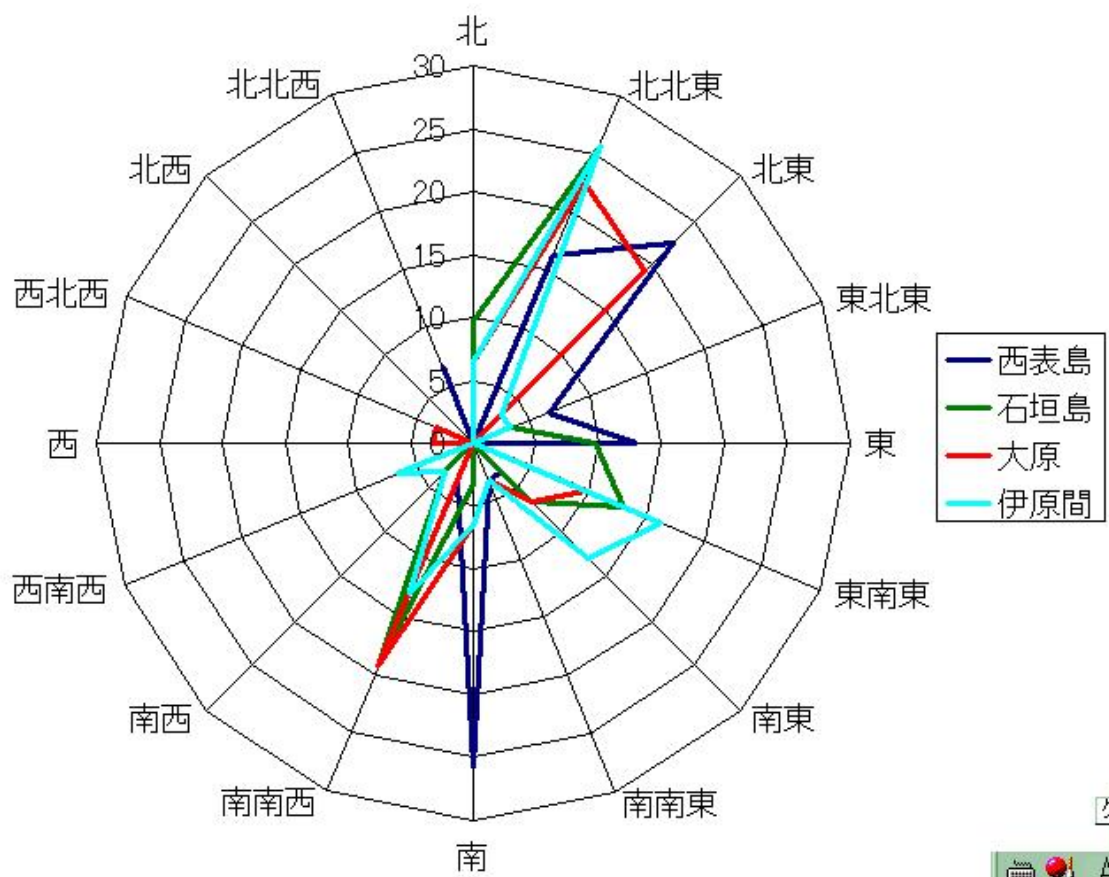


図 5-30. 川平周辺の気象台・アメダスにおける 1995 年 3 月の風配図

※データ出所：気象庁 電子閲覧室：<http://www.data.kishou.go.jp/index.htm>

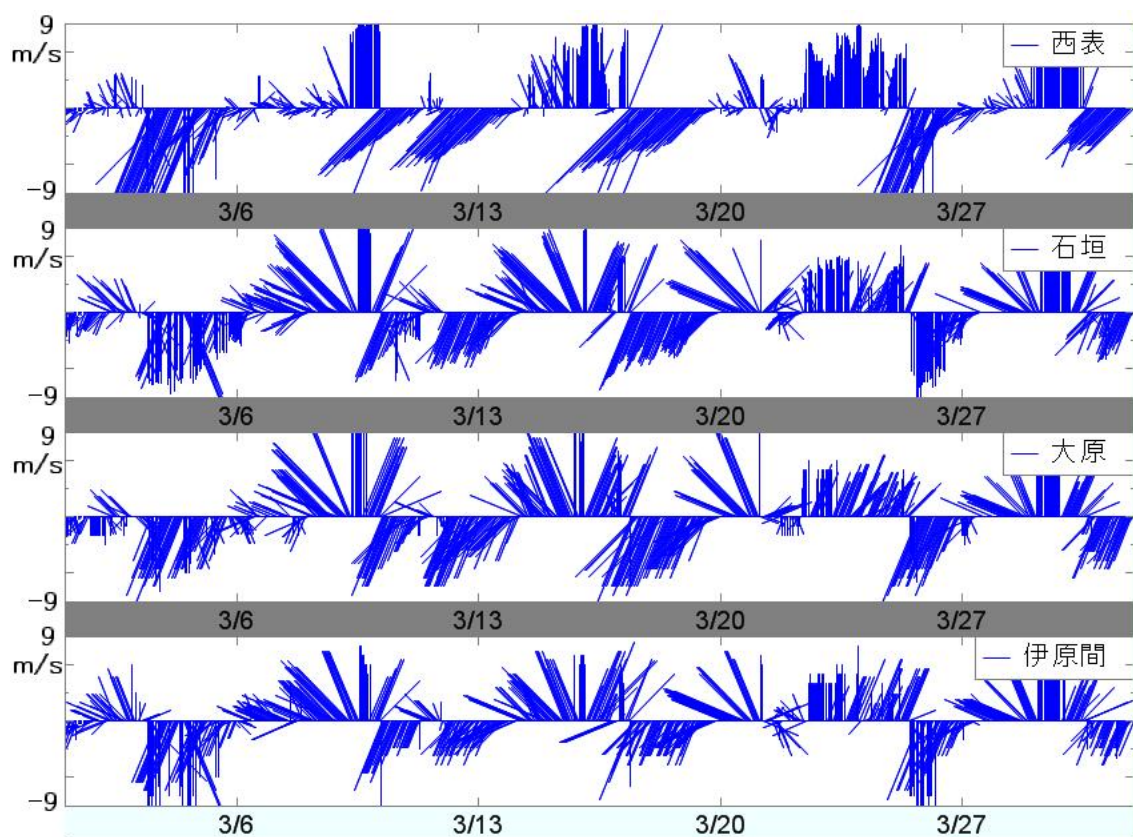


図 5-31. 川平周辺の気象台・アメダスにおける風速ベクトルの比較

※データ出所：気象庁 電子閲覧室：<http://www.data.kishou.go.jp/index.htm>

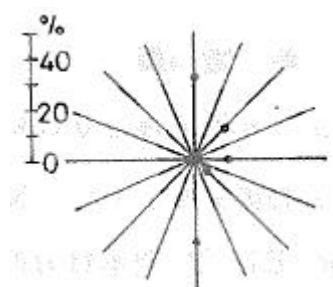


図 5-32. 1978 年 3 月の定時（午前 9:00）の風向率

※出所：沖縄県水産海洋研究センター，昭和 53 年度事業報告書，p.127

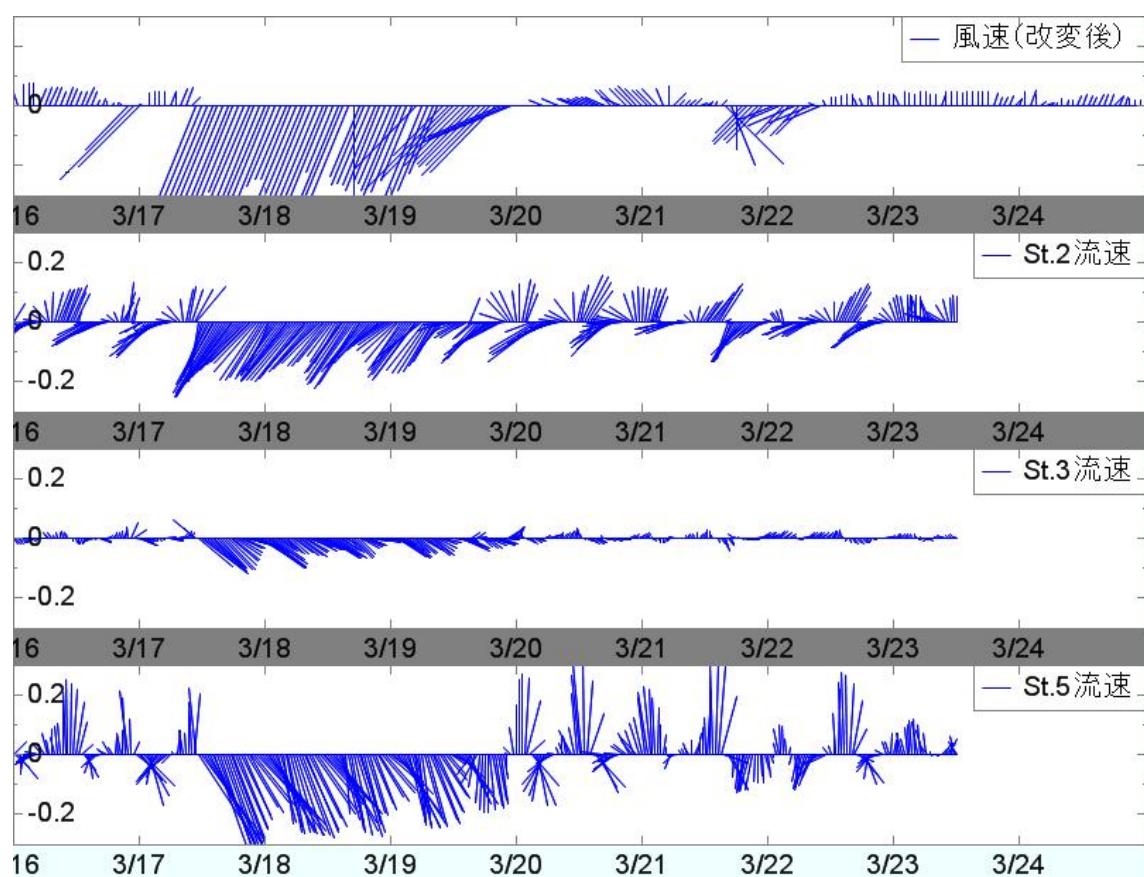


図 5-33. 風データを改変した場合の流速再現計算結果および入力風速

6. 数値実験

6.1 平均的气象条件における定常状態の計算

6.1.1はじめに

本章では、第 4・5 章で構築・検証された物理モデルを用いた数値実験を行う。本節では、川平湾周辺海域における平均的な流速場・水温場・塩分場を把握することを目的とした数値実験を行う。すなわち、冬季および夏季について、平均的かつ定常な気象・河川・潮汐・波浪条件を WESTECH3D に入力し、流速場・水温場・塩分場が定常状態に達するまで流動計算を行う。計算された定常状態と、サンゴ分布との関係を考察する。

物理モデルは非線形系であるため、平均的な気象・河川・潮汐・波浪条件を入力しても、厳密には平均的な流速場・水温場・塩分場が得られるわけではない。しかし計算結果から、何らかの一般的性質が示される可能性はあると考えられる。

6.1.2計算条件

平均気温が最低となる 1 月を冬季の、最高となる 7 月を夏季の代表として、両月における平均的气象・河川・潮汐・波浪条件を作成した。

気象条件

1 月、7 月における平年値を用いた。降水量については川平アメダスの平年値、それ以外の項目は石垣地方気象台の平年値を用いた。表 6-1 に、参照した気候略表の項目とモデルへの入力項目の対応、およびモデルへの入力値を示す。平年値データ元は、沖縄気象台の Web サイト (<http://www.okinawa-jma.go.jp/>) で配布されている「川平の気候略表」および「石垣島の気候略表」である。

石垣地方気象台の平年値における最多風向は、6 月から 8 月にかけて SSW、9 月から 3 月にかけて NNE である。従って、7 月・1 月は風に関しても夏・冬をそれぞれ代表していると言える。

河川条件

川平湾に流入する小河川は 8 本しか存在しないが、淡水流入としては、地下水の湧き出し・排水口からの流入等も重要である^[58]。ここで作成する河川条件は、河川による流量だけでなく、降水を除くその他の淡水流入も含めたものである。

50m メッシュ標高データから、流動計算領域に隣接する川平湾周辺の陸域を 52 の集水域に分割した後、各集水域に海域への流出点を設定した。流出点は、集水域の海岸から近く、かつ干出しないセルとした。そして各流出点において、降水量に基づいた流量を与え

た。すなわち、

$$(\text{流量}) = (\text{降水量}) \times (\text{集水域面積}) \times (\text{流入率})$$

ここに流入率は、降水が蒸発・地下浸透せずに流出する割合であり、松田^[17]が記している70%を用いた。

潮汐条件

石垣港における M2 分潮の調和定数（1969～1999）の平均値 43.748[cm]を用いた。潮汐条件は 1 月と 7 月で同じである。潮汐調和定数のデータ元：

産業技術総合研究所の Web サイト内（<http://staff.aist.go.jp/hashimoto.e/>）

波浪条件

M2 分潮の 5 つの潮位段階において SWAN を用いた定常状態の計算を行い、出力された波応力の線形補間によって、波応力の分布の時系列を作成した。計算条件の一覧を表 6-2 に示す。5 つの潮位段階とは、振幅 $A=43.748[\text{cm}]$ としたとき、M2 分潮の平均水面を基準に $-A, -A/2, 0, A/2, A[\text{cm}]$ である。

前章の再現計算と異なるのは、定常状態の計算であることと、上開境界条件のみである。上開境界条件となる、有義波高・平均波周期・ピーク波向・方向分散性のパラメータは以下のように求めた。まず、中村ら^[18]が St.1（図 5-8）について作成した風速と有義波高の関係式（次に示す）を、表 6-1の風データに適用し、St.1 の有義波高を計算した。

$$\begin{cases} H_{1/3} = 0.221 & (V_w < 1.3) \\ H_{1/3} = 0.1892V_w + 0.0545 & (V_w \geq 1.3) \end{cases} \quad (1.58)$$

ここに、 $H_{1/3}[\text{m}]$ は有義波高、 $V_w[\text{m/s}]$ は中村らの表現では「風速のリーフに垂直な成分（外洋からリーフに向かう向きを正）」であるが、本研究の計算領域（図 5-7参照）では「風速の Y 軸に平行な成分（Y 軸負の向きを正）」に相当する。

次に、前章と同じ回帰式（式(1.57)）によって平均波周期を求めた。ピーク波向は前章と同じく Y 軸負の向き、方向分散性のパラメータは 10 度とした。

表 6-1. 定常状態の計算用に作成された 1 月および 7 月の気象条件

| データ元の気候略表項目 | モデルへの入力項目 | モデルへの入力値 | |
|-------------|-----------|----------|--------|
| | | 1 月 | 7 月 |
| 平均海面気圧 | 海面気圧(hPa) | 1019.7 | 1007.2 |
| 平均気温 | 気温 (°C) | 18.3 | 29.3 |
| 平均相対湿度 | 相対湿度(%) | 73 | 78 |
| 最多風向 | 風向 | NNE | SSW |
| 平均風速 | 風速(m/s) | 4.9 | 4.9 |

| | | | |
|-------|----------------------------|-------|-------|
| 雲量 | 雲量(0～1) | 0.8 | 0.6 |
| 全天日射量 | 全天日射量(J/m ² /s) | 103.0 | 259.3 |
| 月間降水量 | 降水量(mm/h) | 0.211 | 0.199 |

※ 表の読み方の例：気温の条件は、気候略表の「平均気温」を参照し、1 月については 18.3℃、7 月については 29.3℃をモデルに入力した。

表 6-2. 定常状態の計算における波浪条件作成のための SWAN 計算条件

| | |
|--------------------|---|
| 計算モード | STATIONARY (定常モード) |
| 計算領域 | 前章の SWAN 再現計算用領域と同一 |
| 座標系 | デカルト座標系 |
| 水深分布 | 前節で作成した SWAN 用水深分布 (図 6-7) |
| グリッド数 | 210×246 |
| グリッドサイズ | 34m×17m |
| 水位 | M2 分潮が通過する 5 種類： 0.5605, 0.77925, 0.998, 1.2165, 1.435[m] (最低水面基準) |
| 風速 | 0 |
| 左開境界条件 | 無反射境界 |
| 上開境界条件 | 1 月・7 月の 2 種類： <ul style="list-style-type: none"> ピーク波向：Y 軸負の向き 方向分散性のパラメータ：10 度 有義波高：1 月 0.66m、7 月 0.221m 平均波周期：1 月 4.18s、7 月 3.20s |
| 底面摩擦・非線形相互作用・白波・砕波 | SWAN デフォルトのモデル・パラメータを使用 |
| 回折 | 無視 (計算の安定のため) |
| 差分スキーム | BSBT (計算の安定のため) |

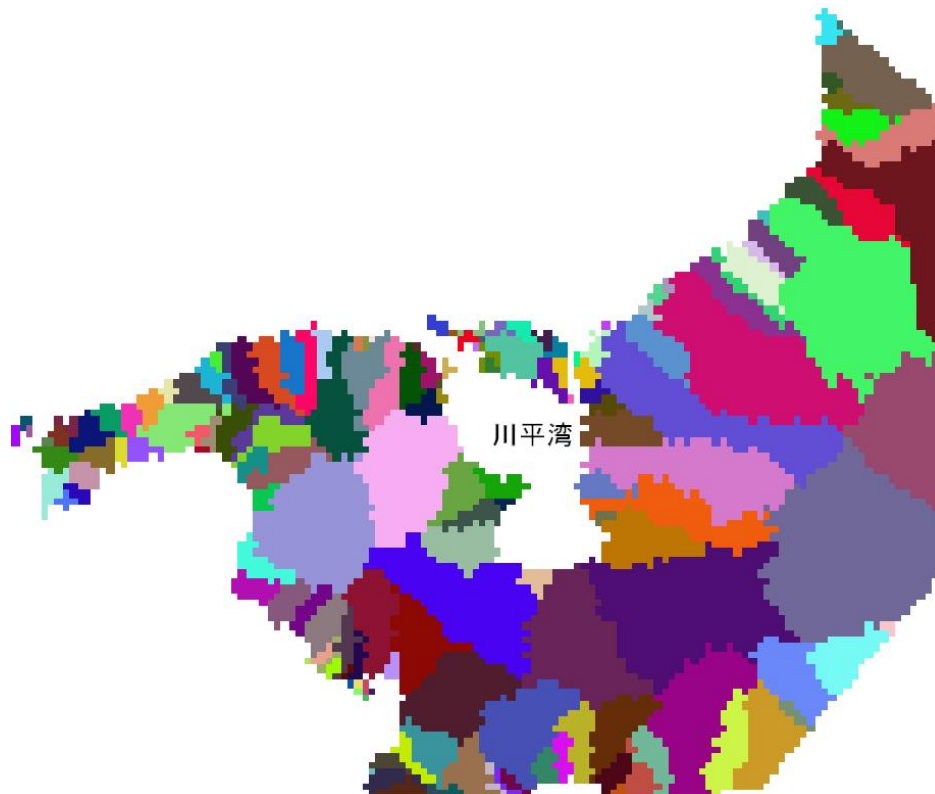


図 6-1. 50m メッシュ標高データから求めた川平湾周辺の集水域

6.1.3 計算結果

6.1.3.1 川平湾の流動構造

湾内のエスチュアリー循環と水温・塩分分布

以下簡単のため、「7 月」「1 月」の語で、それぞれの月における定常状態の計算結果を表す。例えば「7 月の最大底層流速」は、7 月の定常状態における最大底層流速を指すのであって、実際のある年の 7 月におけるそれを指すわけではない。

7 月・1 月の定常状態における上げ潮最大・満潮・下げ潮最大・干潮時の塩分・流速の鉛直断面分布を、図 6-2 から図 6-9 に示す。ただし、以下鉛直断面は、外洋から湾奥まで、湾外では水路、湾内では滞筋深部に沿って設定する。また流速は、特にことわりがない限り、鉛直断面に沿ったベクトル成分をプロットしている。

滞筋では湾奥に流入する河川の影響で、7 月・1 月ともにエスチュアリー循環が存在する。しかし、湾奥に向かう底層流速は、夏が冬より大きい。

図 6-2 から図 6-9 では、水平方向の縮尺が鉛直方向に比べて小さいために、流速ベクトルの方向と、描かれた地形が対応しない欠点がある。そこで鉛直流速を強調し、図の地形に対応した流向をプロットしたのが、図 6-10 から図 6-13 である（これらの図で流速ベク

トルの大きさは意味を持たない)。これらの図によれば、7月には底層流が湾奥までまっすぐ流れているが、1月には湾の中程で上昇し、表層付近で湾口に折り返す流れがある。その結果として、1月は7月より、湾口に向かう流れが鉛直方向に厚いものの、湾奥に向かう流れが弱い。

上下層の密度差は、7月・1月ともに小さく、湾内には波浪の影響が小さいことから、上記のようなエスチュアリー循環の違いは、風向の違いによると考えられる。7月には、4.9m/sのSSW風が吹いており、表層にほぼ湾口向きの応力を与えるが、1月には、4.9m/sのNNE風が、湾奥向きの応力を与える。その結果、7月は1月よりエスチュアリー循環が強く、底層流速が大きくなる。

エスチュアリー循環の違いの結果として、7月・1月の降水量にはほとんど差がないにも関わらず、塩分の分布には顕著な違いが生じている。塩分は、断面方向の勾配が7月に弱く、1月に強い。等塩分線は7月には水平、1月には鉛直に近い。

水温に関しても、7月・1月の違いは塩分と同様である。7月・1月の満潮時における、水温の鉛直断面分布を図6-14・図6-15にそれぞれ示す。7月は鉛直勾配が、1月は水平勾配が顕著な分布を示す。

堀越^[19]は、川平湾において湾奥ほど生物分布が亜熱帯性を帯びることを報告しているが、これは上記のように、1月に湾口湾奥の水温差が顕著であることに関係があるだろう。また堀越は、冬季に湾奥の水温が13℃まで低下し、塩分・水温の同時の低下により、湾奥のひとで類（カスリモミジガイ）の斃死が観察されたことを述べているが、これも上記の計算結果から説明できる。つまり、冬季はエスチュアリー循環が弱く、湾奥において外洋との海水交換が十分に起こらないことによって、塩分・水温の局所的な低下が発生しやすくなるのである。

サンゴも、低塩分や低水温によってストレスを受け、白化することがある。本研究では十分に検討できなかったが、冬季の低水温・低塩分が、サンゴ分布に影響している可能性も十分にある。

湾外海浜流

1月の流速の鉛直断面分布（図6-6～図6-9）では、湾外水路の外洋接続部付近（以下、水路外洋端）において、潮汐の位相に関わらず、常に外洋に流出する向きの流れが観察される。この流れのメカニズムを以下に説明する。

上げ潮最大時の鉛直平均流速の分布を図6-16に、水深で割った波応力の分布を図6-17示す。1月は7月より波が高く、礁嶺での砕波に伴いradiation 応力の勾配が発生し、岸向きの応力、および礁池内のwave setupが生じる。ところが、岸沖方向に礁嶺と同じ位置にある水路外洋端では、水深が深く、砕波が起こらないため、波による岸向きの応力およびwave setupが小さい。そのため、結果として周辺より水位が低くなると同時に、水路外洋端に周辺の水が流れ込む海浜流が発生する。

