
長期的な海面上昇に対する内湾管理のサステイナブル・サイエンス

16560450

平成 16 年度～平成 18 年度科学研究補助金
(基盤研究 (C)) 研究成果報告書

平成 19 年 5 月

研究代表者 山田文彦

熊本大学大学院 助教授

<はしがき>

地球温暖化に伴い、西暦 2100 年までに約 1m の海面上昇が予想され、砂浜や干潟の減少・越波量の増大・高潮浸水危険度の増大・塩水浸入範囲の拡大など国民の生命・財産への甚大な影響が懸念されている。そのため、長期的な海面上昇による内湾環境の事前影響評価を行い、内湾環境の持続可能性を向上させる沿岸管理手法を科学的に探求すること（サステイナブル・サイエンス）は、これからの我国の沿岸管理において極めて重要な研究課題と位置付けられる。

従来の沿岸環境事前影響評価は、国内外ともに主に数値計算を用いて研究が進められているが、現状では使用する計算モデルによって結果が大きく異なっており、計算結果の信憑性および精度の向上がこれからの大きな課題である。そのため、より質の高い検証データの蓄積が重要となっているが、特に我国では十分な観測データが蓄積されておらず、実際にどの程度の影響が生じるかについては、依然として不明な点が多く残されている。例えば、沿岸域の環境は沿岸地形と密接に関係しているが、長期的な海面上昇に伴う沿岸地形の時空間変動を予測することは未解決の問題として残されている。

本研究では、これまでは計算条件および使用する数値モデルにより結果が大きく異なってきた長期的な海面上昇に伴う内湾物理環境への事前影響評価に対して、夏～秋に観測される平均海面の季節的な上昇を利用して内部流動構造・底質輸送の実態を現地で実際に観測し、地形変動の主要因を抽出し、数値モデルに反映させることで、事前影響評価の予測精度の向上を図るところに学術的な特色・独創的な点がある。

研究組織

- 研究代表者 : 山田 文彦 (熊本大学大学院 助教授)
研究分担者 : 大谷 順 (熊本大学大学院 教授)
研究分担者 : 由比 政年 (金沢大学大学院 助教授)
研究分担者 : 横山 勝英 (東京都立大学 工学部 准教授)
研究分担者 : 柿木 哲哉 (神戸市立工業専門学校 助教授)

交付決定額 (配分額)

(金額単位：円)

	直接経費	間接経費	合計
平成 16 年度	1,900,000	0	1,900,000
平成 17 年度	1,100,000	0	1,100,000
平成 18 年度	700,000	0	700,000
総 計	3,700,000	0	3,700,000