この海浜流は、海水交換にとって重要な役割を果たすことが、後の粒子追跡実験により明らかになる。

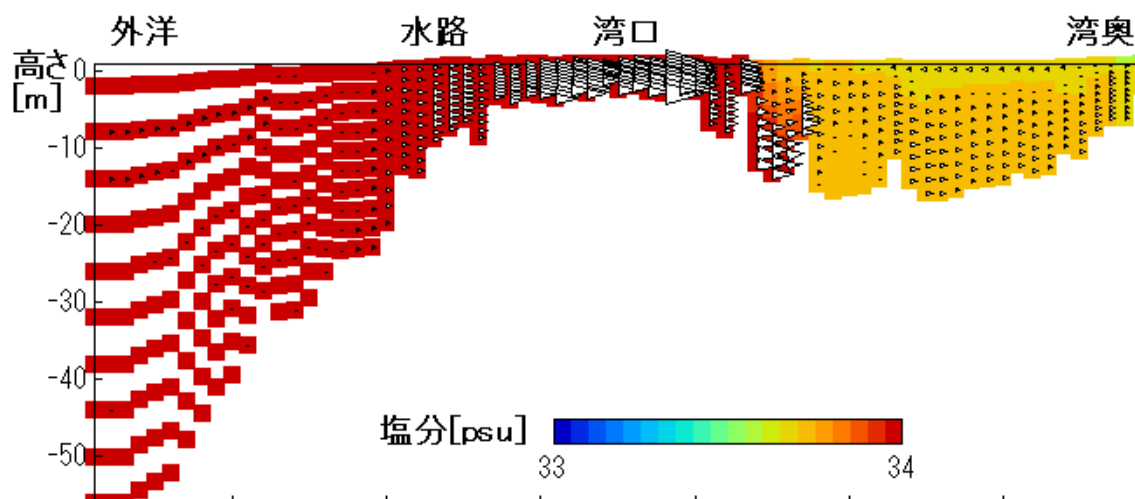


図 6-2. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（7月；上げ潮最大）

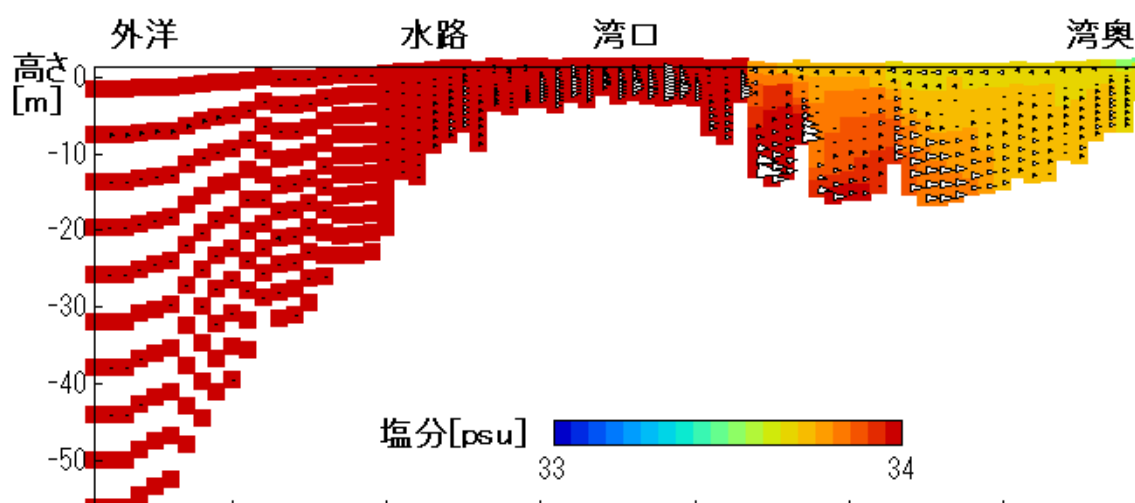


図 6-3. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（7月；満潮）

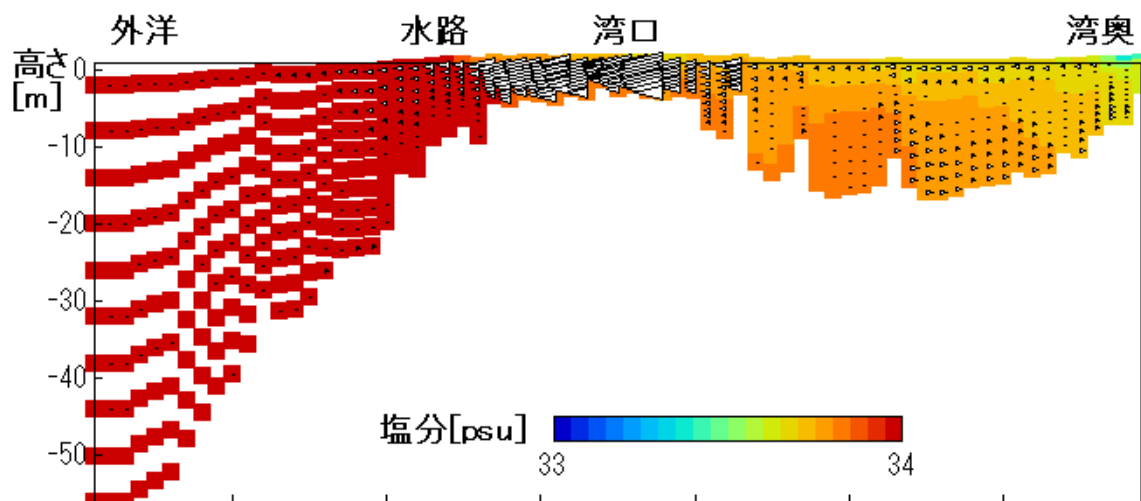


図 6-4. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（7 月；下げ潮最大）

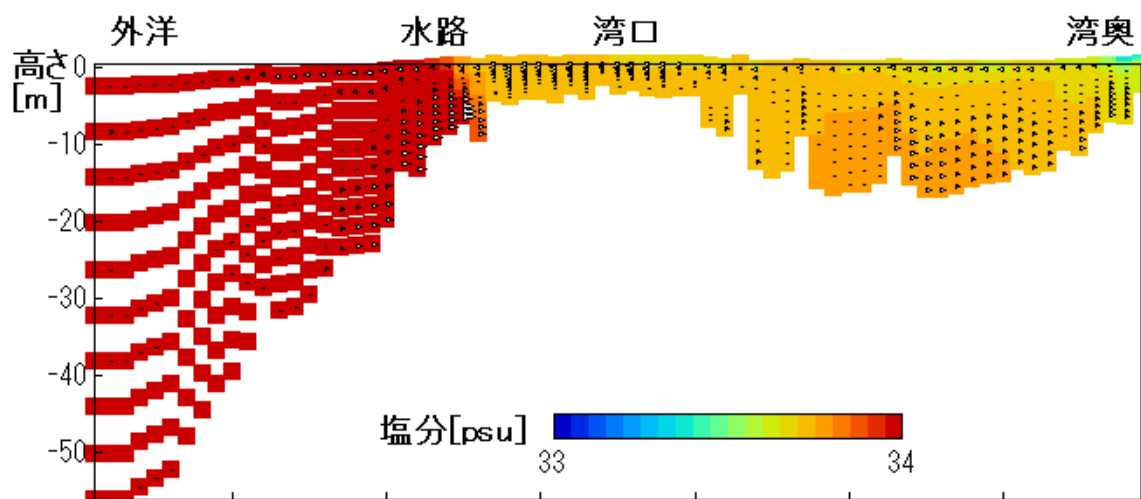


図 6-5. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（7 月；干潮）

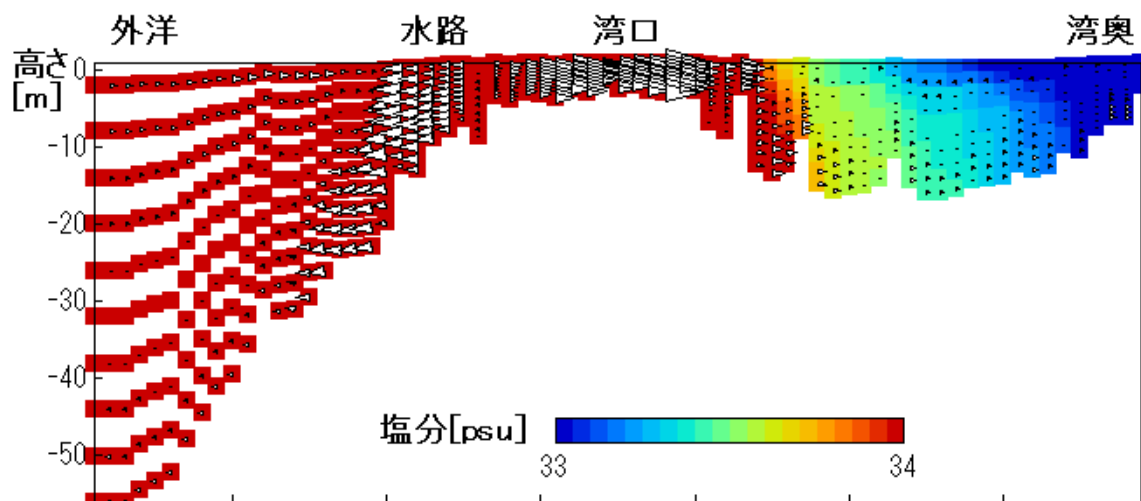


図 6-6. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（1月；上げ潮最大）

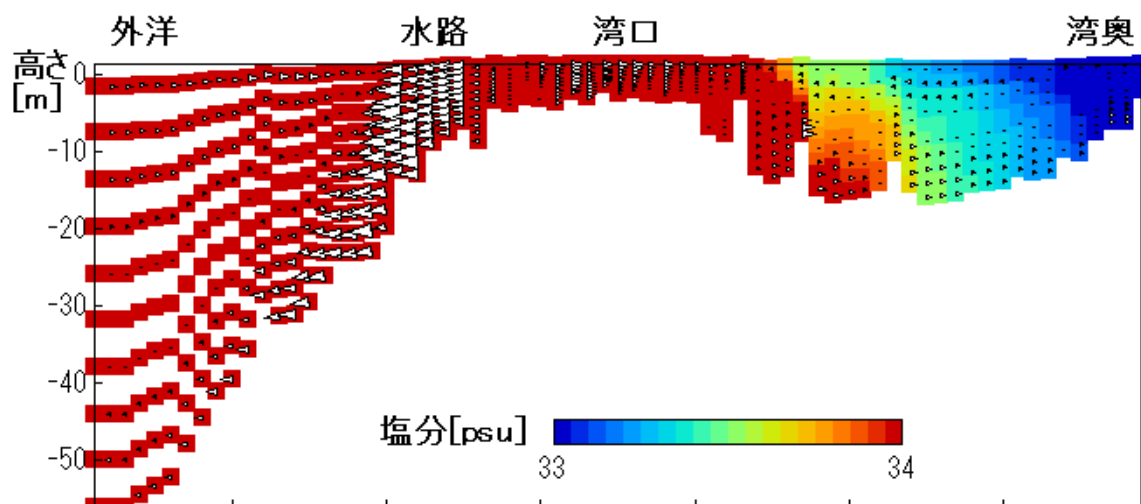


図 6-7. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（1月；満潮）

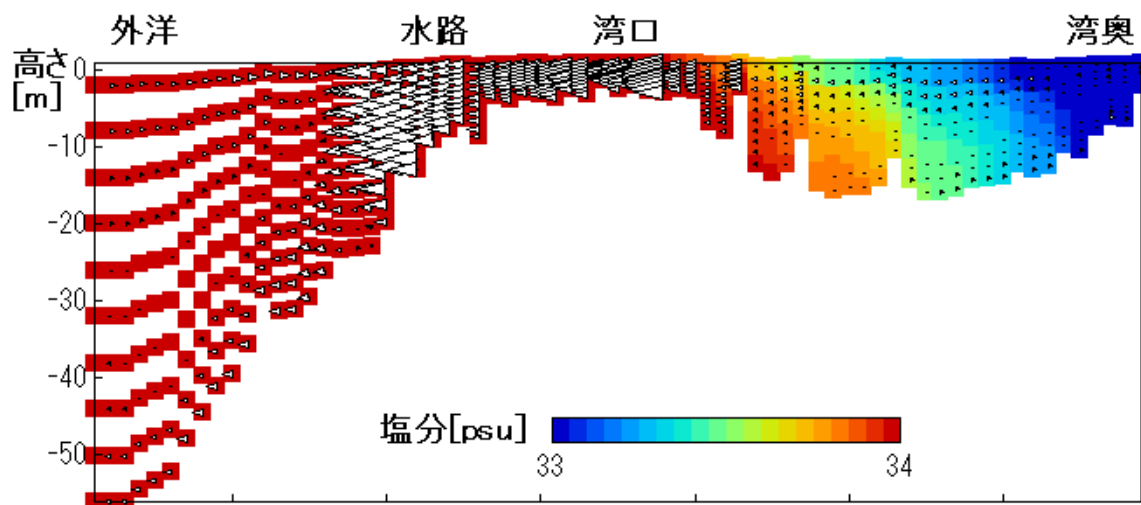


図 6-8. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（1 月；下げ潮最大）

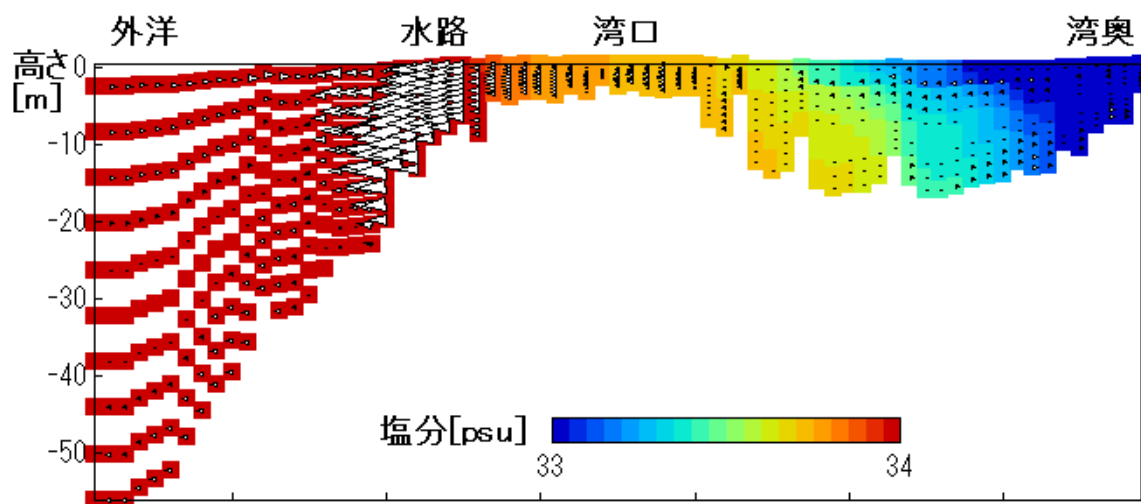


図 6-9. 定常状態における塩分・流速の鉛直断面分布（1 月；干潮）

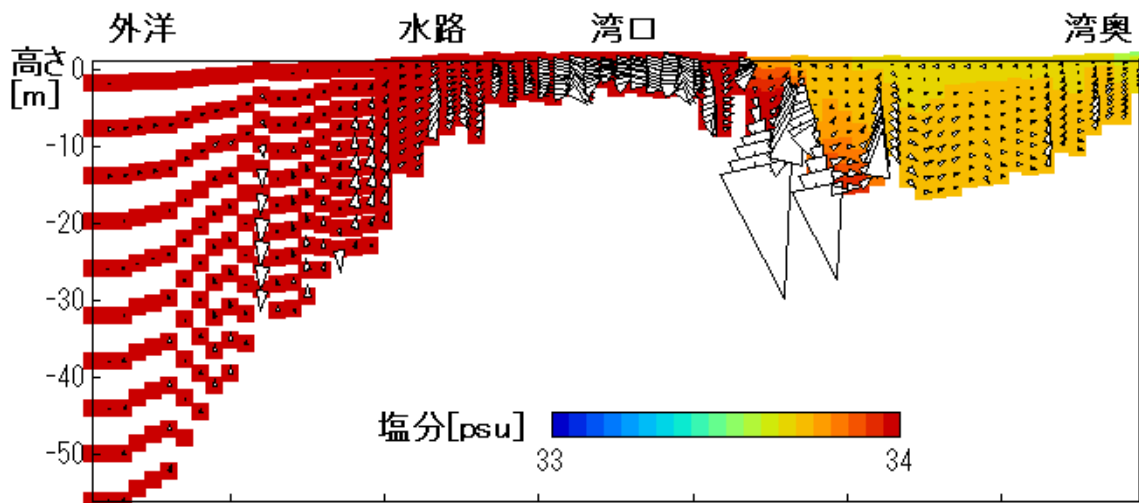


図 6-10. 定常状態における塩分・流向の鉛直断面分布（7月；上げ潮最大）

※図 6-2において鉛直流速を 34 倍に強調し、図の地形に沿った流向を表現したもの。

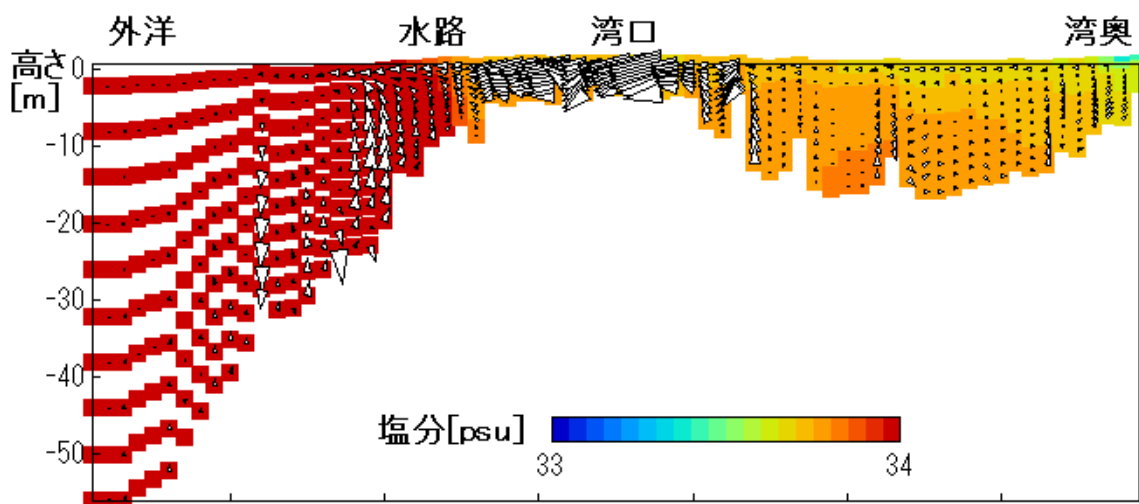


図 6-11. 定常状態における塩分・流向の鉛直断面分布（7月；下げ潮最大）

※図 6-4において鉛直流速を 34 倍に強調し、図の地形に沿った流向を表現したもの。

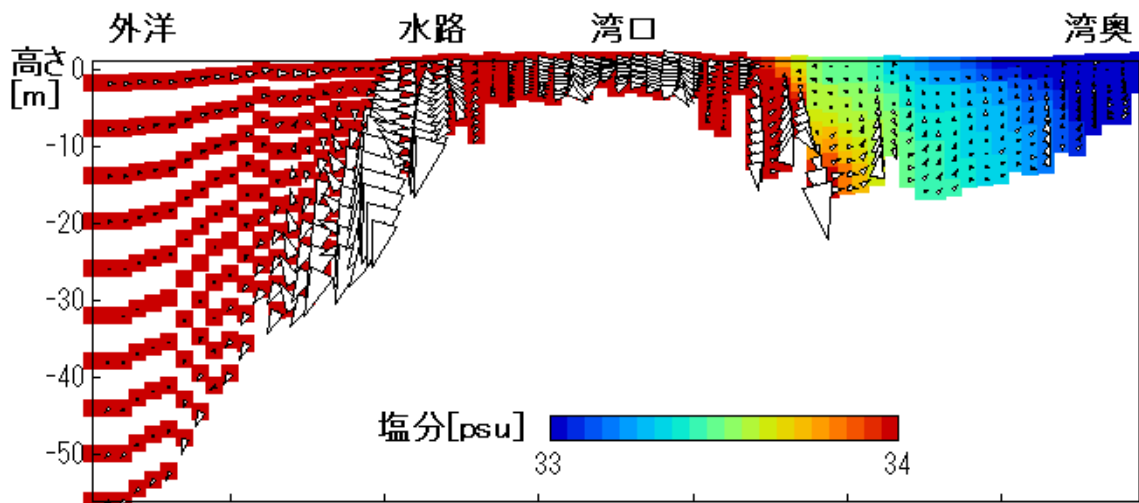


図 6-12. 定常状態における塩分・流向の鉛直断面分布（1月；上げ潮最大）

※図 6-6において鉛直流速を 34 倍に強調し、図の地形に沿った流向を表現したもの。

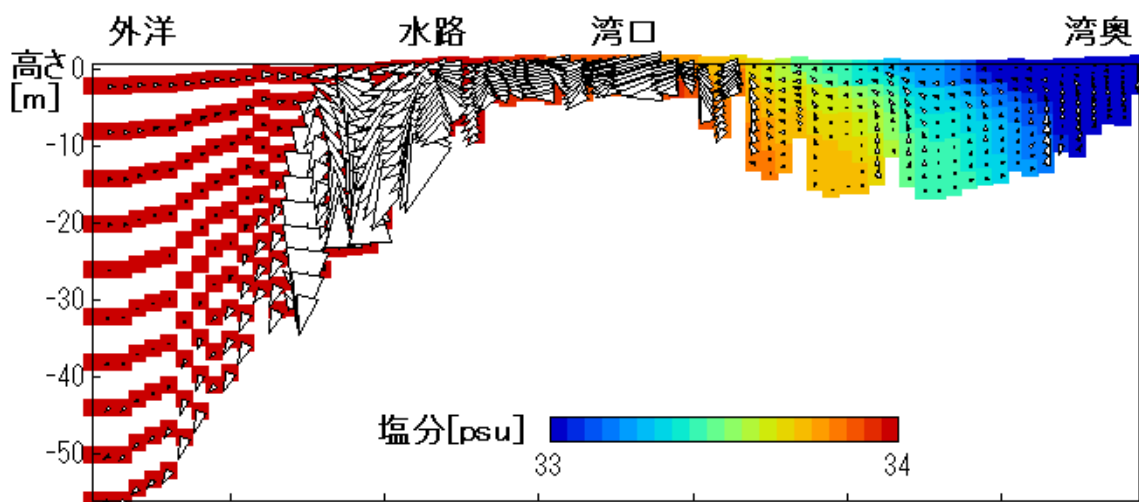


図 6-13. 定常状態における塩分・流向の鉛直断面分布（1月；下げ潮最大）

※図 6-8において鉛直流速を 34 倍に強調し、図の地形に沿った流向を表現したもの。

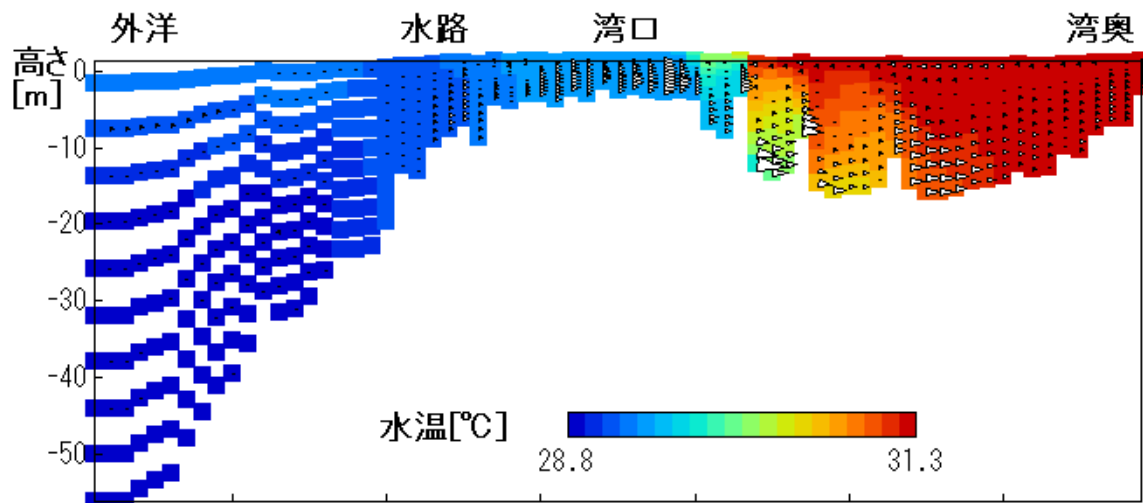


図 6-14. 定常状態における水温・流速の鉛直断面分布（7月；満潮）

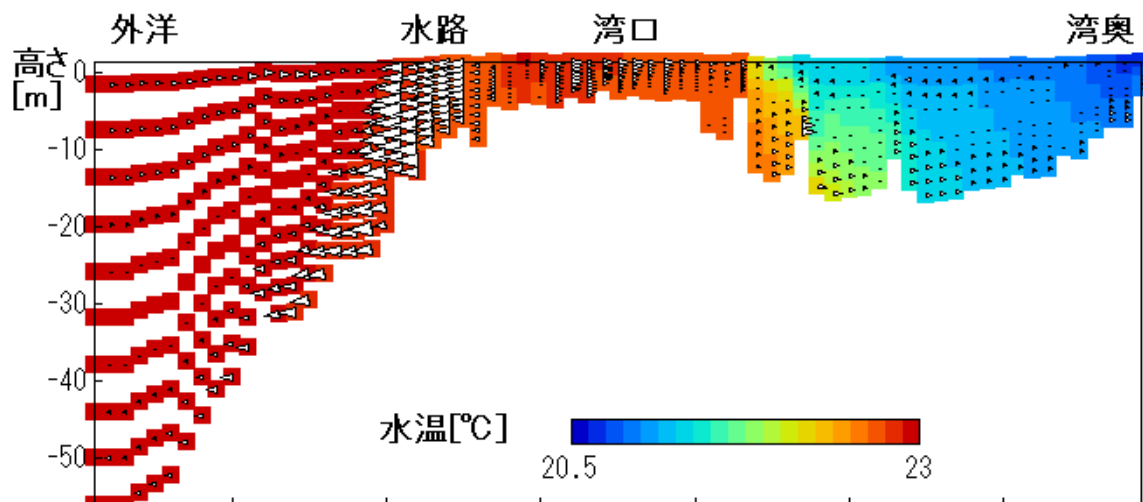


図 6-15. 定常状態における水温・流速の鉛直断面分布（1月；満潮）

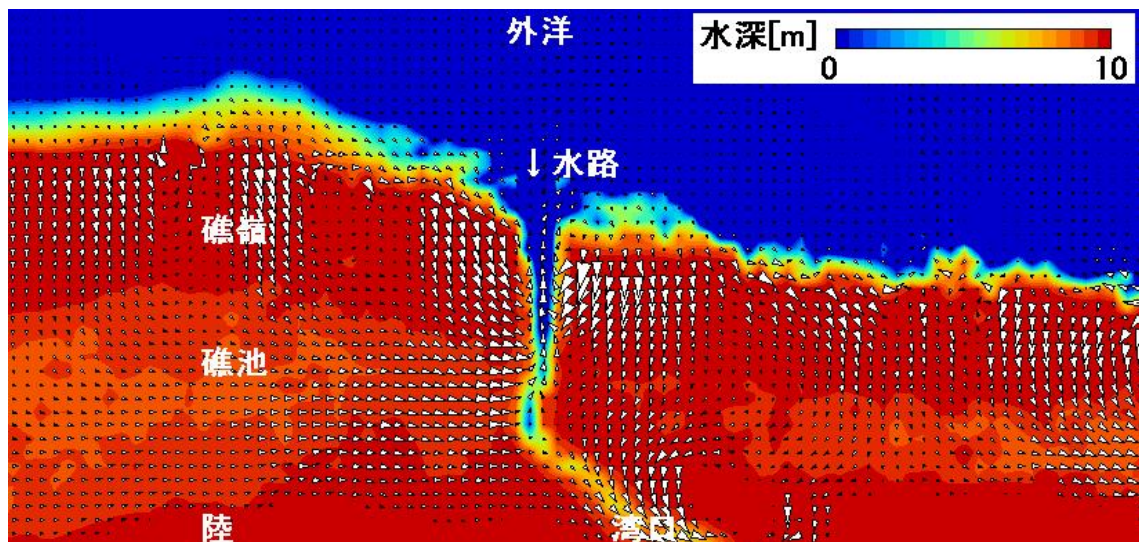


図 6-16. 定常状態の湾外サンゴ礁における鉛直平均流速（1月；上げ潮最大）

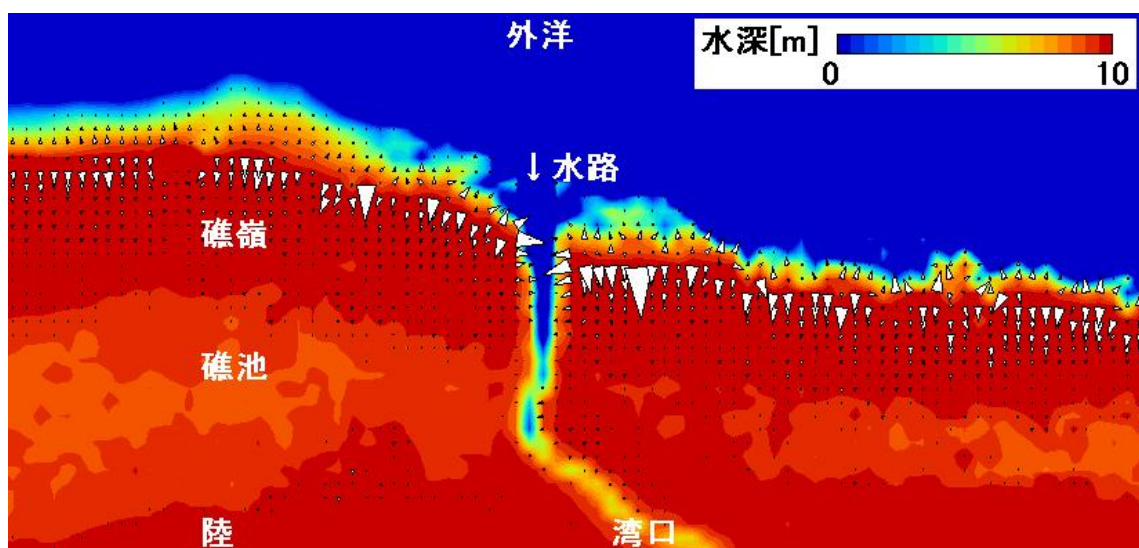


図 6-17. 定常状態の湾外サンゴ礁における、水深で割った波応力（1月；上げ潮最大）

6.1.3.2 川平湾外サンゴ礁における水温・流速分布とサンゴ分布の対応

図 6-18は、高解像度でスキャンされた川平湾外サンゴ礁の空中写真（国土地理院撮影；1977年；日本地図センターより購入）を、最近隣内挿法で縮小したものである。スキャン画像の解像度は約 10cm で、縮小の過程で色の混合が発生していないため、生物群集を判別しやすい。

7月の平均的气象条件を入力して定常状態を計算した結果（以下、7月の定常計算結果）

について、1 潮汐間の底層流速の平均値および最大値の分布を、図 6-19および図 6-20に示す。ただし底層流速は、 σ 座標系における鉛直 10 層の計算結果から、底面上 0.2m における流速を線形補間により求めた。底面上 0.2m の流速を底層流速として選んだ理由は、川平サンゴ礁のほとんどの領域が該当する、0.4m~4m の水深範囲で底層流速の計算が可能になるためである。また、図 6-18と異なり、生物群集の判別が困難な礁嶺外側・水路深部、および干出するためにサンゴがほとんど分布しないと考えられる礁嶺部分は描画していない。

一般的に、海底が見えるサンゴ礁海域の空中写真では、水色の画素は砂地、色が暗い画素（以下、暗色画素）は生物群集（サンゴ・海藻・海草）または岩盤に対応する。図 6-19では、1 潮汐間の平均底層流速 0.06[m/s]以上の領域が、空中写真で暗色画素が平面的に（塗りつぶされたように）分布する領域に対応している。これは、平均底層流速が 0.06[m/s]以上の領域に、生物群集が高い被度で分布していることを示唆している。

さらに、図 6-20では、1 潮汐間の最大底層流速 0.06[m/s]以上の領域が、暗色画素が比較的高密度で分布する領域に対応している。これは、最大底層流速が 0.06[m/s]以上の領域に、生物群集がある程度以上の被度で分布していることを示唆している。図 6-21は、この対応を明示するために、暗色画素が比較的高密度で分布する領域を目視で大まかにトレースし、青色でマスクした図である。

1 月の定常計算結果では、北風の影響を受けて全体的に流速レベルが高く、暗色画素と流速の間に 7 月の場合ほど明瞭な関係は見られなかった。また、1 月および 7 月の 1 潮汐間の平均最大底層水温・最大底層水温と暗色画素の間にも、明瞭な関係は見られなかった。

大葉^[20]によれば、川平湾外サンゴ礁では海草の分布はないか、もしくは限定的である。また、今回描画の中心となった礁池では、海藻よりサンゴが優占的に分布していることを示す報告がある^[21]。従って、川平湾外サンゴ礁では、生物群集と判断された領域の大半はサンゴ群集である可能性が高い。サンゴにとって流速は、堆積物を除去し、動物プランクトンの捕食を助けるなどの役割をもつ、重要な環境因子である。流速レベルの低い 7 月に、1 潮汐間の平均・最大底層流速と、サンゴの被度との間に相関が見られるという結果は、川平湾外サンゴ礁において、流速がサンゴ分布の制限因子であることを示唆している。特に 7 月における 1 潮汐間の最大底層流速は、流速レベルの低い季節において、力学的に堆積物が除去されるかどうかに関係する統計量であるから、堆積物の除去の有無が、川平湾外サンゴ礁におけるサンゴ分布の可否を決める重要な要因である可能性がある。



図 6-18. 最近隣内挿法で縮小した湾外サンゴ礁の 10cm 解像度空中写真画像

※国土地理院撮影（1977 年）

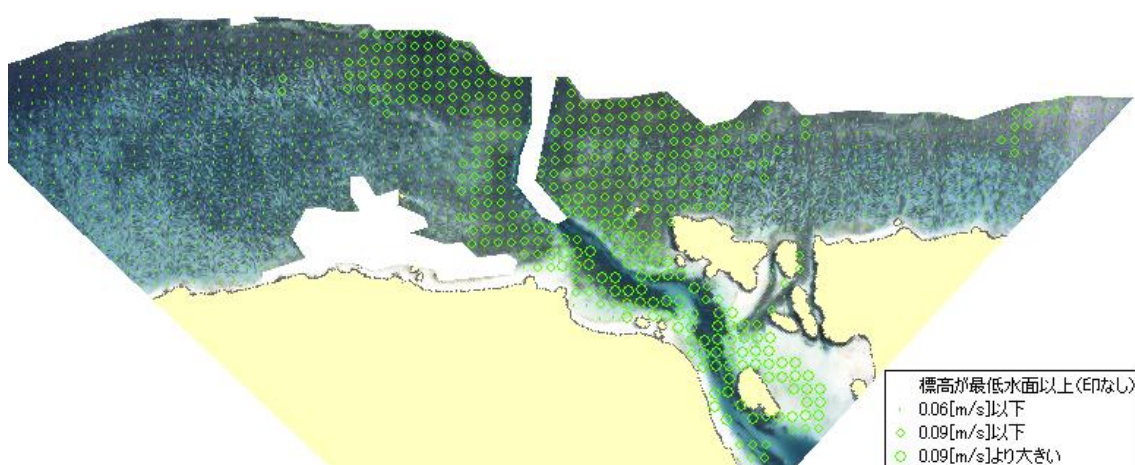


図 6-19. 定常状態の湾外サンゴ礁における 1 潮汐間平均底層流速（7 月）

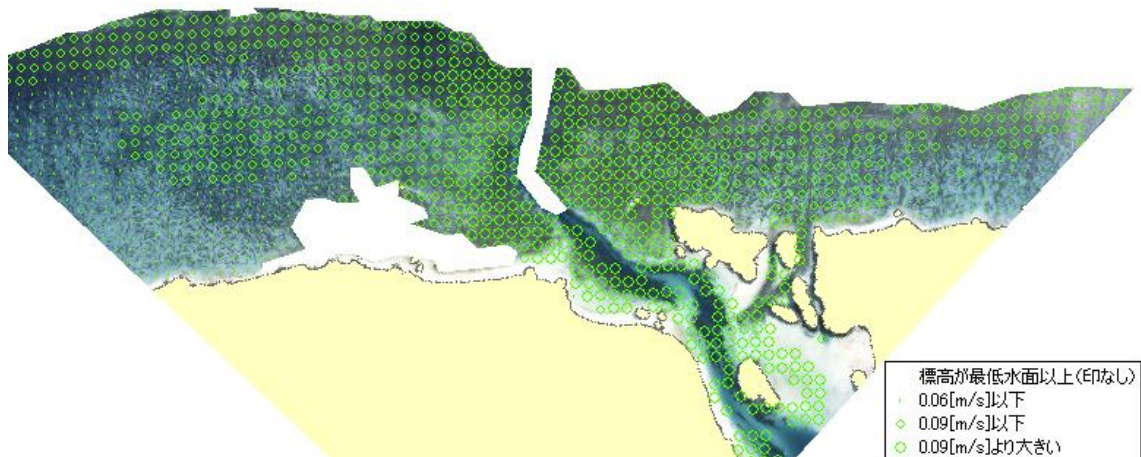


図 6-20. 定常状態の湾外サンゴ礁における 1 潮汐間最大底層流速 (7 月)

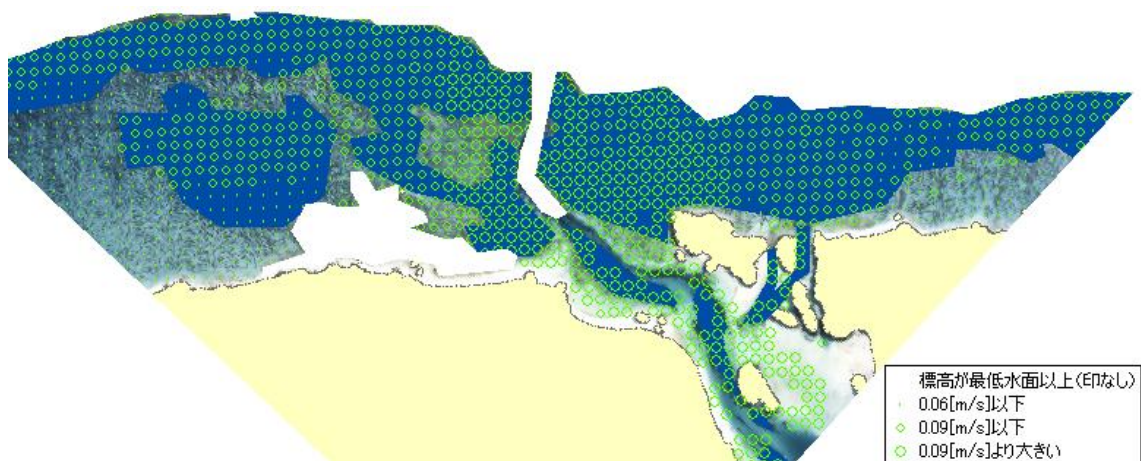


図 6-21. サンゴ高被度分布域と 7 月の 1 潮汐間最大底層流速

!HOT

6.1.3.3 川平湾内における水温・流速分布とサンゴ分布の対応

サンゴ分布領域の抽出

図 6-22は、図 6-18と同様に作成した空中写真画像である。また、図 6-23の太い線分は、空中写真撮影とほぼ同時期に堀越^[19]がサンゴ分布を調査した測線である。堀越は全ての測線でサンゴ種を見出しているので、測線の周辺にサンゴが分布していたことは確かである。そこで、図 6-22の空中写真画像（国土地理院撮影；1977 年；日本地図センターより購入）から、測線から連続した暗色領域を目視で抽出した。

水深が比較的深い部分の抽出作業には、10cm 解像度空中写真の画像解析により作成した底質指標画像（図 6-24）を参考に用いた（底質指標については第 3 章参照）。空中写真は衛星画像と異なりセンサ（カメラ）のキャリブレーションが施されていないため、異な

る日時・場所で撮影された写真の画像解析結果を比較することは出来ない（厳密には、1枚の画像内でも中央部と周辺とで条件は同一でない）。すなわち、解析する空中写真は1枚で湾内全域を写している必要がある。そこで、湾内のほぼ全域が写っているもの（パスコ（株）撮影；2005年；日本地図センターより購入）を用いた。

図 6-23の赤塗領域は、以上の作業で抽出された領域である。赤塗領域にはサンゴが分布していた可能性が高いが、赤塗領域以外の暗色領域にもサンゴが分布していた可能性があるため、注意を要する。

水温・流速分布とサンゴ分布の対応

図 6-23のサンゴ分布領域と、7月の定常計算結果における1潮汐間の平均底層流速・最大底層流速・平均底層水温・最高底層水温の分布とを、それぞれ重ねて図 6-25・図 6-26・図 6-27・図 6-28に示す。ただし底層水温は、 σ 座標系最下層における水温である。

流速は湾口付近で大きく、湾内で遅いが、サンゴはどちらにも分布しており、流速分布とサンゴ分布には、明確な対応が見られない。また、湾外と異なり、 $0.06[\text{m/s}]$ 以下の領域にもサンゴは分布している。サンゴ分布域に属するメッシュの中で、平均底層流速・最大底層流速の最小値は、それぞれ $0.009[\text{m/s}] \cdot 0.016[\text{m/s}]$ であり、それより平均底層流速の小さいメッシュは6個のみであった。従って、湾内では流速はサンゴ分布の制限因子になっていないと考えられる。また様々な流速環境にサンゴが存在するという以上の結果は、サンゴの種類の分布により説明される。

次に、水温とサンゴ分布の関係を考察する。堀越の調査の結果、湊筋西岸には水温耐性の高いハマサンゴが、東岸には高水温に弱いミドリイシ類が優占していたが、本計算結果においては相対的に湊筋西岸が高水温、東岸が低水温であり、サンゴ優占種の水温耐性と、1潮汐間平均水温が対応している。

また、サンゴ分布領域のほとんどは 31.4°C 未満の領域内にあり、 31.45°C 以上の領域にサンゴは存在しない。従って、7月の定常計算結果における 31.4°C または 31.45°C 未満の領域が、水温に関するサンゴの分布可能領域に相当し、水温がサンゴ分布の制限因子になっている可能性がある。

ここでは 0.1°C のオーダーで水温差を議論しており、このスケールはサンゴの生理に変化を生じる 1°C のオーダーと比べて小さい。これは、日較差のない平均的气象条件で定常状態を計算するために、水温の拡散が十分に進むことなどが原因であろう。しかし、水温分布は物理的な流動構造を反映し、本計算でも流動の駆動力である潮汐・風・波浪は入力されていることから、本計算における相対的な水温の高低は、現実には生じている相対的な水温の高低とある程度一致するものと考えられる。

サンゴ礁海域では一般に水温と水深の間に相関があり、水深はサンゴにとって重要な環境因子である日射量・紫外線量に強く影響する。従って、水温とサンゴ分布が対応しているとしても、水深とサンゴ分布も同様に対応していれば、日射量・紫外線量がサンゴ分布の制限

因子となっている可能性もあり、水温がサンゴ分布の制限因子であるとは断言できない。そこで、水深とサンゴ分布の対応の有無を調べるため、両者を重ねて図 6-29に示す。

サンゴは水深 0.5～1m（最低水面基準）の範囲によく分布しているが、0.5m 以浅や 3m より深い範囲にも分布している。この点で、水深には、水温のような明確なサンゴ分布の限界値が見られない。従って、水深よりも水温がサンゴ分布に対応していると考えるのが妥当である。