研究成果

(1) 学会誌等

1. 玉置昭夫, 中岡 歩, 前川英樹, 山田文彦
有明海の砂質干潟ベントス群集のなかの懸濁物食二枚貝資源—環境収容力に着目して,
日本ベントス学会誌 (印刷中)
2. F. Yamada, K. Uehara, T. Hokamura, Y. Shibata, and T. Yamabe,
Morphology and Seasonal Evolution of Intertidal Multiple Sand Bars in Low Wave Environment
J.of Coastal Research, SI, (印刷中)
3. 由比政年, 山田文彦, 榎田真也, 石田 啓
石川海岸松任地区における沿岸砂州の長周期変動, 海岸工学論文集, 第 53 巻, 566-570, 2006
4. 山田文彦, 土田将巳, J. Zheng, 間瀬 肇
Two-Way Feedback を考慮した波浪-海浜流解析に関する研究, 海岸工学論文集,
第 53 巻, pp.16-20, 2006
5. Lin, L., Mase, H., Yamada, F., and Demirbilek, Z.
Wave-action balance diffraction (WABED) model, Part 1: Tests of wave diffraction and reflection at inlets,
Coastal Inlet Research Program, ERDC/CHL CHETN-III-73 Vicksburg, MS: U.S. Army Engineer
Research and Development Center, p.24, 2006
6. M. Yuhi, F. Yamada and H. Ishida
Preconditioned EOF Study of Long-Term Morphodynamics on Eroding Coast
Proc. of 30th International Conference on Coastal Engineering (印刷中)
7. T. Kakinoki, K. Takikawa and F. Yamada,
Seasonal Changes of the Profile of Intertidal Flats,
Journal of Coastal Research, Special issue, 39, pp.806-809, 2005
8. 中道誠、山田文彦、外村隆臣、玉置昭夫、小林信久
平均潮位の昇降に伴う干潟地形変動メカニズムの解明, 海岸工学論文集, 第 52 巻, pp.526-530,
2005.
9. 由比政年、石田啓、山田文彦
手取川河口周辺における海底地形の長周期変動に対する河川土砂管理の影響, 海岸工学論文集,
第 52 巻, pp.616-620、2005
10. 山田文彦、上原和明、中道 誠、外村隆臣、由比政年、小林信久
潮間帯に発達する Multiple Sand Bars の発生確率と季節変動特性海岸工学論文集, 第 52 巻,
pp.496-500, 2005
11. F. Yamada, N. Kobayashi, and T. Kakinoki
Quadratic Profile Approach for Morphological Changes on Intertidal Mudflat, In: Estuarine and Coastal
Fine Sediment Dynamics, Maa, J.P.-Y., L.P. Sanford and D.H. Schoellhamer (eds.), Elsevier, Amsterdam, pp.
385-405, 2005.
12. F. Yamada, N. Kobayashi, M. Nakamichi, & T. Kakinoki,
Seasonal Mudflat Profile Evolution Proc. of 29th International Conference on Coastal Engineering,
pp.2243-2255, 2005

- 13 .F.Yamada, K. Uehara, M. Yuhi
Seasonal Evolution of Multiple Longshore Sand Bars in Intertidal Environment, Proc. of 3rd Asia and Pacific Coast, 2005, pp. 1715-1729
14. M. Yuhi, F. Yamada, and H. Ishida
A Field Study on the Morphological Change near Tedori River Mouth, Japan, Proc. of 3rd Asia and Pacific Coast, 2005, pp. 1396-1407.
15. F. Yamada & N. Kobayashi
Annual Tide Level and Mudflat Profile: J. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, Vol.130, pp.119-126, 2004

(2) 口頭発表

1. F.Yamada, N. Kobayashi, and T. Kakinoki
Dominant Causes of Morphological Changes on Intertidal Flats, Proc. of 2nd Asia and Pacific Coast, pp. 055-1-15, 2004
2. M.Nakamichi, M.Tsuchida, T. Nishi, and F. Yamada
Relative Importance of Tides and Waves for Sediment Transport on the Intertidal Mudflat, Proc. of International Conference of Offshore and Polar Engineering, pp. 732-738, 2005.
- 3 F. YAMADA and N. Kobayashi
Intertidal Multiple Sand Bars on Meso-Tidal Beach, Proc. of 30th International Conference on Coastal Engineering, 2006 (印刷中)

1. 河口潮間帯上の底質輸送メカニズムに及ぼす波浪・潮汐の影響

河口潮間帯干潟上の底質輸送メカニズムに及ぼす波浪・潮汐の影響

Effect of Waves and Tides for Sediment Transport on the Intertidal Mudflats

沿岸管理上重要な領域である、潮位差の大きい河口潮間帯干潟における底質輸送メカニズムに対して波浪・潮汐等の時間スケールの異なる現象が及ぼす影響を明らかにするために、約1年間に渡る水位・流速・濁度・塩分の定点連続観測を実施し、潮汐位相平均などを用いて海水輸送フラックス・底質輸送フラックスを検討した。また、濁度の生成に関して、シールド数を用いて波浪・潮汐が濁度の時系列に及ぼす影響を検討した。その結果、水没干出を繰り返す潮間帯において、一潮汐の平均的な底質輸送の変動は潮汐位相平均によって説明でき、底質輸送メカニズムにおける濁度の発生要因には波浪成分、底質の輸送に関しては潮汐成分が主要な要因であることが示された。

Key Words: intertidal mudflat, Shields parameter, suspended sediment transport flux, tide, wave