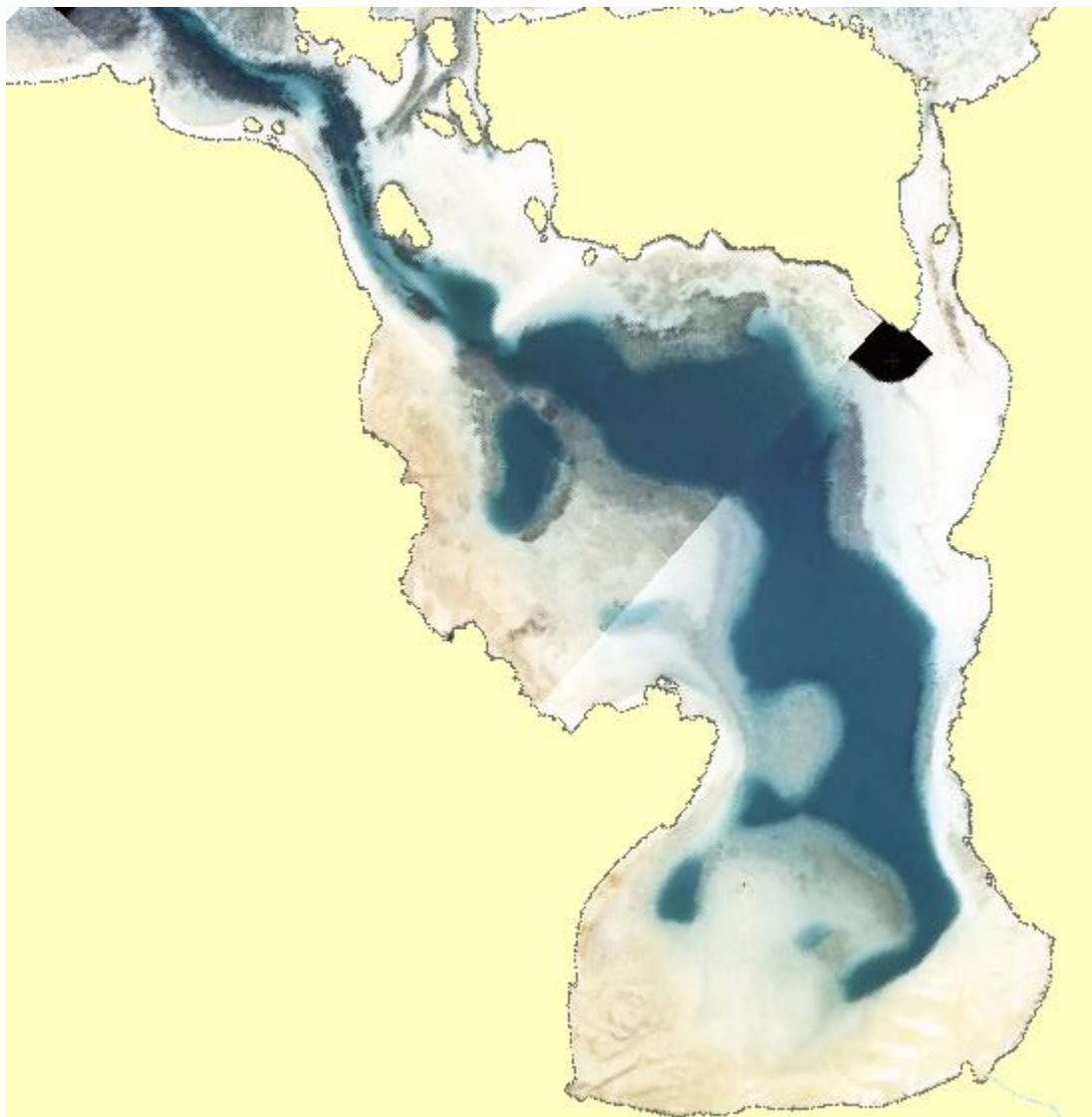


図 6-22. 最近隣内挿法で縮小した湾内の 10cm 解像度空中写真画像

※購入済空中写真（国土地理院；1977 年撮影）を 3 枚重ねた。

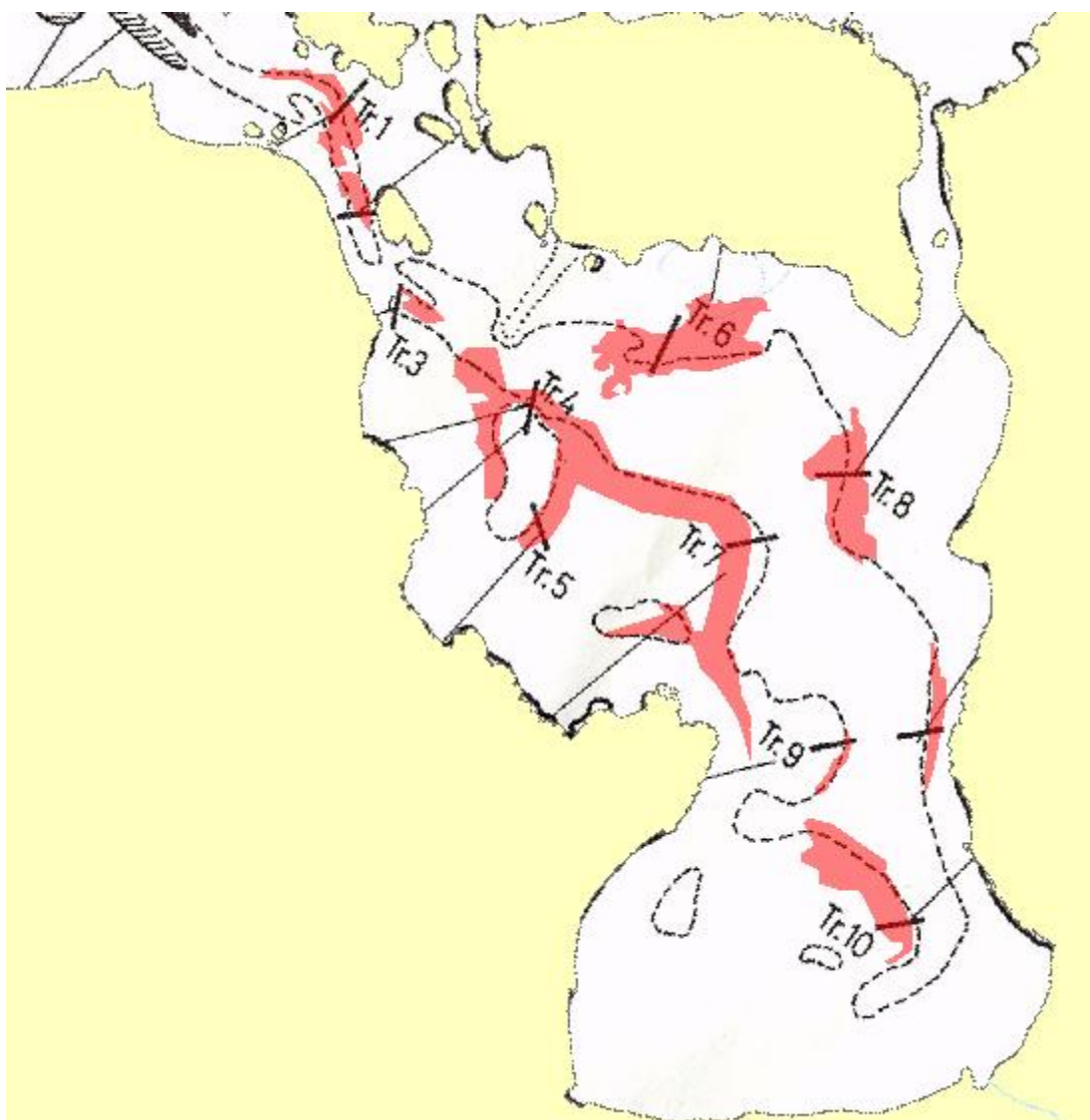


図 6-23. 堀越のサンゴ分布調査測線と、調査結果を基に作成したサンゴ分布域（赤塗）

※ 調査測線の図は、堀越^[19]より引用

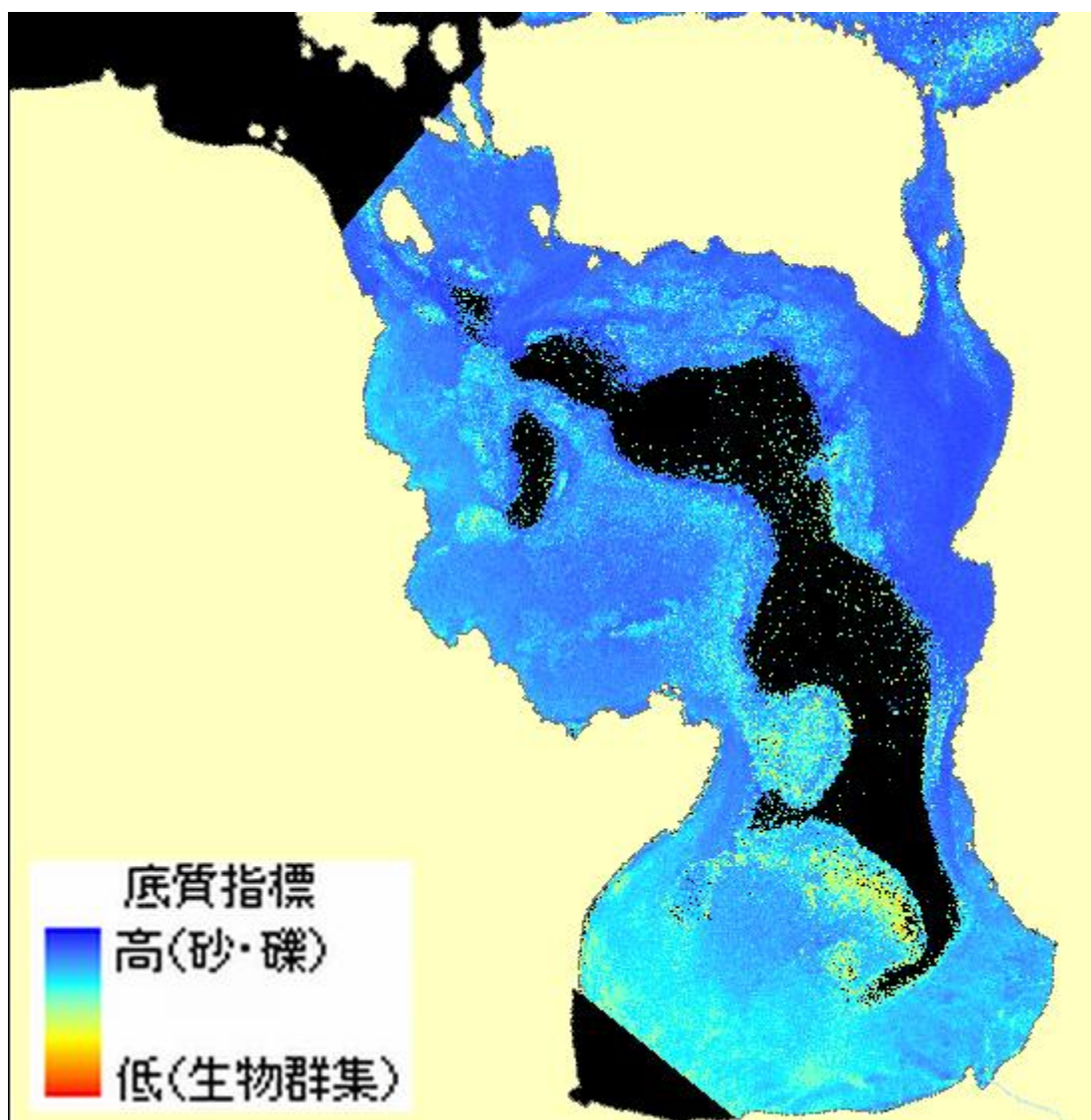


図 6-24. 空中写真の画像解析により求めた底質指標

※黒い部分は空中写真撮影範囲外・深部・ノイズに相当する。

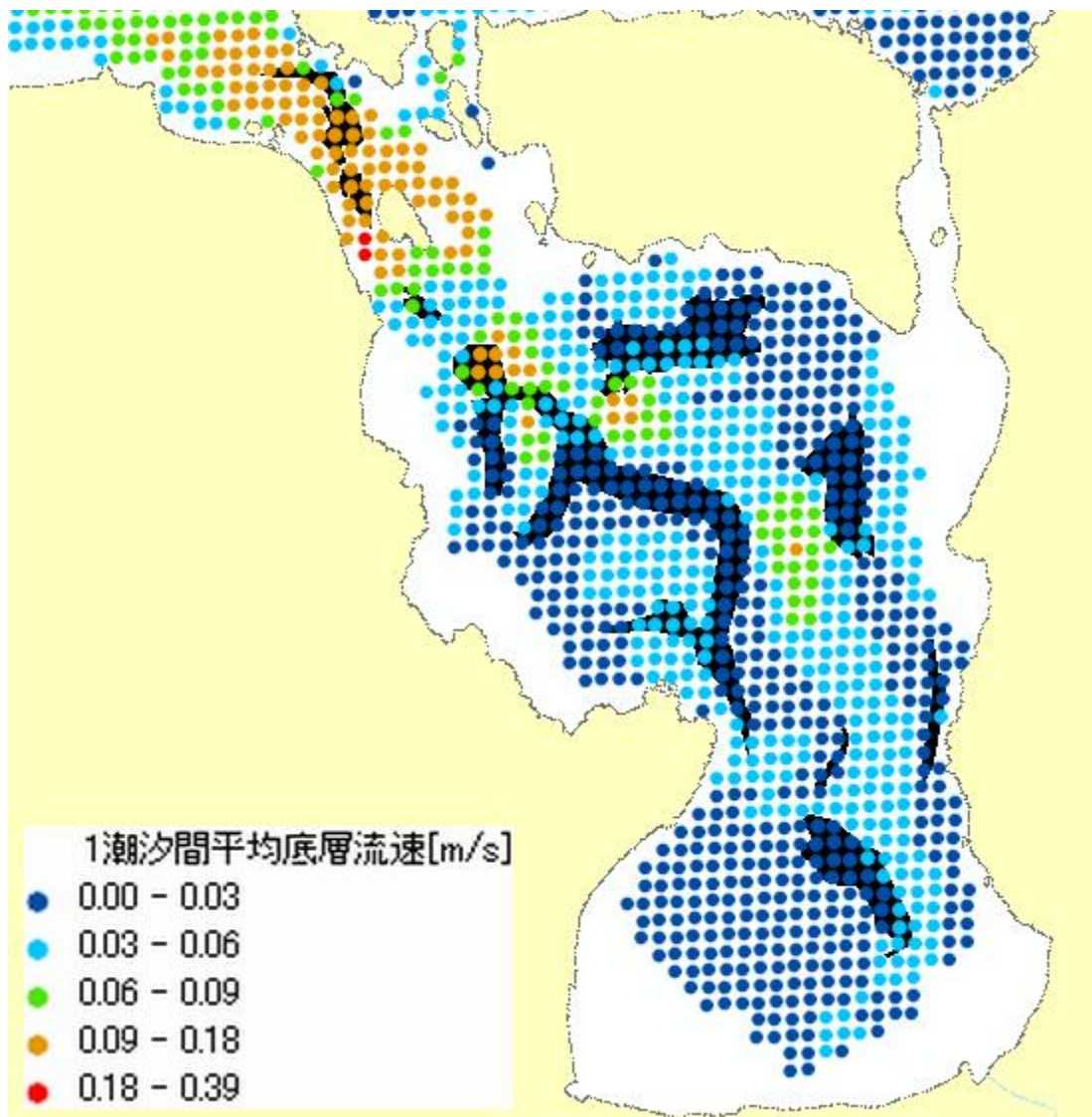


図 6-25. 7 月の 1 潮汐間平均底層流速とサンゴ分布 (黒塗)

※最低水面より標高が高い点は、サンゴが分布できないのでプロットしていない。
本節内以下同じ。

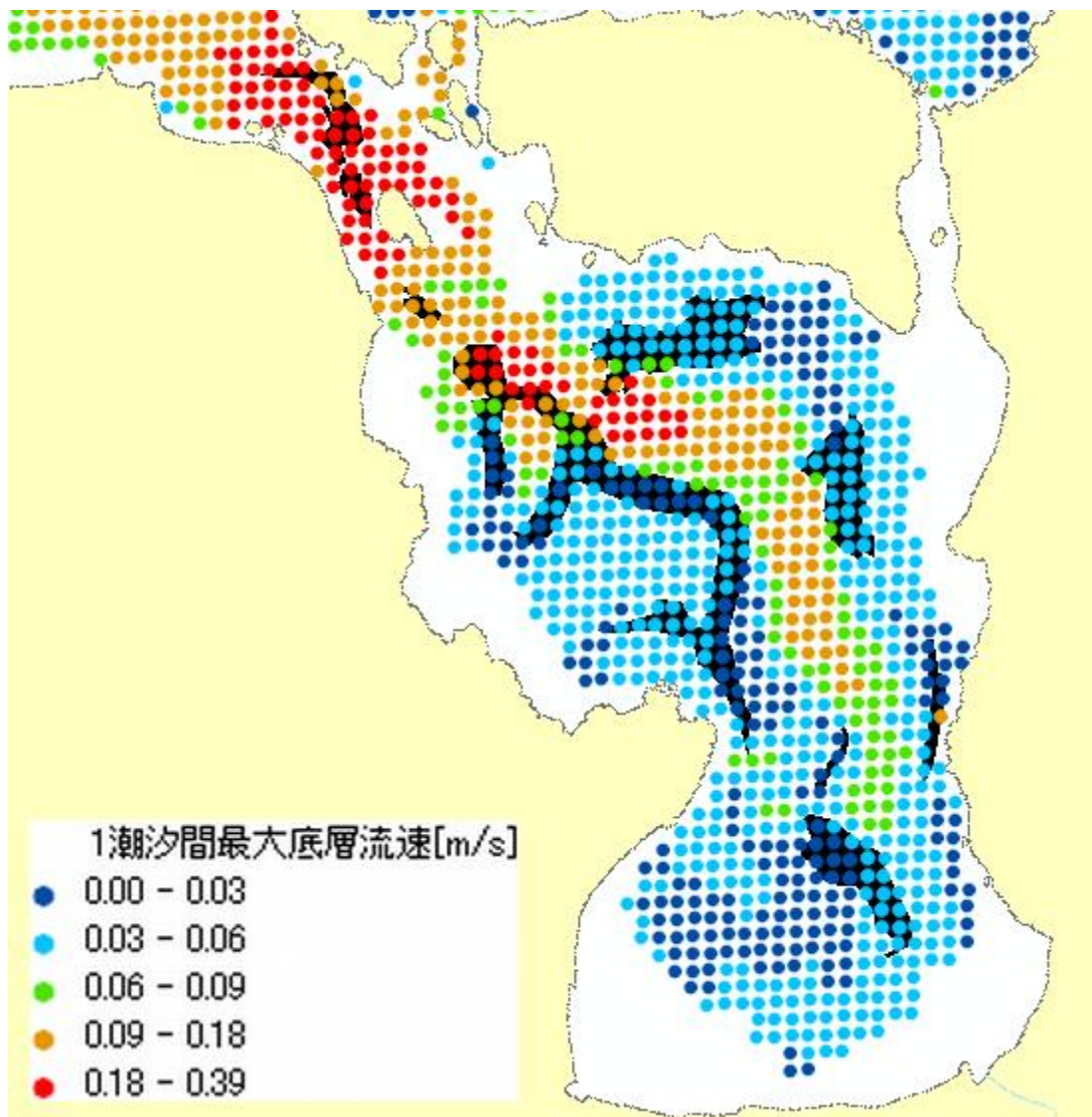


図 6-26. 7 月の 1 潮汐間最大底層流速とサンゴ分布 (黒塗)

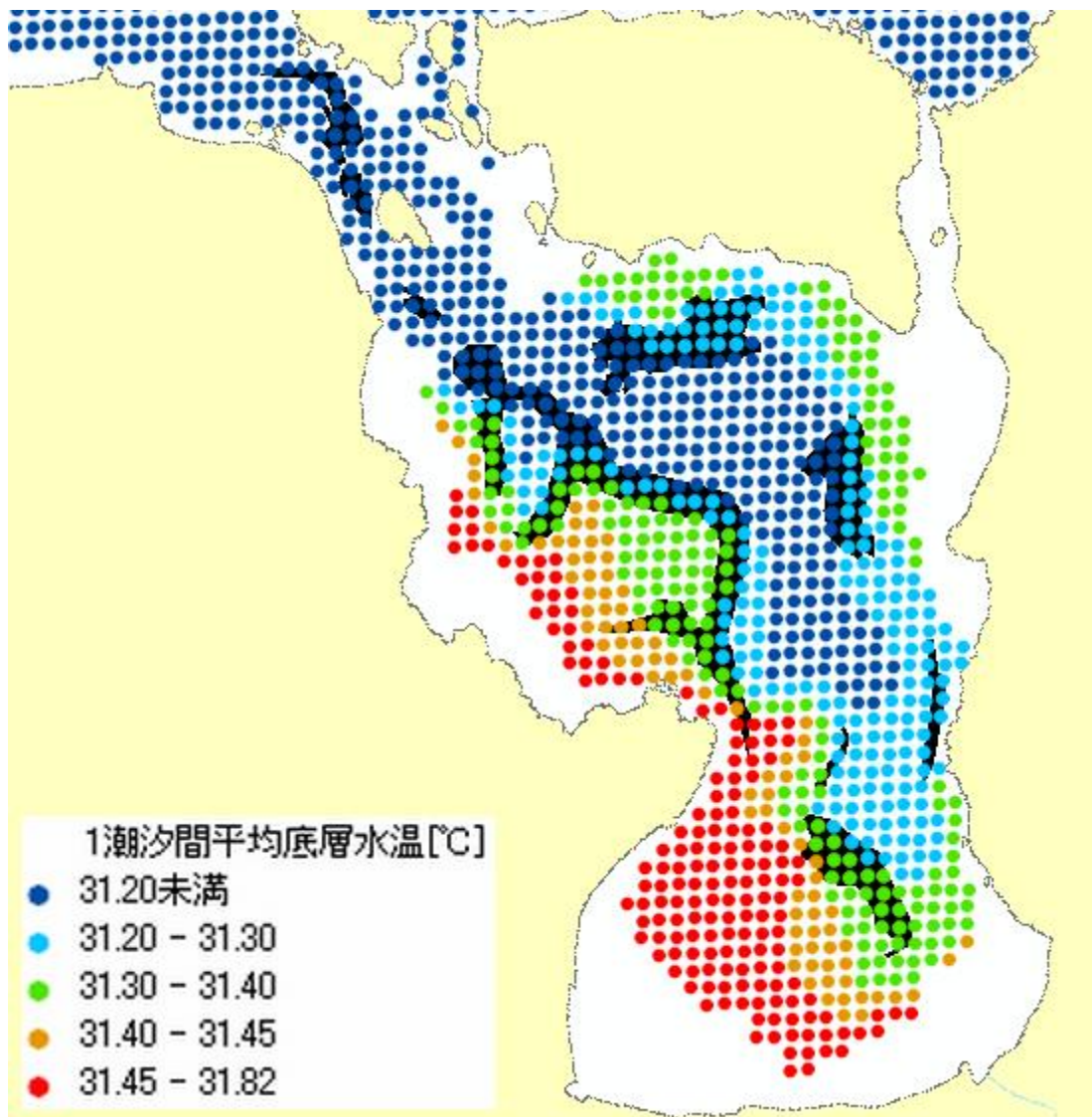


図 6-27. 7 月の 1 潮汐間平均底層水温とサンゴ分布 (黒塗)

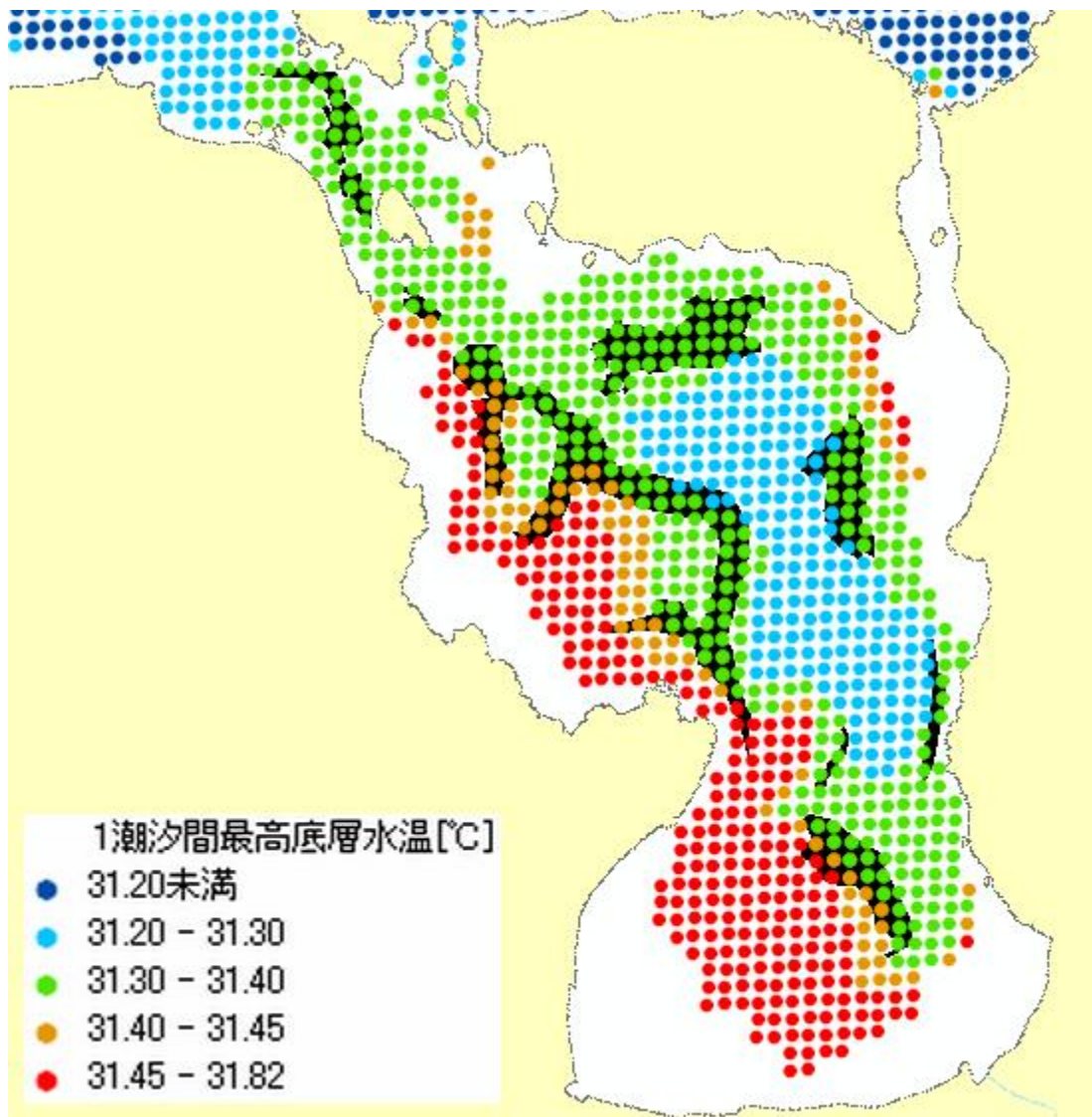


図 6-28. 7 月の一潮汐間最高底層水温とサンゴ分布（黒塗）

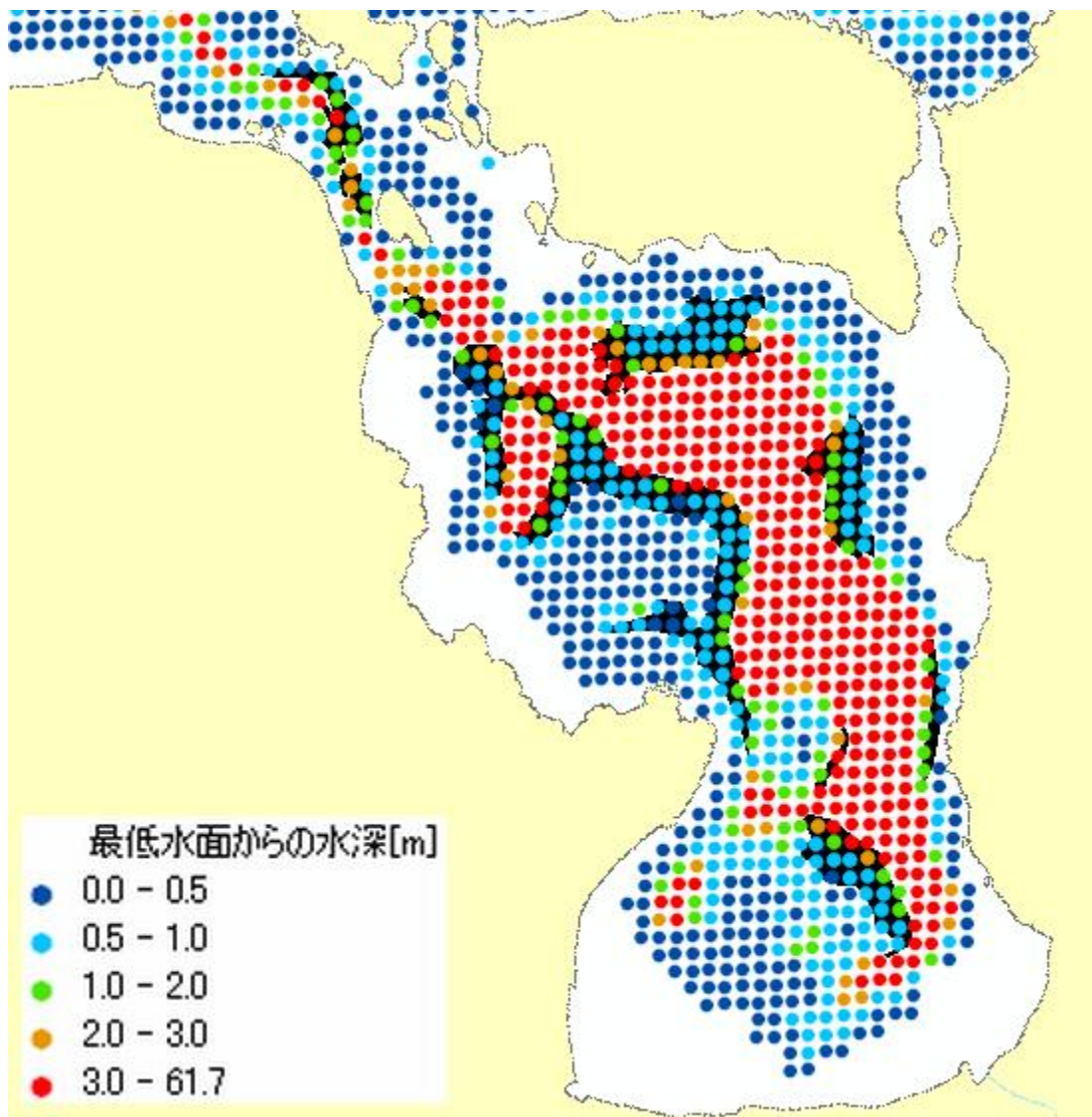


図 6-29. 湾内水深分布とサンゴ分布（黒塗）

6.2 湾内の海水交換に関する実験

6.2.1 計算条件

一般に閉鎖性内湾の環境には、外洋との海水交換が重要な役割を担い、川平湾においても、エスチュアリー循環を伴う海水交換が重要であることが前節で示唆された。そこで本節では、川平湾の海水交換特性（厳密には排水特性）をより定量的に把握するための数値実験を行う。

7月・1月の定常状態の、上げ潮最大・満潮・下げ潮最大・干潮の4つの潮汐位相において、湾内の全ての冠水格子に鉛直1m間隔で受動粒子を配置し、放流した。受動粒子とは、質量と加速度を持たず、流速と同じだけ移動する粒子である。すなわち、各時間ステップ

における受動粒子の変位は、流速ベクトル×時間刻みで表される。温度・塩分などのスカラー量との違いは、拡散しない点である。なお、以下の節を含めて、次のような受動粒子の性質を定める。

- 計算領域の上開境界および左右壁境界から、5 格子以内に到達した粒子については、以降移動を計算せずその位置に留める。
- 現在位置のセルが干出した場合、再び冠水するまで粒子は移動しない。

1 つの格子における鉛直方向の粒子数は、その時点における水深が深いほど大きい。例として、満潮時放流粒子の初期位置を図 6-30に示す。

湾内から受動粒子を放流する数値実験は、定常状態（平均風）の他に、表 6-3の各ケースについても行った。ただし、いずれのケースも定常状態を初期値としている。

表 6-3. 湾内の海水交換に関する実験ケース

| ケース名 | 風速 | 波応力 |
|------|-----------|-----|
| 風なし | ゼロ | 考慮 |
| 平均風 | 平均風速 | 考慮 |
| 強風 | 平均風速の 2 倍 | 考慮 |
| 波なし | 平均風速 | 非考慮 |

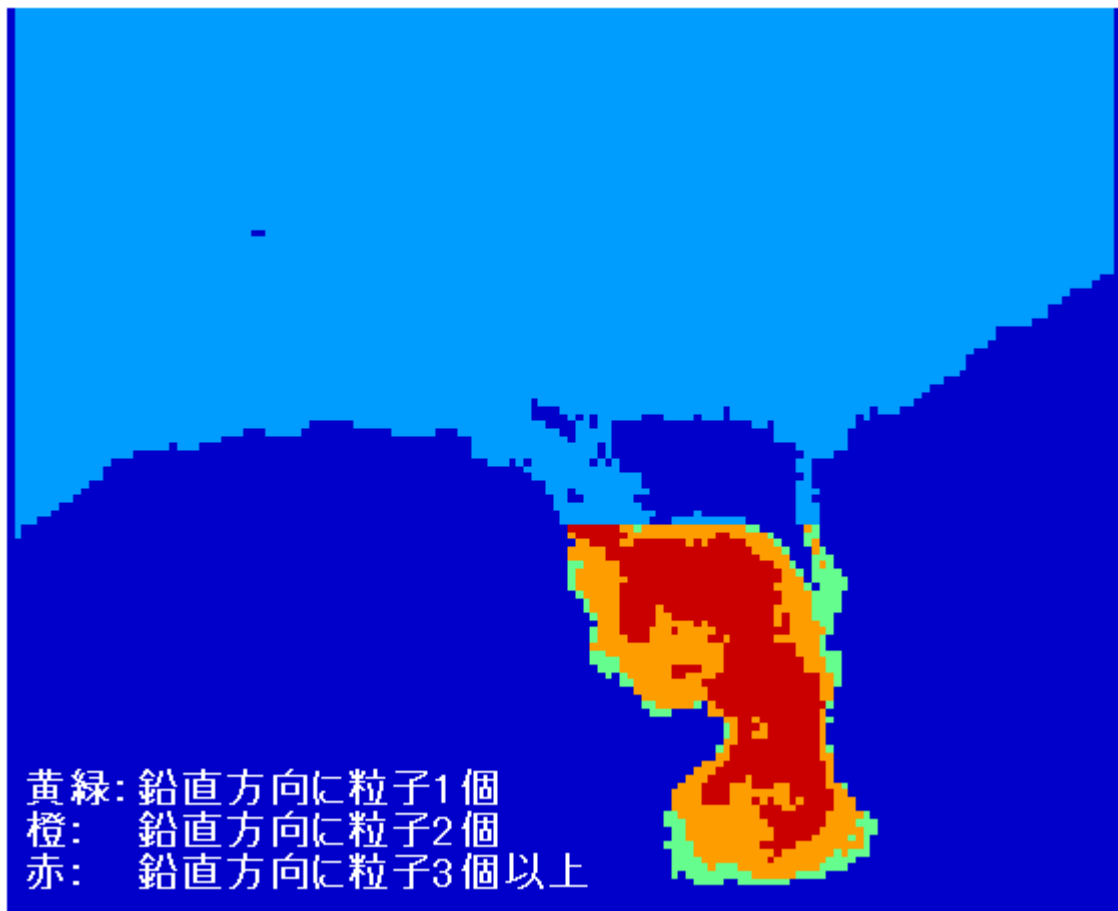


図 6-30. 満潮時放流粒子の初期分布（7 月）

6.2.2 計算結果

満潮時放流粒子について、7 月・1 月の、放流半潮汐後・1 潮汐後における粒子の分布を、図 6-31から図 6-34に示す。

7 月は、湾外において SSW 風による沿岸方向の吸送流が卓越し、湾外に排出された粒子は計算領域の X 軸負の向きに輸送される。一方 1 月は、礁嶺において NNE 風による岸沖方向岸向きの流れが強く、湾外に排出された粒子、前節で議論した海浜流のみによって、外洋に排出される。

風なし・強風・波なしのケースを含めて、湾内粒子数の 1 潮汐間の変化を図 6-35に示す。まず、風の条件による排出粒子数の違いを考察する。平均風ケース（定常状態）では、7 月が 1 月より排出粒子数が多い。また 7 月は強風ケース、1 月は風なしケースで、平均風ケースと比べて排出粒子数が増加する。以上は、湾内の海水交換にとってエスチュアリー循環が重要であり、それは風によって 7 月は強められ、1 月は弱められるという前節の議論を裏付けている。

次に、波の条件による排出粒子数の違い、つまり平均風ケースと波なしケースの排出粒子数の違いを考察する。波高の低い7月には両者の差が小さいが、1月には、上げ潮時（満潮時から位相差 $\pi \sim 2\pi$ ）の湾内粒子数の変化に差がある。すなわち、波応力を考慮している平均風ケースに比べて、考慮していない波なしケースでは、上げ潮に伴って湾内に再流入する粒子が大きい。これは、波応力を考慮しないことで、波がない定常状態には達していないものの前節で議論した海浜流が弱まり、外洋へ粒子が排出されにくくなるためと考えられる。確認のため、図 6-36に、波なしケースにおける放流半潮汐後（干潮時）の粒子の分布を示す。図 6-33に示した、定常状態（平均風ケース）と比較すると、上記の海浜流が弱く、粒子が開境界付近に到達していない。また礁池内に拡散している粒子が多く、これらは上げ潮時に湾内に再流入する。以上から、1月に水路外洋端で生じる海浜流は、下げ潮時に湾外に排出された湾内水が、上げ潮時に湾内に再流入することを防ぎ、湾内の海水交換に貢献していることが示された。

上記のように1月はエスチュアリー循環が弱く、湾内水の排出が遅い上に、湾外に出た水を岸に沿って遠くに輸送する吹送風も存在しない。もし上記の海浜流がなければ、1月の海水交換はさらに悪くなり、湾奥の水温・塩分低下も顕著になるものと考えられる。

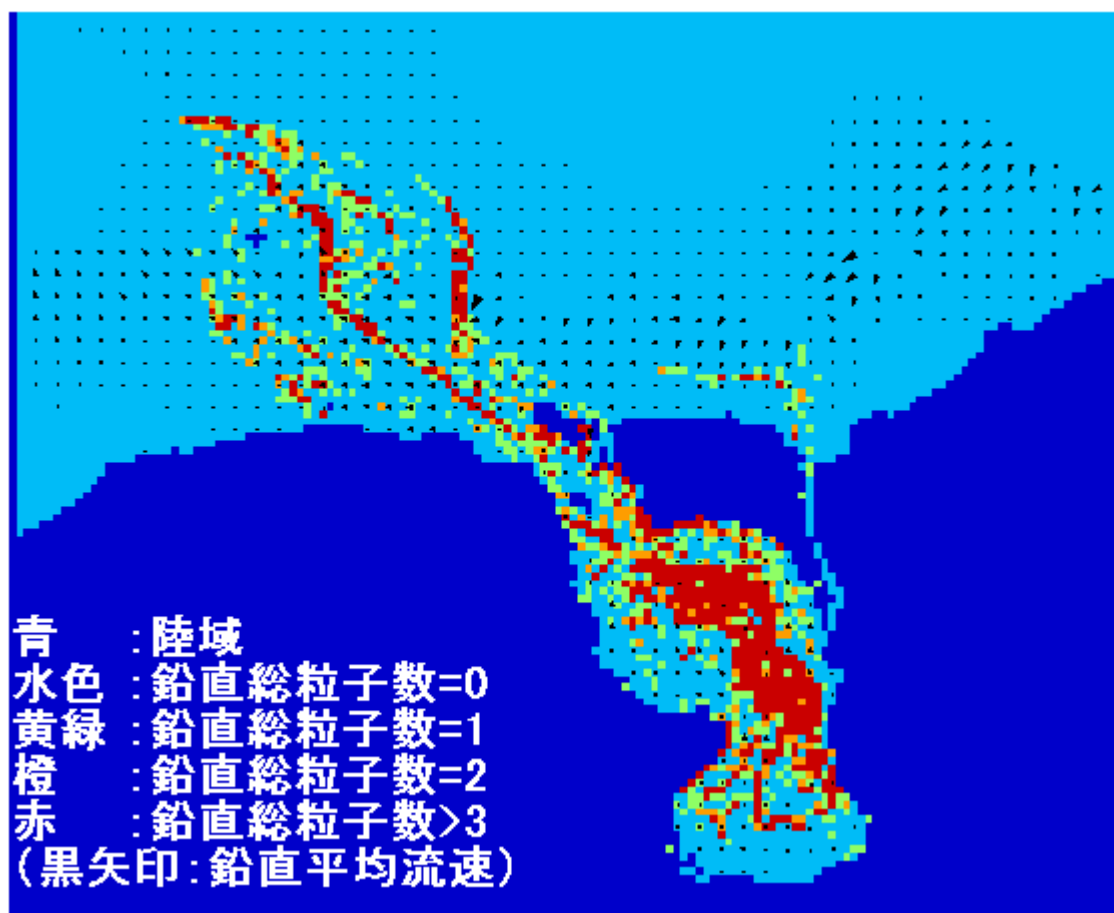


図 6-31. 満潮時放流粒子の半潮汐後の分布 (7 月 ; 定常状態)

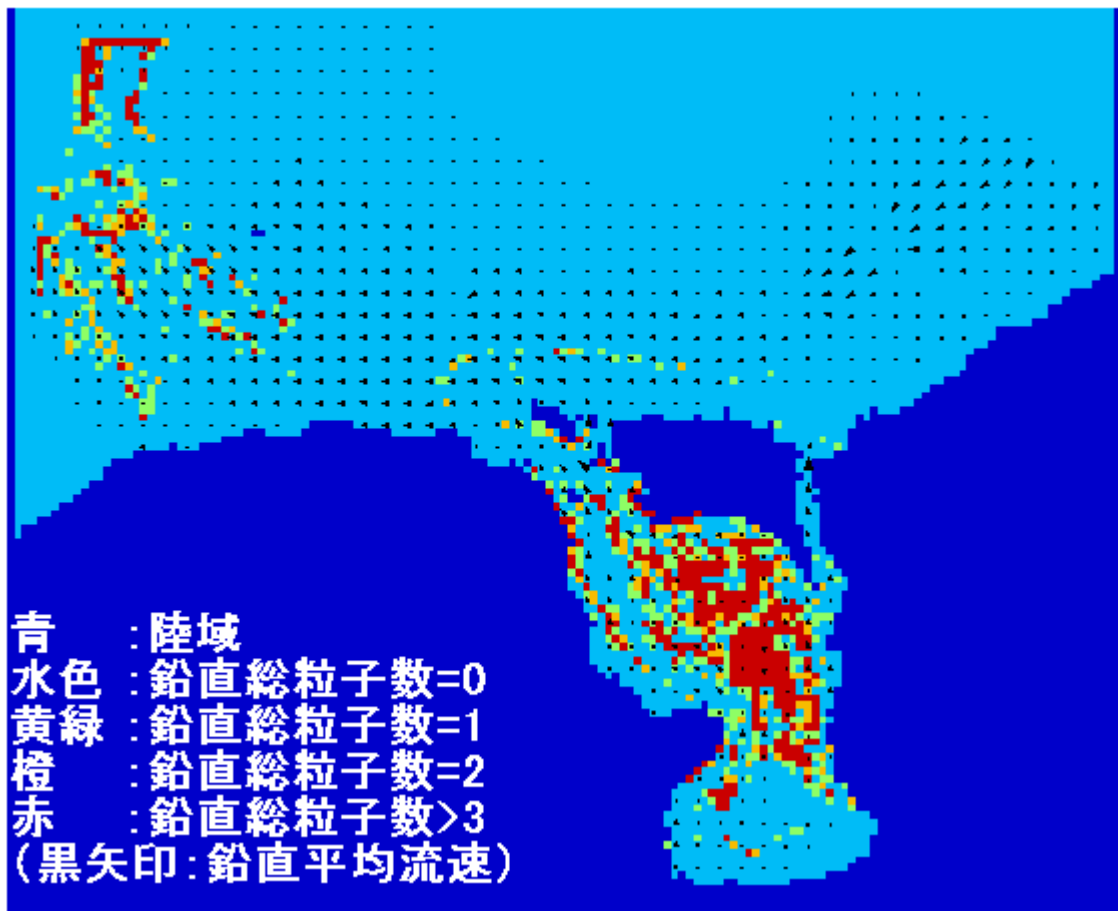


図 6-32. 満潮時放流粒子の1潮汐後の分布 (7月; 定常状態)

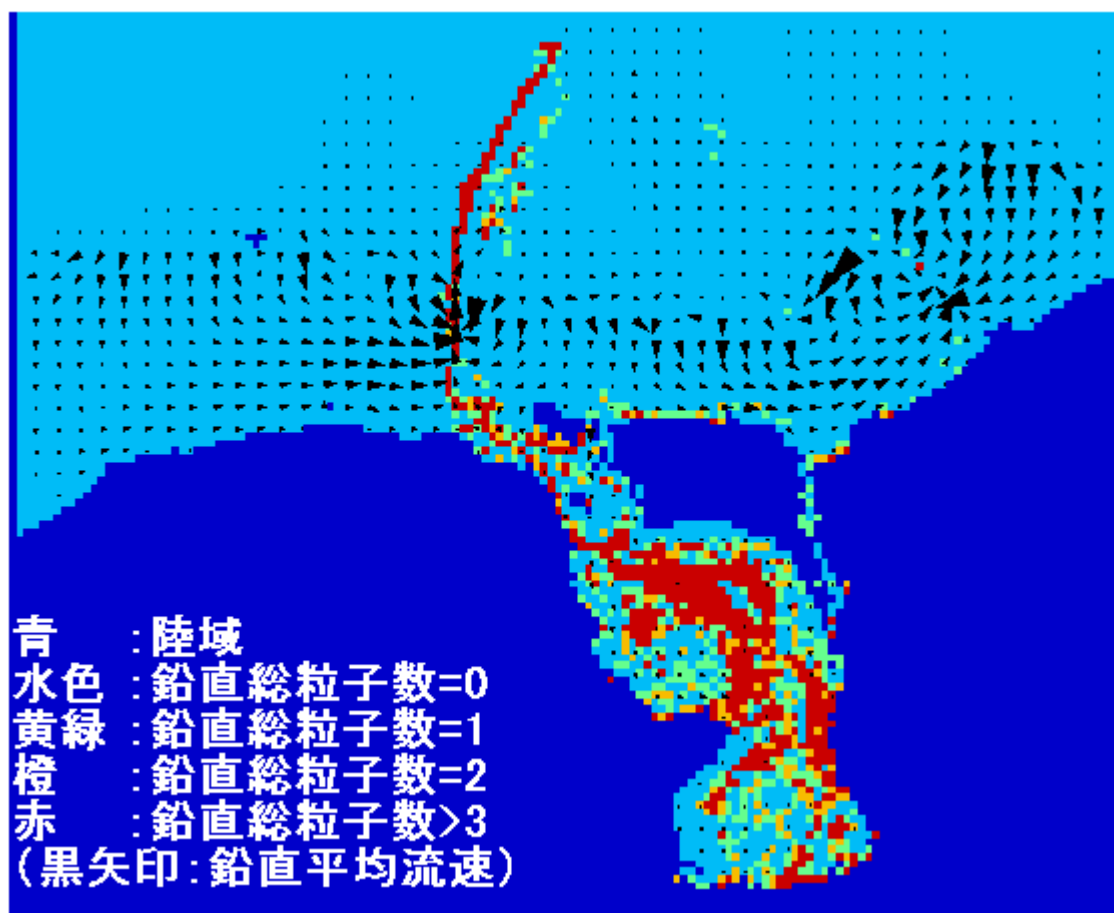


図 6-33. 満潮時放流粒子の半潮汐後の分布 (1 月 ; 定常状態)

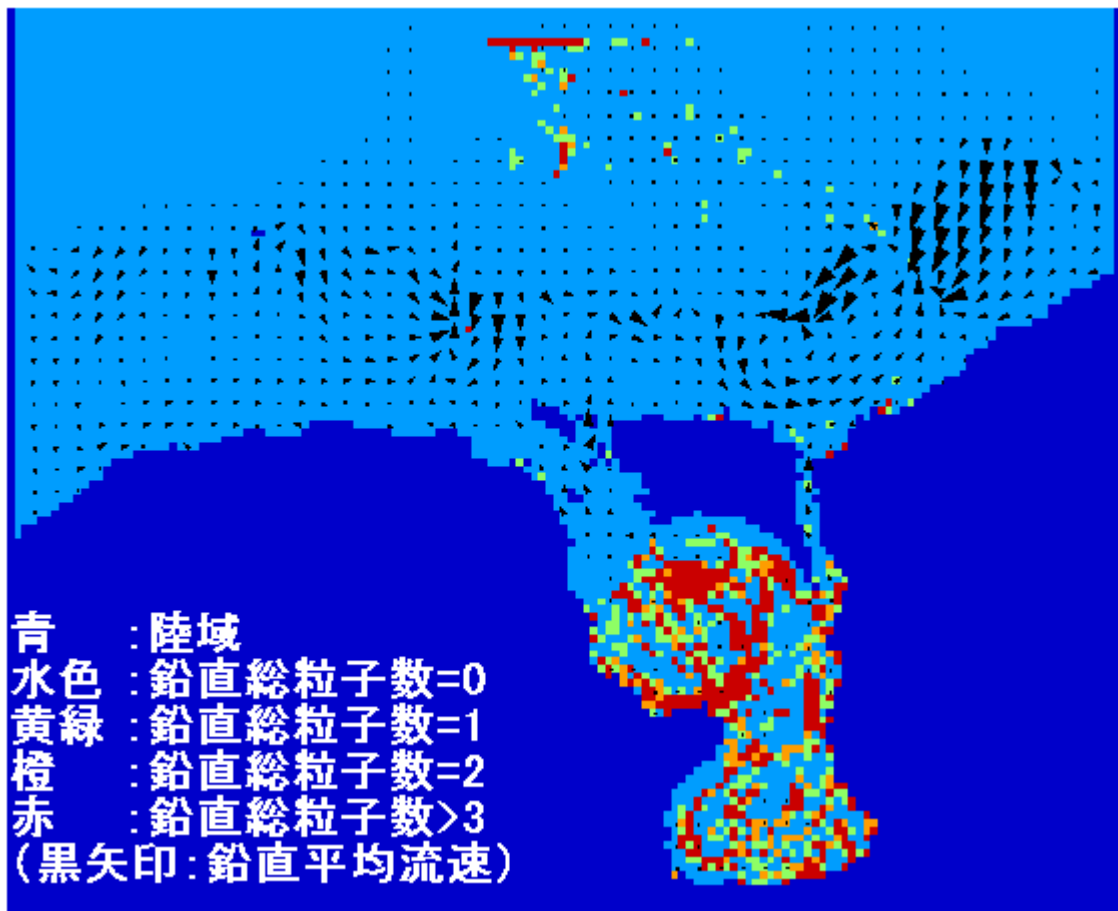


図 6-34. 満潮時放流粒子の1潮汐後の分布 (1月; 定常状態)