1. 序論

潮間帯に存在する干潟には、多様な生態系が存在し、水産資源として重要であり、海水の水質浄化作用にも大きな役割を担っているといわれている。砂質干潟においては、海底面の侵食量が2cmを超えただけで、アサリの個体数が激減するという研究例¹⁾が示すように、干潟の生態系と地形変動や底質輸送には密接な関係が存在している。また、近年の地球温暖化に伴う海面上昇により、沿岸域においては、台風時の高潮や高波による災害リスクの増大が懸念されていると共に、干潟地形の変形や消失の可能性も示唆されている。そのため、干潟地形の堆積・侵食傾向や底質輸送メカニズムを解明することは、沿岸域管理上大変重要であると考えられる。しかし、潮間帯干潟を有する海岸においては、砂浜海岸に比べ、地形変動や底質輸送等の知見に乏しいのが現状であり、研究例も少ない。

Yamada and Kobayashi(2004)²⁾によって、河口域に広がる潮間帯干潟において、月1回程度の頻度で約2年間にわたる大潮時の岸沖方向地盤高測量の結果、年周期で訪れる平均潮位の昇降に伴って、干潟地形はタイムラグも無く堆積・侵食を繰り返すことが確認されている。

Bassoulletら(2000)³⁾は、底質輸送プロセスの解明を目的として、干潟上で水位・流速・濁度の観測を行い、底質輸送フラックスを推定し、波浪が卓越する場合、沖向き移動が卓越し、大潮時には岸向き移動が卓越することを示したが、観測期間が3週間程と短く、フラックスの季節変動特性やその要因についての検討がなされていない。

Andersen and Pejrup(2001)⁴⁾は、約2年半の干潟上での地形変化・水位・流速・濁度の観測結果から底質輸送フラックスを算出し、底質輸送プロセスと地形変動メカニズムについて検討を行っているが、フラックスに関しては、約2年半で600潮汐(約300日)という不連続で不定期な観測であり、その季節変動や年周期変動は明確でない。

中道ら(2005)⁵⁾は、Bassoulletら(2000)³⁾、Andersen and Pejrup(2001)⁴⁾を参考に、潮位差が2~4mのMeso-tidal干潟上において、水位・流速・濁度の約半年に渡る連続した現地観測と継続的な岸沖方向地盤高測量を行い、底質輸送フラックスが干潟地形の岸沖断面の堆積・侵食の季節変動の傾向を示す指標として有効であることを示し、平均潮位の昇降による一潮汐における平均流速場の非対称性が干潟岸沖断面の堆積・侵食メカニズムの主要因であることを示唆した。しかし、中道ら(2005)⁵⁾の研究では潮間帯上での底質輸送メカニズムの解明に必要な波浪・潮汐、河川流入等の時間スケールの異なる現象が及ぼす影響を分離して評価するには至っていない。

更に、内山ら(2000)⁶⁾は、東京湾の河口潮間帯干潟^{7)~10)}において、底質輸送メカニズムの重要な指標となる海水中の浮遊砂濃度と3次元流速の測定を行い、底面せん断応力を求め、波浪・潮汐・風が浮遊砂発生に直接の要因となることを示した。しかし、波浪成分・潮汐成分、それぞれの影響についての詳細な検討は行われていない。

本研究の目的は、約1年間の連続した水位・流速・濁度・塩分の現地観測に基づき、潮位差の大きい河口潮間帯干

潟における底質輸送メカニズムに対して波浪・潮汐等の時間スケールの異なる現象が及ぼす影響を明らかにすることである。そのため、計測された現地データを基に底質輸送フラックスを推定し、時間平均・潮汐位相平均を用いて干潟上で計測した物理量の時系列から波浪成分・潮汐成分等の分離・解析を行う手法を提案し、海水輸送フラックス・底質輸送フラックスの検討を試みた。また、海水の濁度は底質の巻上げによって発生すると仮定し、シールズ数を求めることにより、波浪・潮汐が濁度発生に及ぼす影響を検討した。