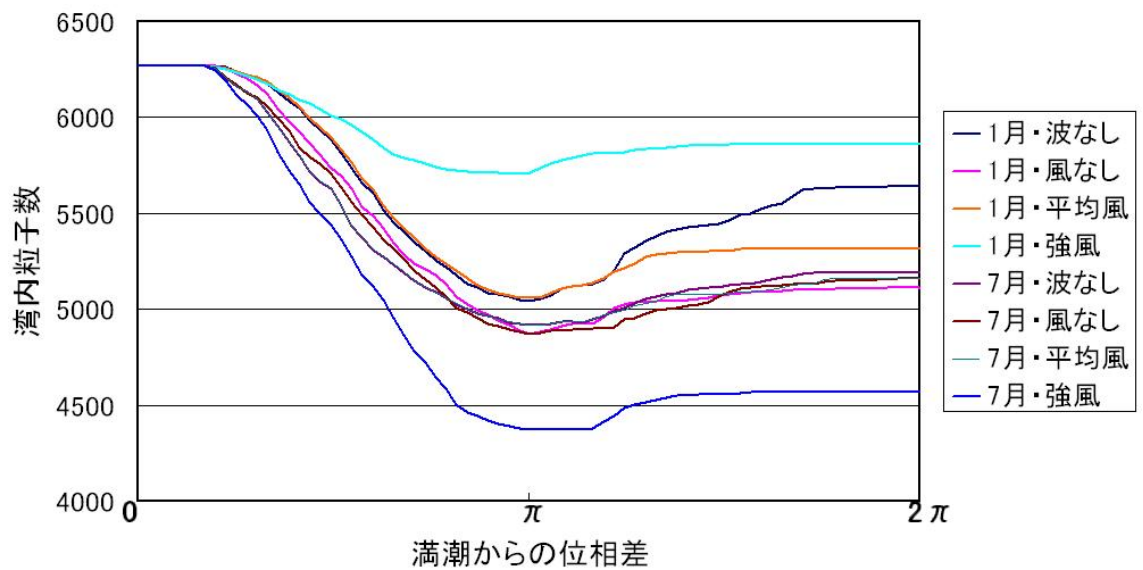


図 6-35. 満潮時に湾内で受動粒子を放流した場合の、湾内粒子数の1潮汐間の変化

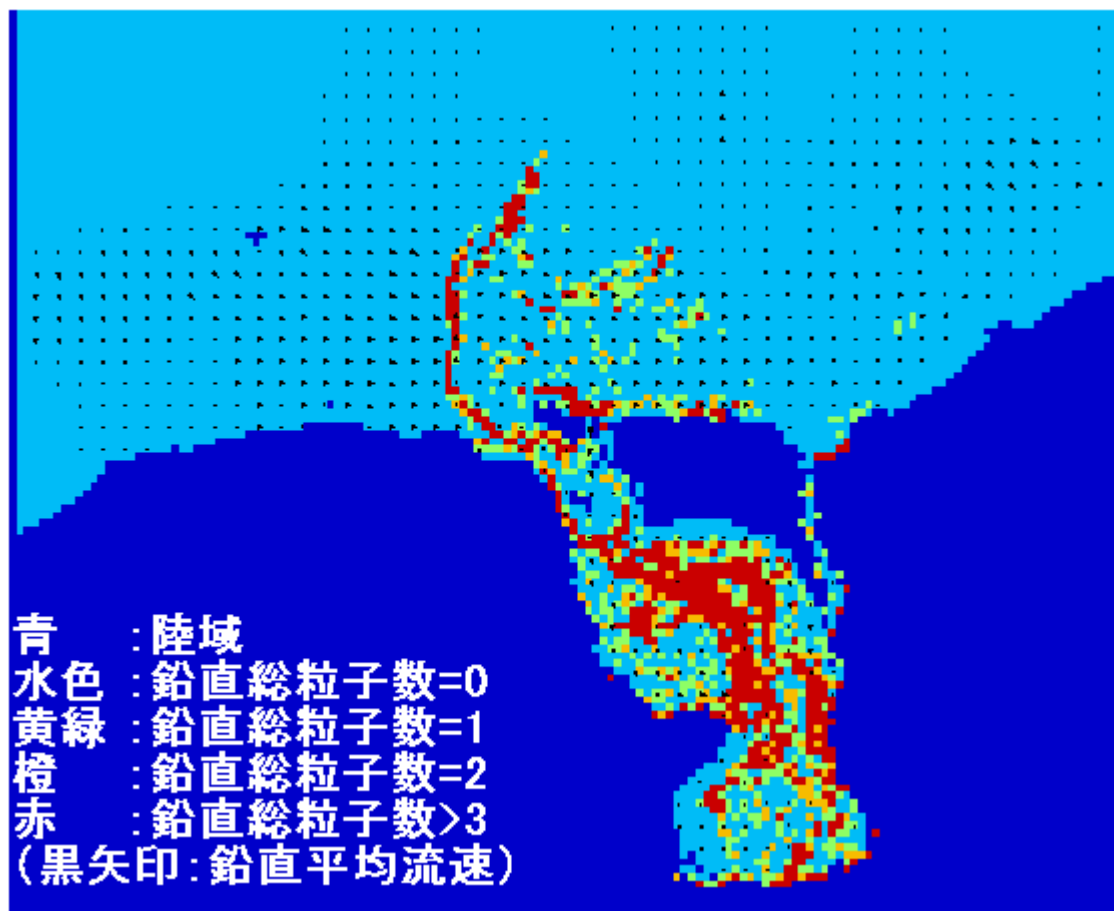


図 6-36. 満潮時放流粒子の半潮汐後の分布（1月；波なしケース）

6.3 浚渫に関する実験

6.3.1 計算条件

図 6-38に、湾口から湾央までの部分における計算用水深格子データを示す。この部分の滞筋には、水平的な幅が狭く、かつ水深が浅い部分（以下、滞筋狭窄部）が複数ある。上げ潮時、湾口から流入した相対的に高塩分の湾外水は底層を流れるが、一部がこの滞筋狭窄部の手前でトラップされ、湾奥に到達しない現象が観察された。そこで、この滞筋狭窄部の水深を掘削した場合に、物理環境がどのように変化するか、数値実験により検討する。すなわち、前節と同様の条件で、水深分布データのみ改変した場合の定常状態の計算を行い、改変しない場合の定常状態と比較を行う。

浚渫対象である滞筋狭窄部の位置を図 6-37に、浚渫後の湾口から湾央までの部分の計算用水深格子データを図 6-39にそれぞれ示す。

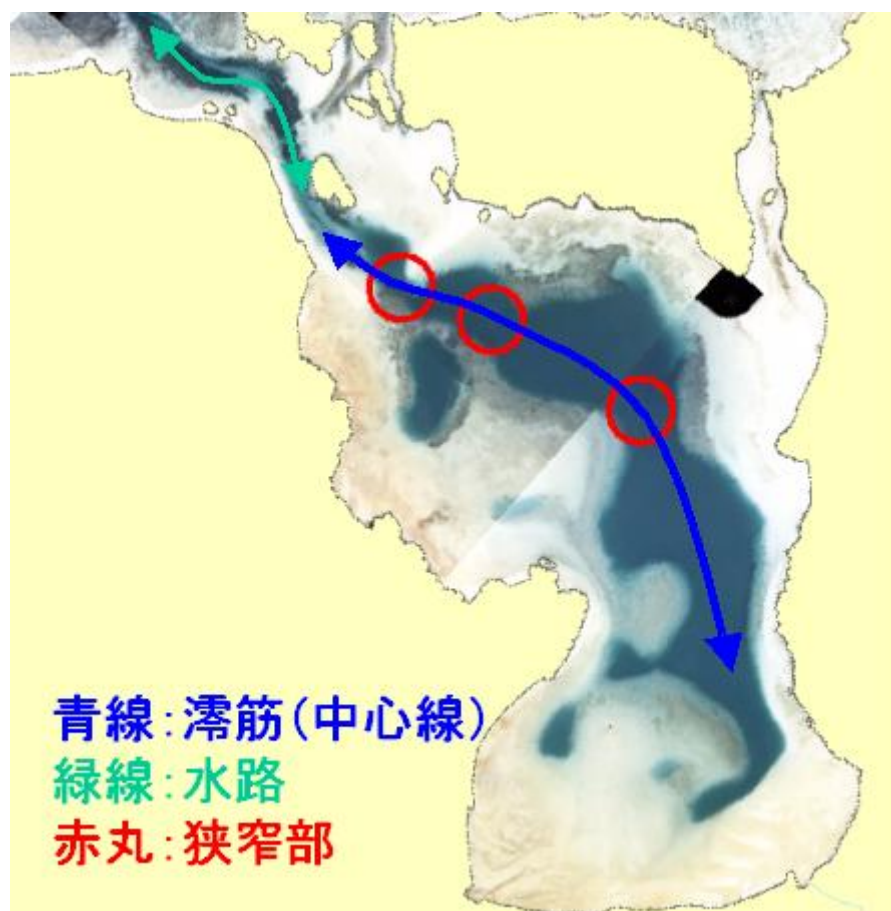


図 6-37. 滯筋狭窄部の位置 (浚渫位置)

※購入済空中写真（国土地理院；1977 年撮影）を 3 枚重ねた。

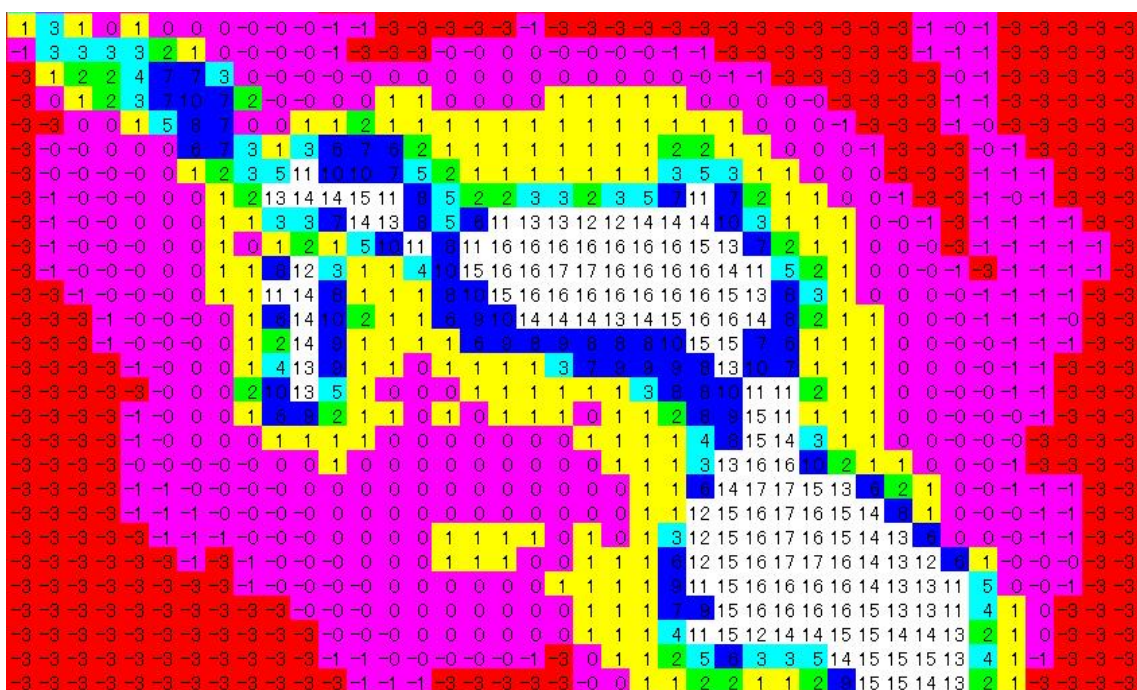


図 6-38. 浚渫前の湾口～湾央における水深分布



図 6-39. 浚渫後の湾口～湾央における水深分布（茶色が浚渫したセル）

6.3.2 計算結果

6.3.2.1 底層水温・底層流速分布の変化

浚渫前後の7月の定常計算結果における、塩分の鉛直断面分布を、図 6-40・図 6-41にそれぞれ示す。ただし鉛直断面の定義は前々節と同じである。浚渫後は浚渫前に比べて、高塩分の湾外水が湾奥まで到達している。同様に水温の鉛直断面分布を、図 6-42・図 6-43に示す。浚渫後は浚渫前に比べて、低水温の湾外水が湾奥まで到達しており、湾内の水温が全体的に低下している。

浚渫前後の7月の定常計算結果における、1 潮汐間平均底層水温とサンゴ分布を図 6-44に示す。浚渫によって、湾内の水温が全体的に低下している。また前節の議論において、水温に関するサンゴの分布可能領域と考えられた、 31.4°C または 31.45°C 未満の領域は、浚渫前は滞筋近傍に限定されていたが、浚渫後は西岸付近まで広がっている。

以上から、浚渫を行うことで、エスチュアリー循環が円滑となり、外洋水が湾奥まで到達しやすくなること、結果として、湾内においてサンゴ分布を制限している水温が低下するために、湾内におけるサンゴの分布可能域が拡大することが示された。

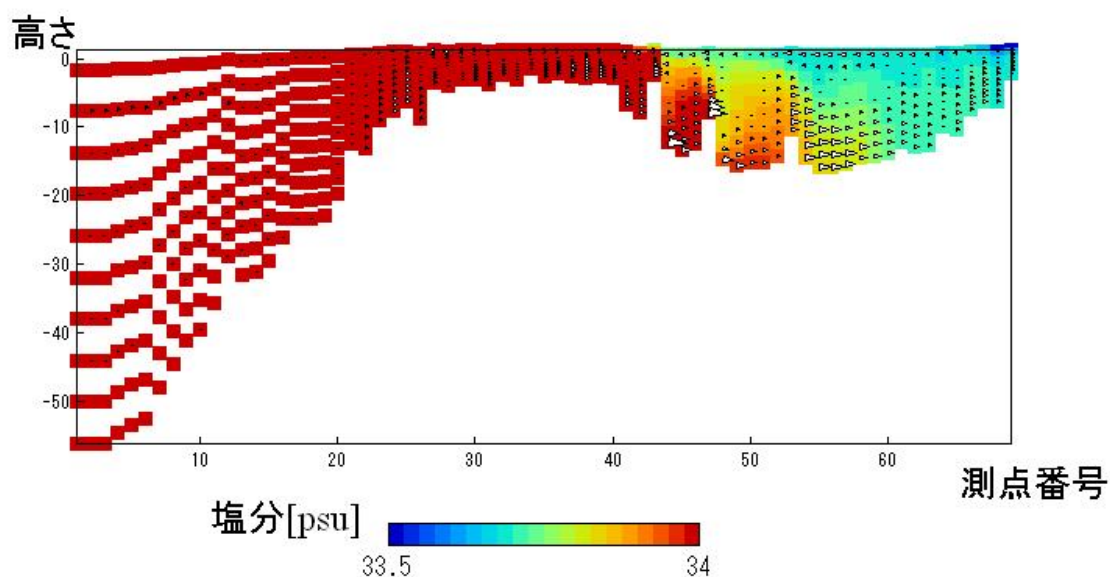


図 6-40. 浚渫前における塩分の鉛直断面分布（7月；満潮）

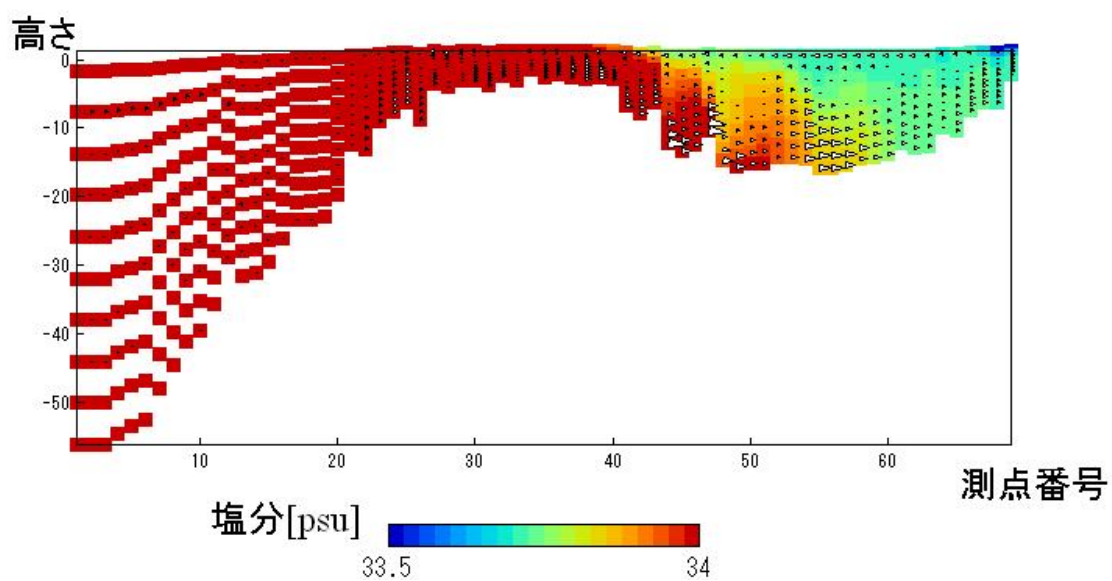


図 6-41. 浚渫後における塩分の鉛直断面分布（7月；満潮）

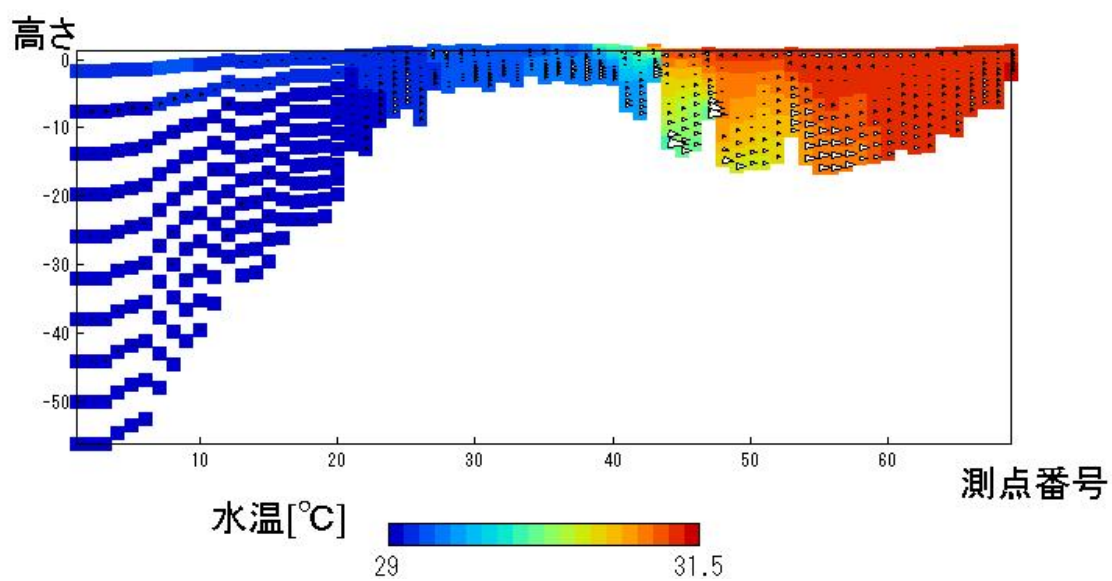


図 6-42. 浚渫前における水温の鉛直断面分布（7月；満潮）

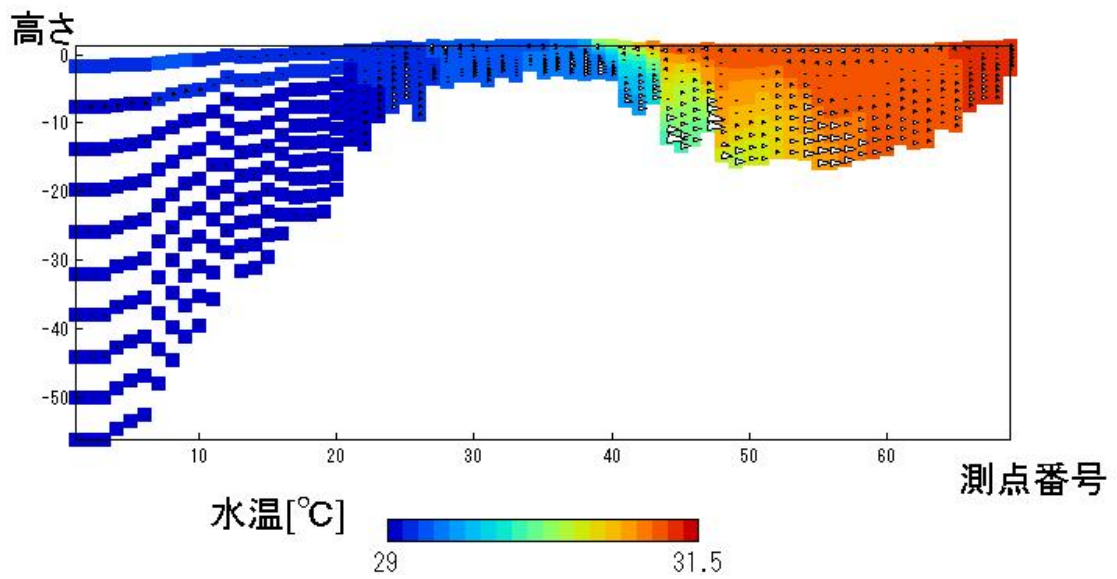


図 6-43. 浚渫後における水温の鉛直断面分布（7月；満潮）

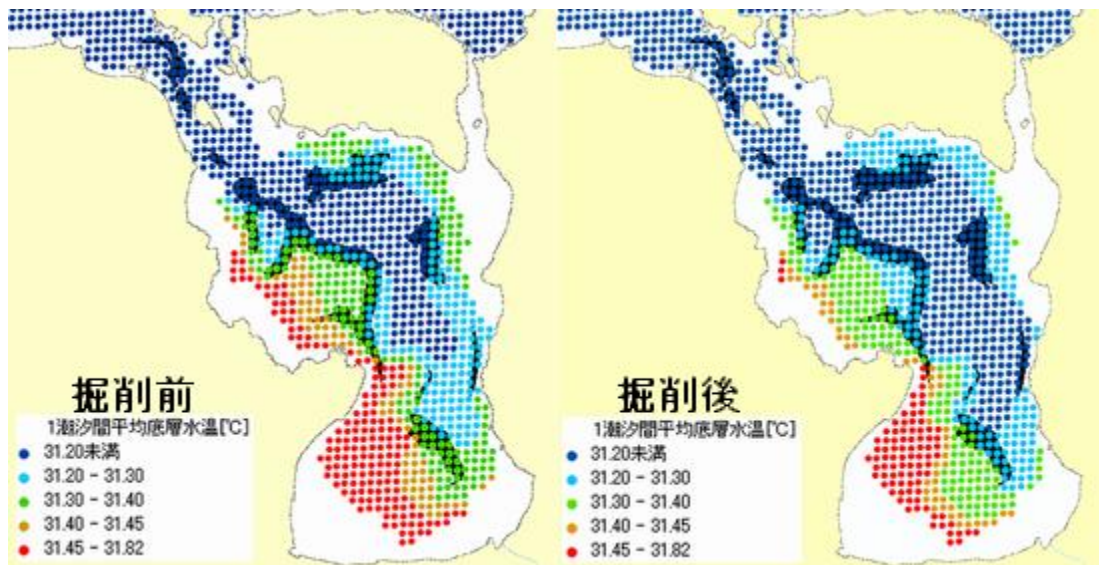


図 6-44. 浚渫前後における 7 月の 1 潮汐間平均底層水温とサンゴ分布（黒塗）

6.4 浄化センターの放流方法に関する実験

6.4.1 計算条件

浄化センター周辺水域に 176 の放流点（図 6-45）を設け、1 潮汐間に 12 回（3726 秒間隔）、表層・底層から受動粒子を放流し、移動を追跡した。

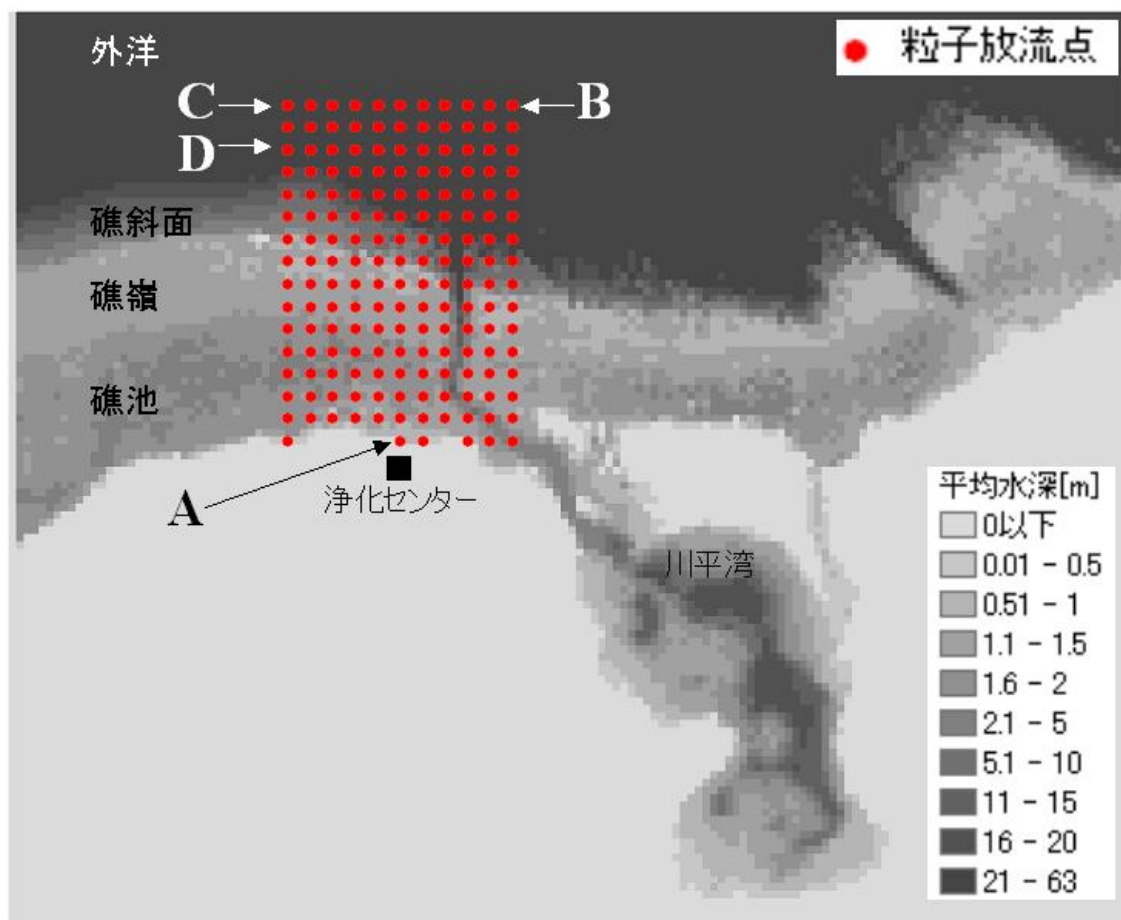


図 6-45. 計算領域中の粒子放流点

6.4.2結果と提案

6.4.2.1 計算結果

粒子は、7月・1月の定常状態において、各粒子放流点の底層・表層で計12回放流された。それらの粒子が、放流半潮汐後・1潮汐後に外洋にある割合を、図 6-46から図 6-53にそれぞれ示す。ただし、ここでの外洋とは、平均水深が5m以上かつ礁嶺の外側にある領域である。この領域に到達すれば拡散が進み、サンゴへの影響が小さくなると考えられる。

7月の定常状態における放流

7月の定常状態では、SSW風の影響を受けて、沿岸方向北西向き（計算領域中でX軸負の向き）の流れが卓越している。従って、礁池内で放流された粒子は、礁池内を沿岸方向に進み、半潮汐後・1潮汐後ともに、礁池内に留まっている割合が高い。

より細かく見ると、礁池内では、半潮汐後に外洋にある粒子が1割に満たない放流点が

多いが、1 潮汐後には 4 割以上の放流点が多い。この理由は、図 6-54に示した表層流速分布からわかるように、礁池内を北西に進むにつれて、沖向きの流速成分が強くなるためである。図 6-54は満潮時の流速であるが、計算領域左境界付近での流れの外洋への屈折は、満潮から干潮まで続く。また、底層では、表層より流速が沿岸に沿っているため、表層放流に比べて外洋に流出する割合が小さい。

図 6-54では、計算領域左境界の汀線付近で水位が高いが、これは左境界（スリップ壁条件）の影響である（計算領域を左に拡大すると水位差は消滅することを確認した）。流れの外洋への屈折は、この高水位に対応していることから、現実には存在しない可能性が高い。従って実際には、1 潮汐後に外洋にある粒子の割合は、本計算結果より小さいと考えられる。

現在の浄化センター処理水流出点は、現地観測の結果より、浄化センター直近の放流点（図 6-45の点 A）に対応する。本計算結果では、底層放流・表層放流とも、半潮汐後に 100%、1 潮汐後に 17%が礁池内に残っていた。上記の境界条件の影響を考慮すると、実際には、1 潮汐後にもより多くの粒子が礁池内に残っていると考えられる。

1 月の定常状態における放流

まず底層放流の場合について考察する。汀線付近の放流点で、外洋に流出する割合が小さいが、外洋に流出しなかった粒子の約半数は、上げ潮時に湾内に吸い込まれたものである。この現象は、7 月の定常状態と違い、湾口から遠ざかる向きの吸送流が存在しないために生じる。

次に表層放流では、汀線付近の放流点では底層放流の場合と同様な結果が得られたが、外洋の水路近傍の放流点でも、湾内または礁池に流入する粒子の割合が高かった。これは簡単には、NNE 風によって、表層では潮汐に関わらず岸向きの流速が生じているためである。

ところで、水路と外洋の接合部の底層では、吸送流の補償流としての沖向きの流れと、6-1 節で議論した水路から外洋に向かう海浜流が接続し、水路から沖に至るひと続きの流れが形成される。その結果、水路底層の粒子は素早く沖合に輸送されるほか、外洋の粒子は底層から水路に流入し得ない。ところが表層では、水路から外洋に向かう流れは外洋との接合部で途切れ、その周辺の礁嶺では礁池に流入する流れが卓越しているため、外洋の粒子は水路近傍で沿岸方向に若干変位した後、礁嶺を越えて礁池・さらに湾内に流入する。以上が、表層放流において、外洋の粒子が湾内・礁池に流入する機構である。

7 月と 1 月の放流結果を比較すると、1 月のほうが全体的に、礁池内粒子の外洋に流出する割合が大きい。これは、上記の海浜流によって、水路底層から外洋沖合に素早く輸送されるためである。上記の海浜流は、湾内の海水交換に寄与するだけでなく、浄化センターの放流水の外洋への輸送にも貢献している。