2. 現地観測

2.1 観測場所の概要

本研究では、熊本県の一級河川である白川の河口域に広がる干潟を対象に現地観測を行った。白川の河口域は、有明海の中央部の東側(図-1)に位置しており、大潮の干潮時には、堤防から沖に向かって約2kmのところまで干潟が出現する。白川河口域を観測場所として選定した理由は、有明海において潮汐・波浪などの定点観測を長期にわたって実施している場所は、白川河口から約4km南西に位置する熊本港観測タワーに限られるためである。一般的に沿岸域、特に潮間帯の地形は大潮時の平均潮位差によってMicro(0~2m)、Meso(2~4m)、Macro(>4m) Tidal域の3つに分類される(Hayes, 1975)¹¹⁾が、白川河口域では、大潮時の平均潮位差が約3.8mであり、Meso-Tidal域に分類される。現地観測では、堤防から沖に向かって右岸には、A-D、Kの5本、左岸にはLの1本の観測ラインを設置し(図-2)、K・Lラインは2000年12月から、A~Dラインは2004年5月から、光波式測距儀を用いて月1回程度の頻度で岸沖方向の地盤高を計測しており、現在も継続中である。

これまでの観測結果から、図-3に示すように、対象地の干潟地形は岸沖方向に上に凸な形状を示しており、朔望平均干潮面(約-2.45m;T.P)までの平均勾配は約1/700~1/1500と緩やかで、これよりも沖側では平均勾配は更に急峻になり、前置斜面が形成されている。Kirby(2000)¹²⁾は干潟断面上の底質輸送特性は波と流れの相互作用によって特徴づけられるとし、断面形状を、波浪が卓越する干潟岸沖断面は下に凸な形状を有し、長期的に侵食される傾向にあり、潮流が卓越する干潟断面は上に凸な形状を有し、長期的に堆積する傾向にあると分類しているが、白川河口干潟は過去4年間堆積する傾向を示している。(Yamadaら;2004)¹³⁾更に、図-4は右岸の地盤高の平面分布を表しているが、沿岸方向に関しては、白川の河道に近いラインほど勾配が緩やかで、地盤高は高くなっている。観測場所の、地形の時空間分布の詳細はYamada and Kosbayashi(2004)¹⁾、滝本(2006)¹⁴⁾に詳しい。