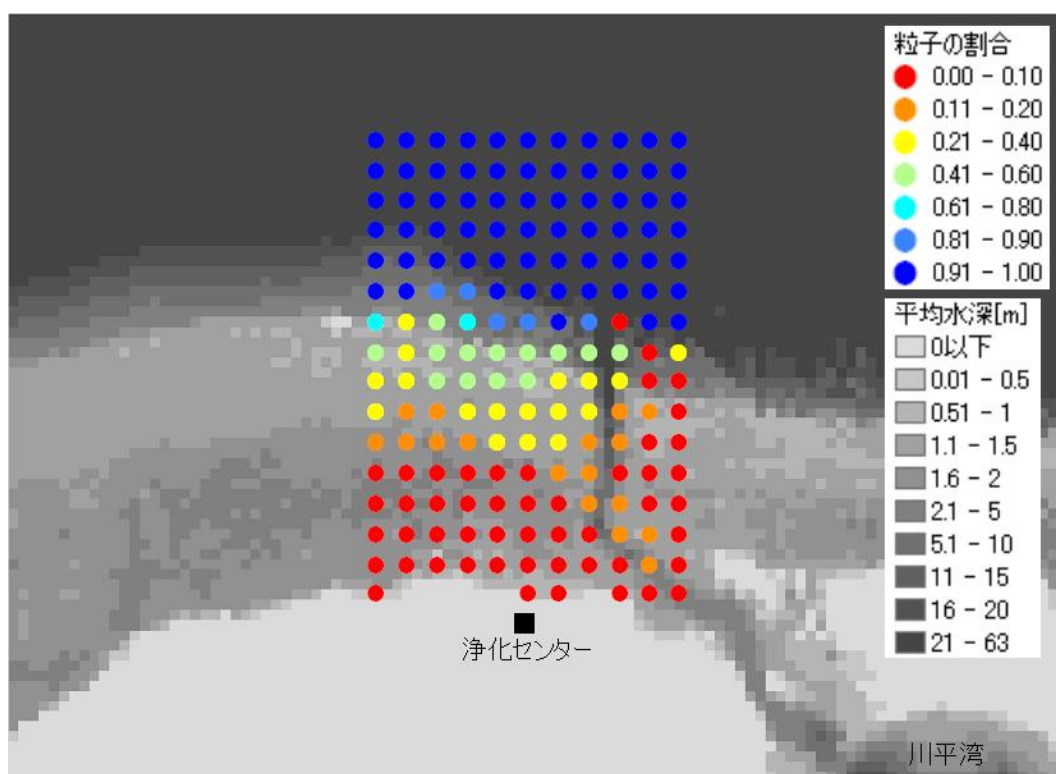


図 6-46. 粒子放流点と、半潮汐後に外洋にある粒子の割合（7月；底層放流）

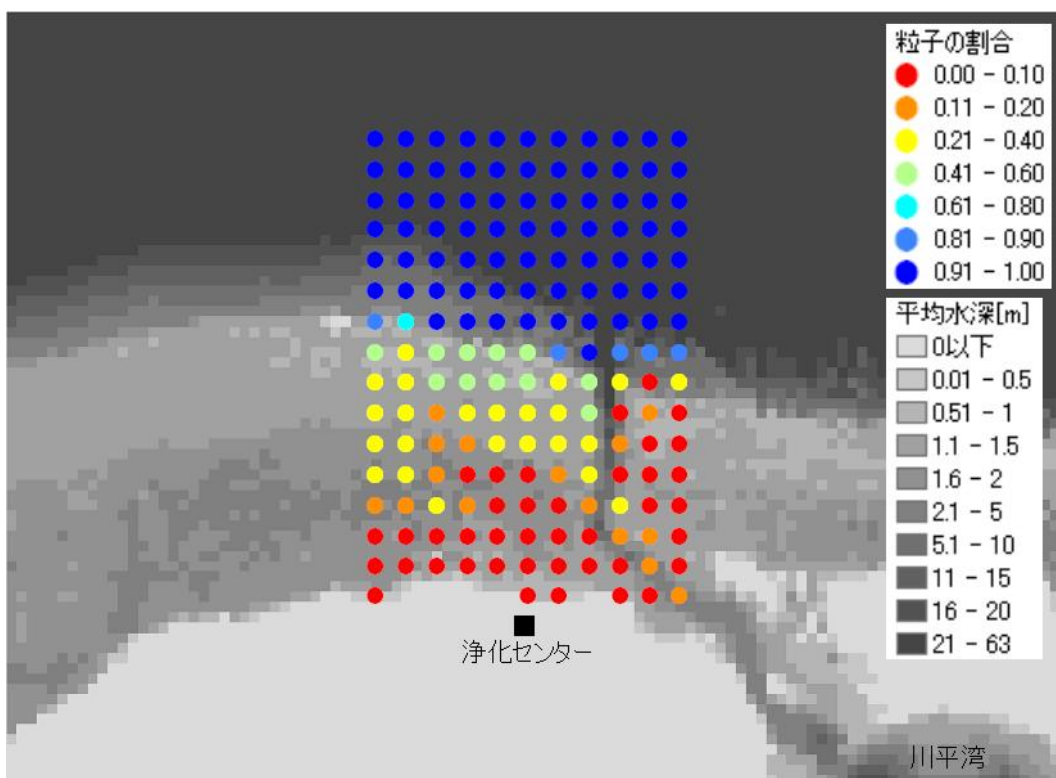


図 6-47. 粒子放流点と、半潮汐後に外洋にある粒子の割合（7月；表層放流）

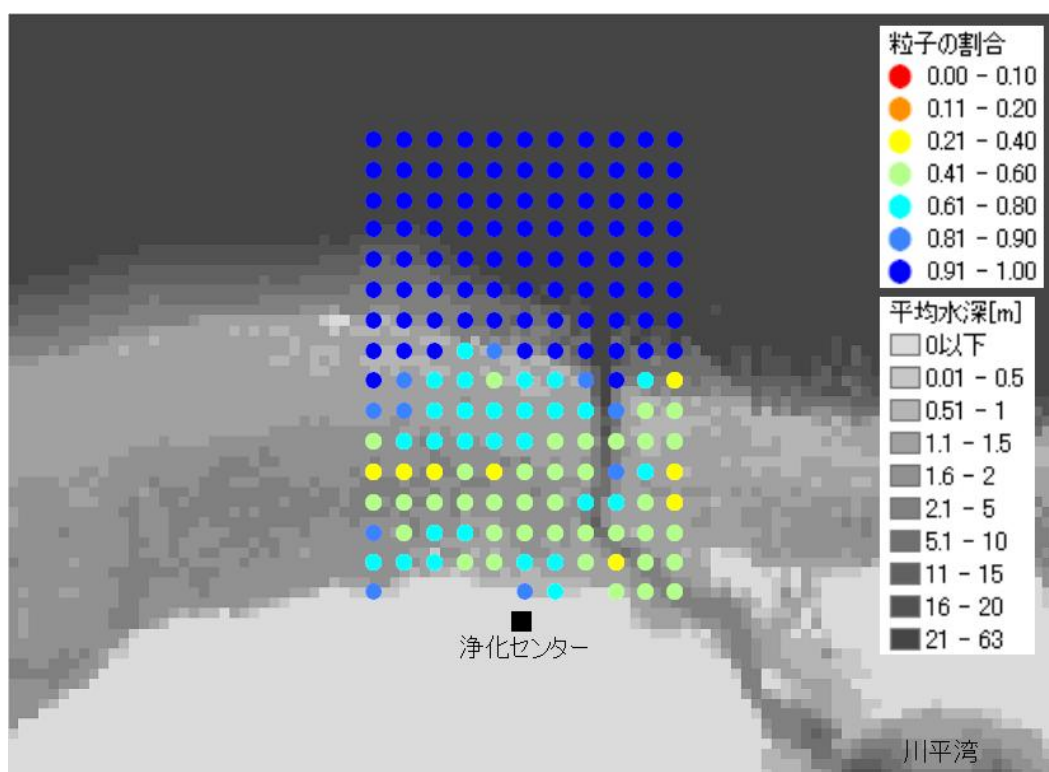


図 6-48. 粒子放流点と、1 潮汐後に外洋にある粒子の割合（7 月；底層放流）

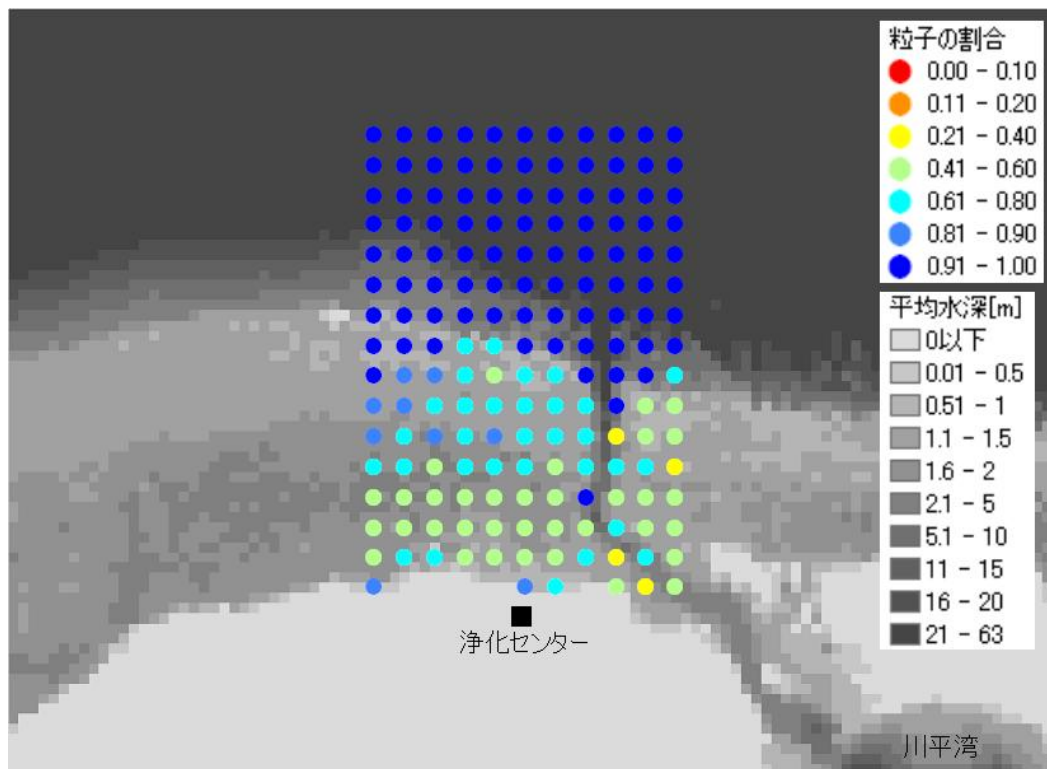


図 6-49. 粒子放流点と、1 潮汐後に外洋にある粒子の割合（7 月；表層放流）

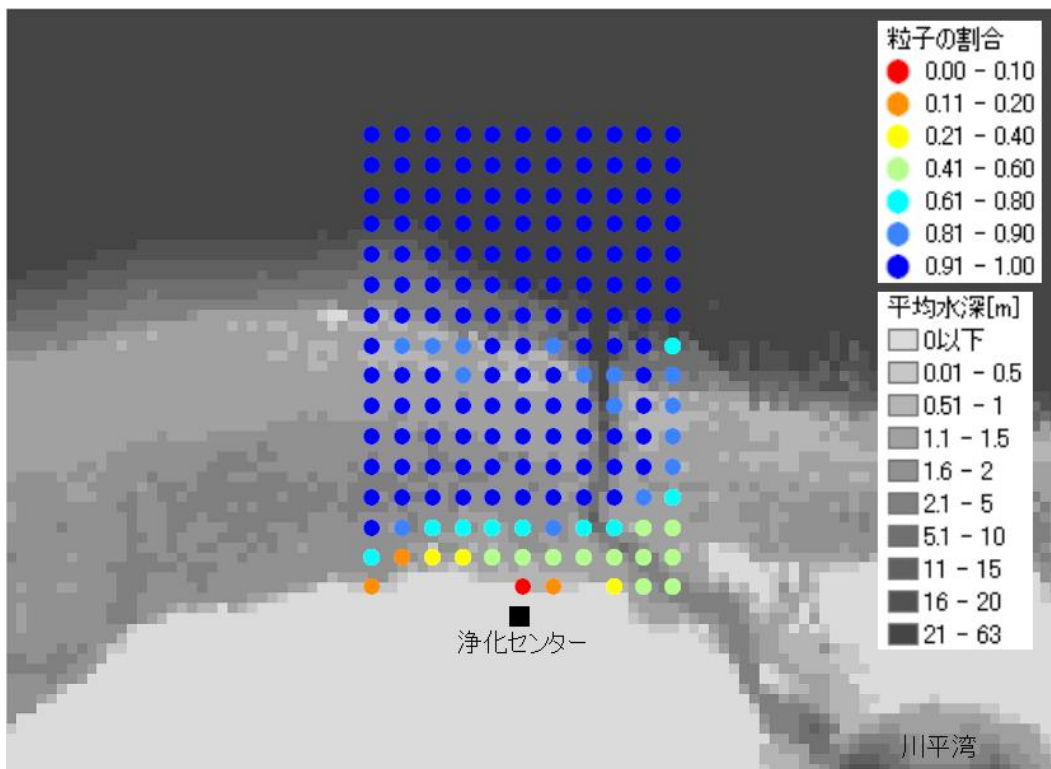


図 6-50. 粒子放流点と、半潮汐後に外洋にある粒子の割合（1月；底層放流）

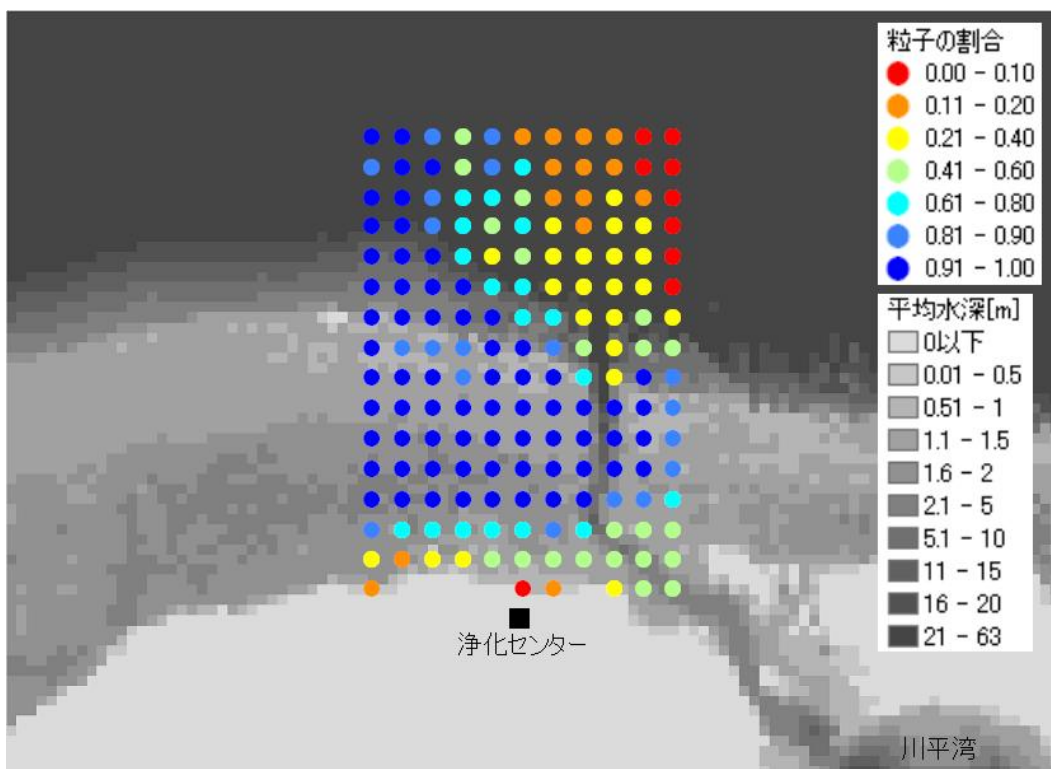


図 6-51. 粒子放流点と、半潮汐後に外洋にある粒子の割合（1月；表層放流）

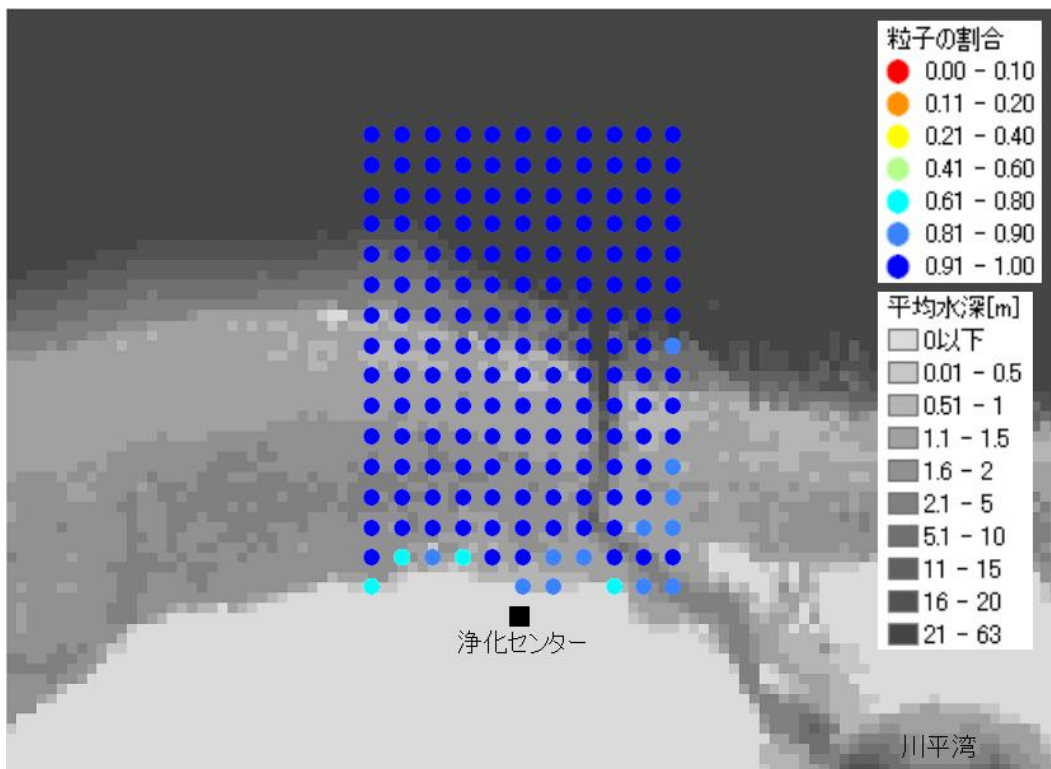


図 6-52. 粒子放流点と、1 潮汐後に外洋にある粒子の割合（1 月；底層放流）

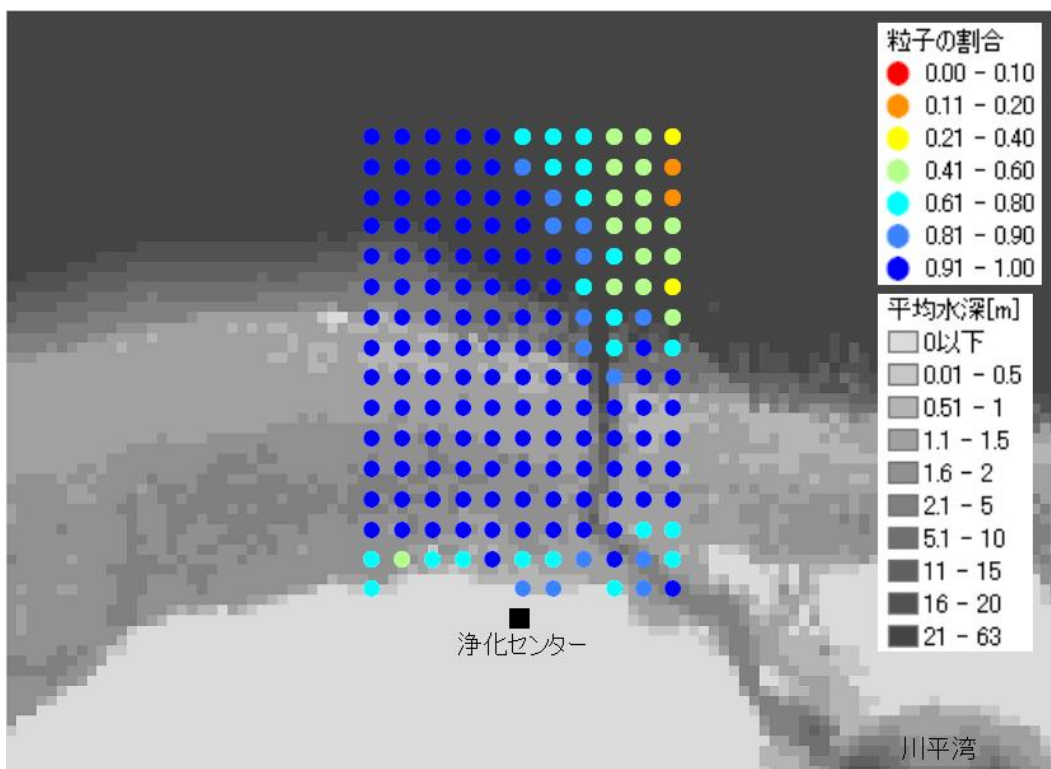


図 6-53. 粒子放流点と、1 潮汐後に外洋にある粒子の割合（1 月；表層放流）

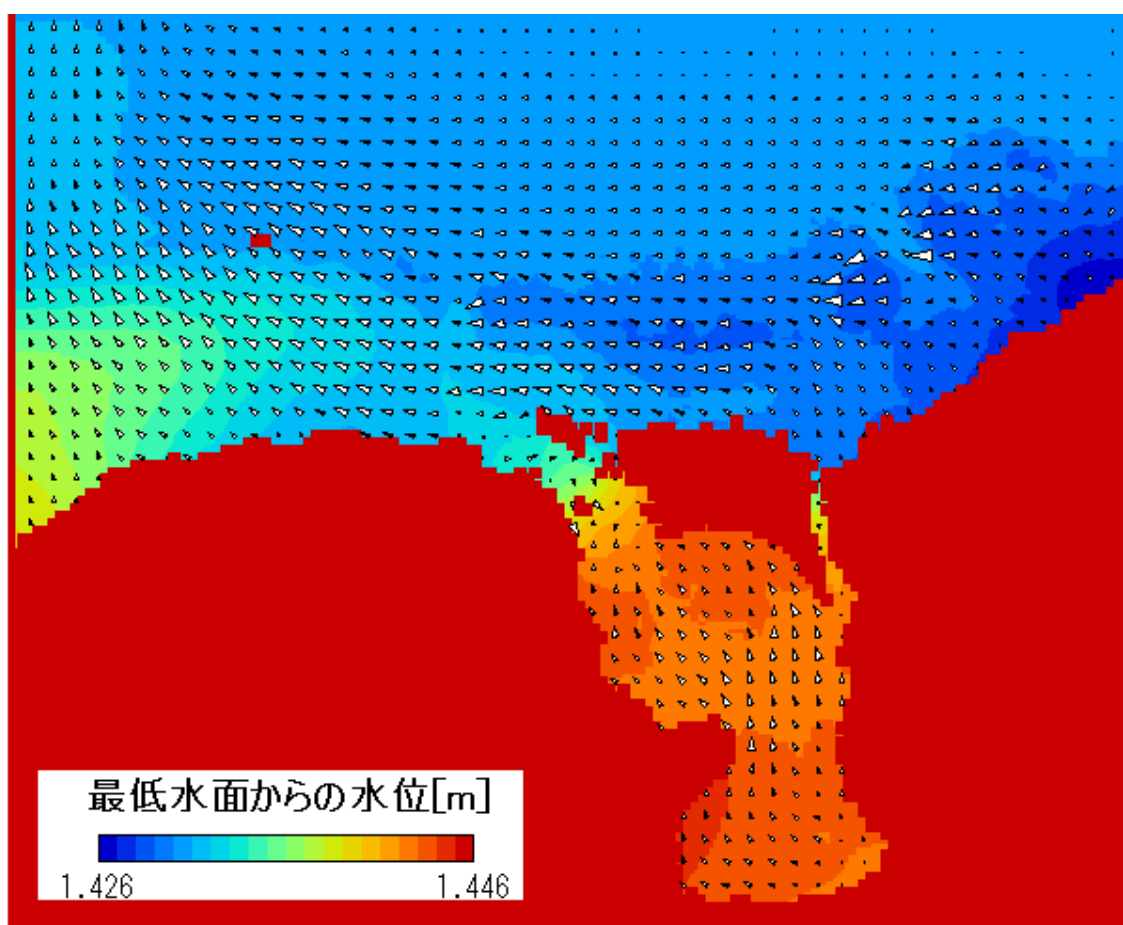


図 6-54. 定常状態における水位と表層流速の水平分布（7 月；満潮）

6.4.2.2 放流方法の提案

上記の結果を次にまとめる。

- 7 月の定常状態で、礁池内の表層・底層で放流された粒子は礁池に長時間残った一方、礁斜面から外洋側で放流された粒子はほとんど礁池内・湾内に流入しなかった。礁池にはサンゴが存在するため、7 月の定常状態では礁斜面外側に放流することが望ましい。
- 1 月の定常状態で、礁池内の表層・底層で放流された粒子は、7 月の場合に比べて、外洋に流出する割合が高かった。汀線近くの放流点では、湾内に流入するまたは礁池に残る粒子が多い一方で、礁池でも外洋に近い側では、水路を通じて外洋に流出するものが多かった。
- 1 月の定常状態では、北風と碎波の影響によって、水路近くの外洋表層で放流された粒子の多くが、礁池または湾内に流入する結果となった。水路近くの外洋底層で放流された粒子は、湾内に流入する割合は低かった。

放流点は季節や風向によって変更できないことを前提として、以上を総合する。定常状態の計算結果によると、浄化センターの理想的な放流点は、礁斜面から外側の底層である。現実には、定常状態では発生しない、鉛直方向の流速分布の変化も考えられる。そこで、より水平的に安全な放流点を検討すると、礁斜面から外側かつ、水路から北西方向にずれた放流点となる。さらに、礁斜面にはサンゴが分布し、礁斜面における放流はサンゴが存在しない水深の点（図 6-45 の点 C・点 D）で行うべきである。

6.5 まとめ

本章では、数値実験によって、以下のことが示された。

- 川平湾の海水交換にとってエスチュアリー循環が重要である。エスチュアリー循環は風に影響され、SSW 風の卓越する夏季に強められ、NNE 風の卓越する冬季に弱められる。その結果、夏季には水平的に均一、冬季には不均一な湾内水温・塩分分布となる。冬季の海水交換の不足から生じる湾奥の水温低下は、既存の研究で示されている「湾奥ほど亜熱帯性が強い」生物分布を説明している。
- 夏季には SSW 風に伴う吹送流が、冬季には波浪によって湾外水路で生じる海浜流が、湾外に排出された水の再流入を妨げ、海水交換に貢献している。
- 現在の浄化センターの放流水滲出位置では、放流水が礁池内や湾内に滞留しやすい。理想的な放流位置は、水路から北西方向に離れた、礁嶺外の底層である。
- 滞筋狭窄部を浚渫した場合、エスチュアリー循環が円滑化し、湾奥まで外洋水が到達しやすくなることで、水温に関するサンゴ分布可能域が拡大する。
- 湾外礁池では夏季の流速が、湾内では夏季の水温が、サンゴ分布の制限因子である。

滞筋狭窄部は、第 2 章で栄養塩の溶出による富栄養化が示唆された部分でもある。沖縄県議会では滞筋の赤土堆積を問題視し、浚渫案も議論されている。もし浚渫するのであれば、滞筋狭窄部を対象とすることによって、シルトの除去・栄養塩溶出量の削減に加え、エスチュアリー循環の円滑化、サンゴ分布可能域の拡大といった、一石二鳥の結果が得られる可能性がある。

数値実験によって、このような様々な知見が得られたが、注意すべきは、本章の実験は夏（7 月）・冬（1 月）の平均的な定常状態について行われたものに過ぎず、現実の現象はより動的であると考えられることである。例えば実際には夏季に SSW 風のみが、冬季に NNE 風のみが吹くわけではない。従って上記の結果は、夏および冬の傾向を示しているものであり、常に成り立つものではない。逆に、冬でも SSW 風が卓越した時には、例えば海水

交換が良好になることもあり得る。

7. 結論

本研究では、川平湾周辺海域における海水流動構造、水温・流速・栄養塩の挙動、それらとサンゴの関係に関する、様々な知見を蓄積することができた。また、サンゴの生理の観点からの問題点も明らかになり、得られた知見を組み合わせ、サンゴ衰退対策立案の第1歩を踏み出すことができた。具体的に、本研究の主な成果は次の通りである。

- 物理モデルに必要な水深分布を、複雑な底質分布をもつサンゴ礁海域でも精度良く算定できる、衛星画像解析法を開発した。
- 既存の物理モデルに対して、移動境界スキーム・底面熱収支モデルの追加、波浪推算モデルとの結合、差分精度向上等を施し、川平湾周辺海域に適用できる物理モデルを構築した。
- 物理モデルによる数値実験の結果、川平湾の流動構造・海水交換ならびに水温・塩分分布に関して、次のことが明らかになった。
 - ① 川平湾の海水交換にとってエスチュアリー循環が重要である。
 - ② エスチュアリー循環は風によって夏季に強められ、冬季に弱められる。その結果として夏季には水平的に均一、冬季には不均一な湾内水温・塩分分布となる。
 - ③ 冬季の海水交換の不足から生じる湾奥の水温低下によって、既存の研究で示されている「湾奥ほど亜熱帯性が強い」生物分布が説明される。
 - ④ 夏季には外洋の吹送流が、冬季には波浪によって湾外水路で生じる海浜流が、それぞれ湾外に出た湾内水の再流入を防ぐことで、湾内の海水交換に貢献している。
- 物理モデルの計算結果とサンゴ分布の比較により、湾外礁池では夏季の流速が、湾内では夏季の水温が、サンゴ分布の制限因子であることが示された。
- 現地観測により、浄化センター周辺で高栄養塩濃度の地下水が滲出し、サンゴ生育が不可能な富栄養水域が生じていることが明らかになった。さらに物理モデルによる数値実験で、現在の滲出位置では放流水が礁池内や湾内に滞留しやすいこと、水路から離れた礁嶺外底層に放流することで滞留を最小限にできることが示された。
- 現地観測と既存データの解析により、シルトが堆積している濡筋狭窄部で、夏季に底質からの栄養塩溶出により、富栄養水塊が発生していることが示唆された。さらに物理モデルによる数値実験で、この部分を含む湾内濡筋の狭窄部を浚渫した場合、エスチュアリー循環が円滑となり、水温に関するサンゴ分布可能域が拡大する副次的効果が得られることが示された。沖縄県議会ではシルトの堆積を問題視し、浚渫案も議論されているが、浚渫する場合は湾内狭窄部を対象とすることで、一石二鳥の効果が期待できる。

今後、川平湾周辺海域の水環境をより詳細に解明し、サンゴ礁の保全に役立てるために、次のようなアプローチが期待される。

- サンゴと環境因子の関係をより詳細に議論するため、湾内外のサンゴ分布を、種類を含めて完全に明らかにする。
- 本研究で生じた物理モデルの再現性の問題が、風データの妥当性の問題に起因するかどうかを明確にするため、川平において風況を実測し、その期間の再現計算を行う。
- 水環境をより動的に把握するため、気温・開境界水温の日較差があるような条件下で数値実験を行う。
- 本研究で浮上した栄養塩に関する問題をより詳細に把握するため、栄養塩のモニタリングを行う。

一方、本研究で開発した水深分布算定法は、川平湾周辺海域に限らず一般のサンゴ礁海域で適用可能である。この算定法に関しては、次のようなアプローチによりさらに精度を高めることが可能となると考えられる。

- 決定論的な算定法から、測深データとのデータ同化手法に改変する。
- スペクトル情報だけでなく、パターン情報を同時に利用する。
- 定量的な測深データだけでなく、定性的な文献情報・現地情報（例：ある点はある点より深い.etc）をも有効に活用できるアルゴリズムを開発する。

参考文献

- [1] 八杉龍一・小関治男・古谷雅樹・日高敏隆(1996)岩波生物学辞典第4版, 岩波書店
- [2] 環境省・日本サンゴ礁学会編(2004)日本のサンゴ礁, 環境省
- [3] 山室真澄・茅根創編集(1997)工業技術院指定研究(平成元年度～8年度)研究成果報告書
「モデルサンゴ礁におけるCO₂循環機構に関する研究」, 工業技術院地質調査所
- [4] Takeshi Mise・Michio Hidaka(2003) Degradation of zooxanthellae in the coral *Acropora nasuta* during bleaching, *Galaxea*, 5, pp.33-39
- [5] Yamano H., M. Tamura, Y. Kunii, and M. Hidaka(2003) Spectral reflectance as a potential tool for detecting stressed corals, *Galaxea*, 5, pp.1-10
- [6] Bhagooli R.・M. Hidaka(2002) Physiological responses of the coral *Galaxea fascicularis* and its algal symbiont to elevated temperatures, *Galaxea*, 4, pp.33-42
- [7] Fujimura H・Oomori T・Maehira T・Miyahira K(2001) Change of coral carbon metabolism influenced by coral bleaching, *Galaxea*, 3, pp.41-50
- [8] Jamaluddin JOMPA・Laurence J MCCOOK(2002) Effects of competition and herbivory on interactions between a hard coral and a brown alga, *Journal of experimental marine biology and ecology*, 271, pp.25-39
- [9] Jamaluddin Jompa・Laurence J. McCook(2002) The effects of nutrients and herbivory on competition between a hard coral (*Porites cylindrica*) and a brown alga (*Lobophora variegata*), *Limnology and Oceanography*, 47(2), pp.527-534
- [10] Kayanne, H.・H. Hata・S. Kudo・H. Yamano・A. Watanabe・Y. Ikeda・K. Nozaki・K. Kato・A. Negishi・H. Saito(2005) Seasonal and bleaching-induced changes in coral reef metabolism and CO₂ flux, *GLOBAL BIOGEOCHEMICAL CYCLES*, 19(3)
- [11] M. Nystrom・I. Nordemar・M Tedengren(2001) Simultaneous and sequential stress from increased temperature and copper on the metabolism of the hermatypic coral *Porites cylindrica*, *Marine Biology*, 138, pp.1225-1231