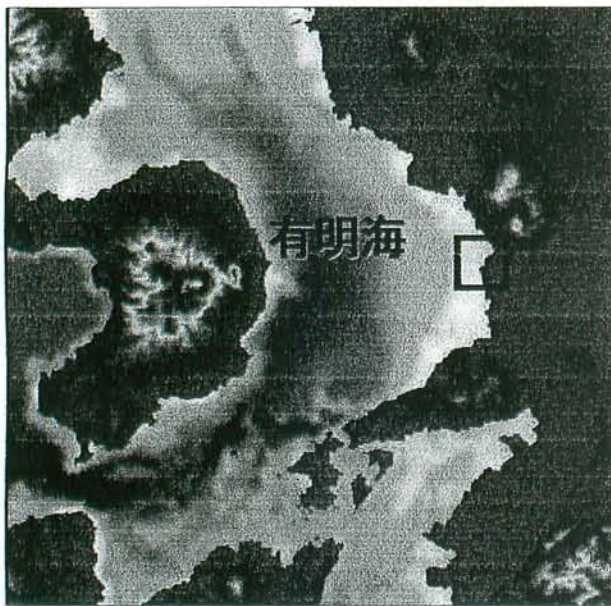


図-1 有明海沿岸の図
※赤枠は研究対象地

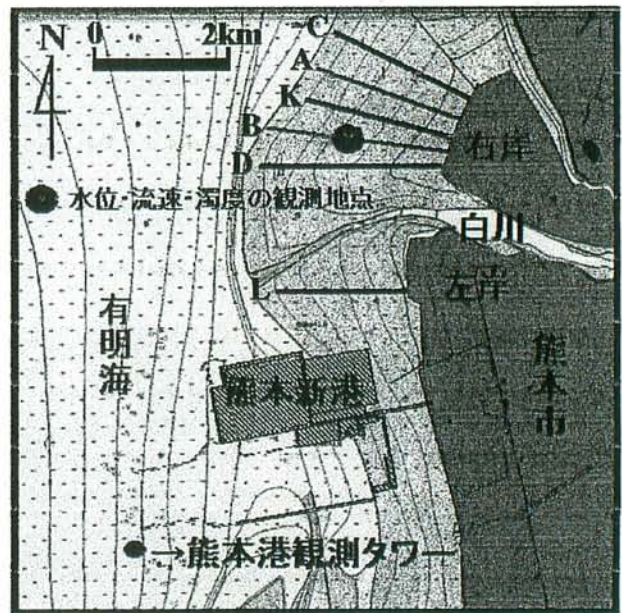


図-2 研究対象地干潟の詳細

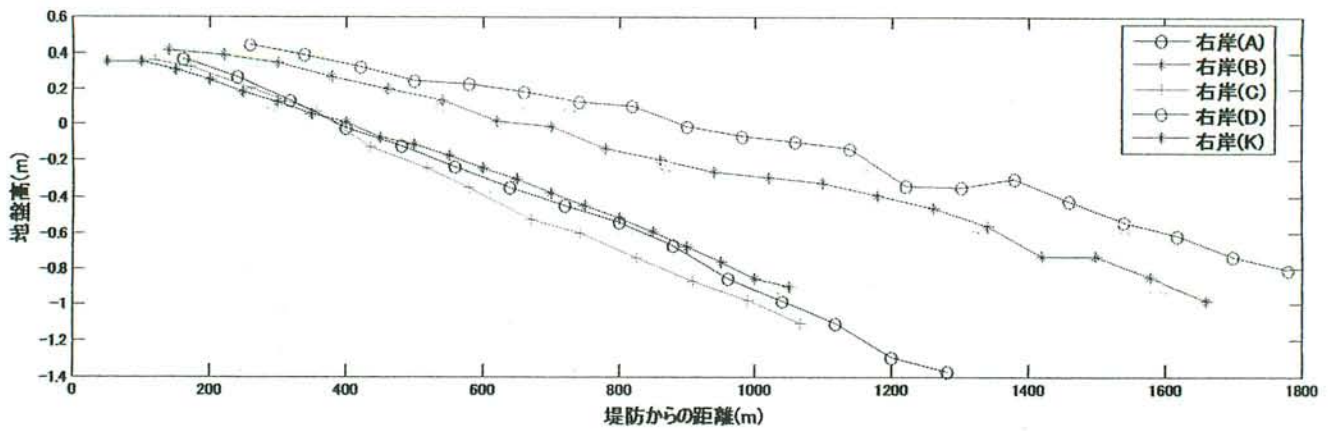


図-3 対象地干潟の地盤高の岸沖方向分布 (全観測期間の平均値)

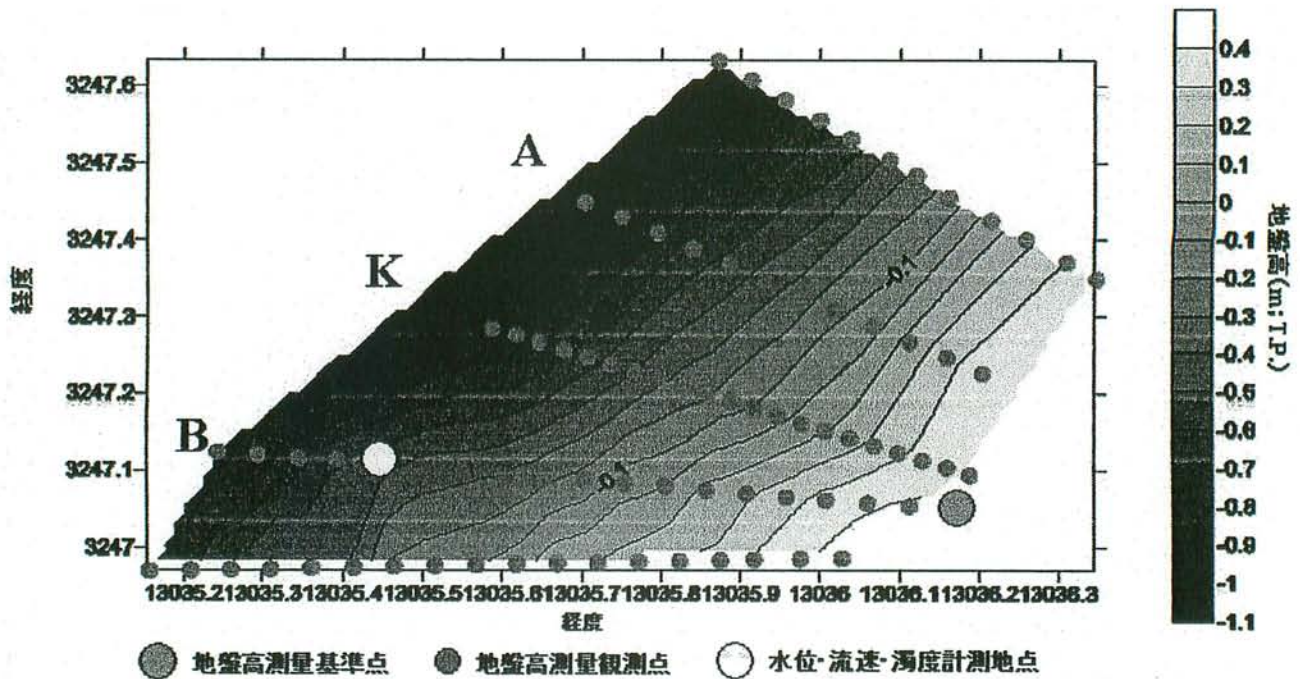


図-4 対象地干潟地盤高の平面分布 (全観測期間の平均値)

2.2 水位・流速・濁度・塩分の計測

本研究では、2004年7月より、図-2、図-4に示すBラインの堤防から沖に向かって約1040mの地点において約1年間の水位・流速・濁度・塩分の定点観測を行っており、その結果、約1年間の観測で約600回の潮汐の時系列を取得し、現在も継続して観測を行っている。

この地点の選定理由は、地盤高が小潮平均干潮面にほぼ一致し、地盤高測量の結果から、この地点近傍より沖側に向かって地盤高変動の標準偏差が増大する傾向が、長崎大学水産学部の玉置教授らのグループによる対象地干潟上の生物調査の結果から、浮遊状態で流れによって移動する二枚貝の稚貝の定着数が計測地点付近でピークに達しており、底質輸送メカニズムや地盤高の変動との関連性が考えられるためである。

水位・流速・濁度の計測のために用いた計器の概要と、計測方法の詳細は以下に記す。水位・流速の測定は、アイオーテック社製のWaveHunter99に付随の水圧式波高計と電磁流速計によって5Hzのサンプリング間隔(2004年11月30日より2Hz)で連続観測を行っている。尚、水圧式波高計は海底面とほぼ同じ高さ、電磁流速計は海底面から10cmの高さで計測を行っている。濁度は、アレック電子社製の赤外後方散乱式濁度計 (COMPACT-CLW) を海底面から10cm、30cmの高さの鉛直方向2点に設置し、海水の濁度 (SS濃度) を10分バーストのサンプリング間隔1Hzで20秒間の計測を行っている。塩分は小型メモリー水温塩分計 (COMPACT-CT, アレック電子) を用いて底面上30cmの位置で10分間隔に計測を行っている。それぞれの計測機器の性能は表-1に示す。

表-1 計測機器の性能

	流速	水圧	濁度(SS濃度)	塩分
範囲	±3 m/s	0~5 kg/cm ²	0~1000 FTU	0~60 mS/cm
精度	±1 %	±0.5 %	±2 %	±0.05 mS/cm
分解能	1 cm/s	1 g/cm ²	0.03 FTU	0.001 mS/cm