- [12] M. Nystrom・I. Nordemar・M Tedengren(2001) Simultaneous and sequential stress from increased temperature and copper on the metabolism of the hermatypic coral *Porites cylindrica*, *Marine Biology*, 138, pp.1225-1231

-
- [13] RANJEET BHAGOOI・IRINA YAKOVLEVA (2004) Differential bleaching susceptibility and mortality patterns among four corals in response to thermal stress. *Symbiosis*, *Symbiosis*, 37, pp.121-136
- [14] 瀬岡和夫・二瓶康雄・横堀達也・熊野良子・大見謝辰男 (1999) サンゴ礁海域の水環境に関する陸水・外洋水影響の検討, *海岸工学論文集*, 46, pp.1181-1185
- [15] 二瓶泰雄・瀬岡和夫・綱島康雄・丸田直美・青木康哲・若木研水 (2001) サンゴ礁海域の温熱環境特性に関する多面的観測と解析, *海岸工学論文集*, 48, pp.1146-1150
- [16] 瀬岡和夫・若木研水・二瓶泰雄・今井陽介・青木康哲・丸田直美・大見謝辰男・満本裕彰・小林孝・藤井智史 (2001) 現地観測に基づく石垣島サンゴ礁海域の流動特性と微細土砂・熱輸送特性に関する解析, *海岸工学論文集*, 48, pp.1151-1155
- [17] Mazda (1983) Water exchange in Kabira Cove, Ishigaki Island, *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 39, pp.63-72
- [18] 中村仁・工藤君明 (1996) 川平サンゴ礁の海水流動におけるリーフによる流れのモデル化, *海洋科学技術センタ-試験研究報告*, 33, pp.55-64
- [19] 堀越増興 (1979) 熱帯性海域の沿岸生態系 - 地域生態系における自然地理的ユニットのモデルとしての石垣島川平湾, *環境科学としての海洋学*, 3, pp.145-169
- [20] 大葉英雄 (1979) 沖縄県石垣島の海藻植生, *藻類(日本藻類学会誌)*, 27(1), p.49
- [21] 山野博哉, 茅根創, 松永恒雄, 工藤君明 (1996) 石垣島川平サンゴ礁の帯状構造, *日本海洋学会春季大会講演要旨集*, pp.312-313
- [22] うみ しま さんご 南島写真館: <http://www7.ocn.ne.jp/~kobusime/>
- [23] 沖縄県水産海洋研究センター, 平成 10 年度事業報告書, p.213
- [24] 国際サンゴ礁研究・モニタリングセンター, 平成 13 年度 石垣島周辺海域におけるサンゴ礁モニタリング調査報告書
- [25] 国際サンゴ礁研究・モニタリングセンター, 平成 14 年度 石垣島周辺海域におけるサンゴ礁モニタリング調査報告書
- [26] 瀬岡和夫・二瓶泰雄・熊野良子 (1999) 高解像度水深マップを用いたサンゴ礁海域の流動シミュレーション, *海岸工学論文集*, 46, pp.1186-1190
- [27] 下田徹, 市川忠史, 松川康夫 (1998) 南西諸島のサンゴ礁における栄養環境とそのサンゴ生育への影響, *中央水産研究所研究報告*, 12, pp.71-80

-
- [28] 環境省竜串自然再生プロジェクト, 平成 16 年度第 2 回竜串自然再生推進調整会議資料
- [29] 山野博哉, 米倉伸之, 茅根創, 工藤君明, 中村仁, 菊地昭 (1996) 石垣島川平サンゴ礁の海水流動, 日本海洋学会秋季大会講演要旨集, pp.241-242
- [30] 沖縄水産海洋研究センター, 昭和 55 年度事業報告書, p.176
- [31] 全炳徳・後藤恵之輔 (1993) 水深推測のためのリモートセンシング手法の比較と提案 (1993), 日本リモートセンシング学会誌, 13(4), pp.41-50
- [32] 全炳徳・後藤恵之輔・宇野史郎 (1994) ランドサットデータによる浅海域のサンゴ礁抽出と水深推測, 写真測量とリモートセンシング, 33(4), pp.23-31
- [33] 力丸厚・大嶋太市・与清・土谷学 (1983) 人工衛星データによる浅海水深図作成に関する研究(その 1), 法政大学工学部研究集報, 19, pp.73-83
- [34] 川勝基・田畑智廣・立野勝己・菊川浩行・石黒悦爾 (1999) 衛星データを用いた沿岸部の水深推定に関する基礎的考察, 農業機械学会九州支部誌, 48, pp.1-6
- [35] 石黒悦爾・川勝基・平山慎作・菊川浩行 (2000) 衛星データを用いた沿岸部の水深推定, 気象利用研究, 13, pp.66-70
- [36] Jerlov N.G. (1976) Marine Optics, Elsevier
- [37] 杉森康弘 (1982) 海洋のリモートセンシング, 共立出版
- [38] 灘岡和夫・田村英寿 (1993) 沖縄赤土流出問題に関する汎用衛星モニタリングシステム構築の試み, 海岸工学論文集, 40, pp.1106-1110
- [39] S.O.DARKWAH・C.DEGUCHI・S.SUGIO・M.KUNITAKE (1998) A Simple Method of Estimating Water Depth at the Nearshore Zone from Satellite Data, 日本リモートセンシング学会誌, 18(2), pp.13-27
- [40] 泉宮尊司・國田知基・鈴木健太郎・石橋邦彦・泉正寿・永松宏 (2000) 衛星リモートセンシングによる水中消散係数の変動を考慮した沿岸域の水深の推定, 海岸工学論文集, 47, pp.1351-1355
- [41] 鈴木健太郎・泉宮尊司・石橋邦彦 (2002) 衛星リモートセンシングによる砂浜海岸の高精度水深推定法とその適用性に関する研究, 海岸工学論文集, 49, pp.1521-1525
- [42] Enrico C.Paringit・灘岡和夫 (2002) 多バンド・リモートセンシングに基づくサンゴ礁マッピングへの逆解析手法の応用, 海岸工学論文集, 49, pp.1191-1195

-
- [43] Enrico C.Paringit・灘岡和夫・Miguel, D. Fortes・波利井佐紀・Jacqueline, J. Strachan・田村仁・三井順・中山哲厳(2003)藻場キャノピー光学モデルと高解像度衛星画像による海草藻場のマッピングと現地検証, 海岸工学論文集, 50, pp.1386-1390
- [44] Enrico C.Paringit・灘岡和夫・中山哲厳(2004)Ikonos 衛星画像への生物物理学的分光反射モデルの適用による大型水性植物と水深分布の同時推定, 海岸工学論文集, 51, pp.1401-1404
- [45] 吉野文雄・吉谷純一・山辺満(1990)リモートセンシングによる水深推定の可能性, 土木技術資料, 32(3), pp.33-38
- [46] D. R. Lyzenga(1978)Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features, Applied Optics, 17, pp.379-383
- [47] 鯉渕幸生・佐々木淳・磯部雅彦(2001)東京湾における窒素・リンに着目した物質循環機構, 海岸工学論文集, 48, pp.1076-1080
- [48] 小野澤恵一・鯉渕幸生・古米弘明・片山浩之・磯部雅彦(2005)台場周辺海域における雨天時合流式下水道越流水の数値解析, 海岸工学論文集, 52, pp.891-895
- [49] 鯉渕幸生(2001)東京湾における物質循環機構に関する研究, 東京大学院工学系研究科社会基盤工学専攻博士論文
- [50] 小野澤恵一(2005)お台場における雨天時越流水の数値解析, 東京大学院工学系研究科社会基盤工学専攻卒業論文
- [51] 佐々木淳(1996)東京湾における青潮の発生機構に関する研究, 東京大学院工学系研究科社会基盤工学専攻博士論文
- [52] 近藤純正(1994)水環境の気象学, 朝倉書店
- [53] Kim, Y.-S.(1992)Estimate of heat transport across the sea surface near Japan with bulk methods., 東京大学理学系大学院博士論文
- [54] SWAN HOME PAGE:<http://vlm089.citg.tudelft.nl/swan/index.htm>
- [55] 沖縄水産海洋研究センター, 昭和 62 年度事業報告書, p.20(一例)
- [56] 服部昌太郎(1987), 海岸工学, コロナ社, p.38
- [57] Battjes, J. A.・Janssen, J. P. F. M.(1978)Energy loss and setup due to breaking of random waves, Proceedings of the 16th Coastal Engineering Conference Hamburg, pp.509-587.

[58] Umezawa Y.・T.Miyajima・I. Koike・H. Kayanne (2002) Significance of groundwater nitrogen discharge into coral reefs at Ishigaki Island, southwest of Japan, Coral Reefs, 21, pp.346-356

謝辞

修士課程の2年間、本当に多くの方のお世話になり、充実した日々を送ることが出来ました。この場で御礼申し上げます。

指導教官の鯉渕先生には、研究の進め方から機器の扱いに至るまで、あらゆることを教わりました。研究に行き詰った時には、お忙しい中、こちらの納得がいくまで議論と指南をして頂きました。また現地観測では、先生は指導の傍ら運転手やカメラの漕ぎ手となり、好きな地点に連れて行って下さいました。そうした過程で、「何が重要かを考える」「一度に完璧を求めない」「常に様々な可能性を意識しておく」といったことの大切さを、身をもって知ることが出来ました。このような心得は研究以外の場面でも役に立ちそうです。

磯部先生は、数多くの具体的な研究場面で、研究とはどのようなものか、どのように考えていくべきなのかを教えて下さいました。ゼミで生意気な発表、考察が不十分な発表をしてしまった時にも、寛容に指導して頂きました。黄先生にも、環境学研究はどうあるべきかという基本的な問題から、数値計算の詳細まで、様々な指導を頂きました。また、お会いするたびに励まして下さりました。

学生の方々にも、非常にお世話になりました。博士課程の田中さんは、1日数回のペースで様子を見に来て下さるという名先輩ぶりで、僕の試みた全ての研究を理解し、議論に乗って下さいました。教えて頂いた基礎知識の量は非常に多く、水質計の扱いから移動境界スキームまで多岐にわたります。この借りはいつかお返ししたいと思います。同じく博士課程の寺田さんには、現地観測で猛暑の中、助けて頂きました。また修論の要旨を、実験最中でお忙しい中、丁寧に添削して下さいました。同期の小野澤くん・西村くん・藤原くんにも、現地観測から数値計算に至るまで、様々な手ほどきを受けました。秘書の山上さんには、観測手続きから修論の印刷まで、色々な場面で便宜を図って頂きました。その他、1人1人の名前を挙げると提出期限に遅れますが、いつも明るく過ごしやすい研究室を作って下さった皆様に、感謝しております。

お世話になった先生方、学生の方々、どうもありがとうございました。

最後に、経済的にも支え続けてくれた家族と、いつも心の支えとなってくれた友人に、お礼を言いたいと思います。