また、濁度の測定では、測定値がホルマジンによって検定された基準値に従って求められる濁度 (FTU) であるため、実際の地形変化との関係や底質が移動する量を考える上で、実際に浮遊している底質の量を表す SS 濃度 (kg/m³) に換算する必要がある。そこで、濁度計設置地点で採取した底質 (2003 年 11 月採取) を用いて、濁度 (FTU) から SS 濃度 (kg/m³) に換算するキャリブレーション試験を行った。試験の詳細については迫(2005)¹⁵⁾に詳しい。今回実施している計測では、濁度の値は高波浪時を除いて通常 100 FTU 程度の範囲内であったが、SS 濃度に換算すると 4 kg/m³ 程度となり、Bassoullet ら(2000)⁹⁾の観測値とほぼ同じオーダーである。よって、今後継続的にキャリブレーション試験を行い、精度検証をしていく必要はあるが、今回の解析では、SS 濃度を線形回帰分析より (1) 式を用いて求めた。

$$\text{SS 濃度 (kg/m}^3\text{)} \cong 0.04 \times \text{濁度 (FTU)} \quad (1)$$

3. 底質輸送フラックスの推定

3.1 底質輸送フラックスの推定方法

底質輸送フラックスは、観測地点において浮遊している底質の単位時間あたりの輸送量を表現する指標であり、(2) 式によって推定される。

$$\phi(t) = \int_{-h}^{\eta} u(t) \cdot c(t) dz \quad (2)$$

ここで、 ϕ は底質輸送フラックス(kg/m/s)、 η は水面変動(m)、 h は静水深(m)、 u は流速(m/s)、 C は SS 濃度(kg/m³)、 t は時間(s)を表しており、底質輸送フラックスが正の値の場合は岸向きの底質輸送、負の値の場合は沖向きの底質輸送が卓越することを意味する。しかし、観測方法が 1 地点であり、海底面付近の物理量を観測観測しているため、観測地点での流速や濁度の鉛直分布は不明である。そこで、観測機器周辺の単位面積において、水深方向に検査領域を設定し、Bassoullet ら(2000)⁹⁾、Andersen and Pejrup (2001)⁴⁾、中道ら(2005)⁹⁾を参考に、底質輸送フラックスを推定した。その際用いた仮定は、実現象の評価に対する精度は落ちる可能性はあるが、干潟地形変動との傾向を比較することは可能であると考えられるため、従来の研究例に倣い、以下の 2 つの仮定を用いた。

- i) 流速分布は水深方向に一様である。
- ii) SS 濃度の分布は水深 20 cm までは底面上 10 cm で計測した値、水深 20 cm 以上は底面上 30 cm で計測した値を水深方向に一様とする。

3.2 岸沖・沿岸方向の底質輸送フラックスの推定

本節では 3.1 節において、示した方法で岸沖・沿岸方向の底質輸送フラックスを推定した。図-5 は、中道ら(2005)⁹⁾と同様の条件で推定した底質輸送フラックスの一潮汐間積分値、つまり、一潮汐で輸送された底質の量の時系列を示す。a) 図の正の値は岸 (東) 向きの底質輸送が卓越、負の値は沖 (西) 向きの底質輸送が卓越することを表しており、b) 図の正の値は北向きの底質輸送が卓越、負の値は南向きの底質輸送が卓越することを表している。以下、図中において岸沖方向の場合は、岸向きを正とし、沿岸方向の場合は北向きを正とする。

(a),(b) 図より、底質輸送フラックスは岸沖方向では、中道ら(2005)⁹⁾と同様、平均潮位が上昇する夏場には地形の堆積傾向を示す正值を示す回数が多くなり、平均潮位が降下する冬場は侵食傾向を示す負値をとる傾向が確認でき、沿岸方向では、年間で基本的に南向きの底質輸送が卓越する事が分かる。しかし、潮間帯上での底質輸送メカニズムの解明に必要な波浪・潮汐、河川流入等の時間スケールの異なる現象が及ぼす影響を分離して評価することは中道ら(2005)⁹⁾の手法では困難である。

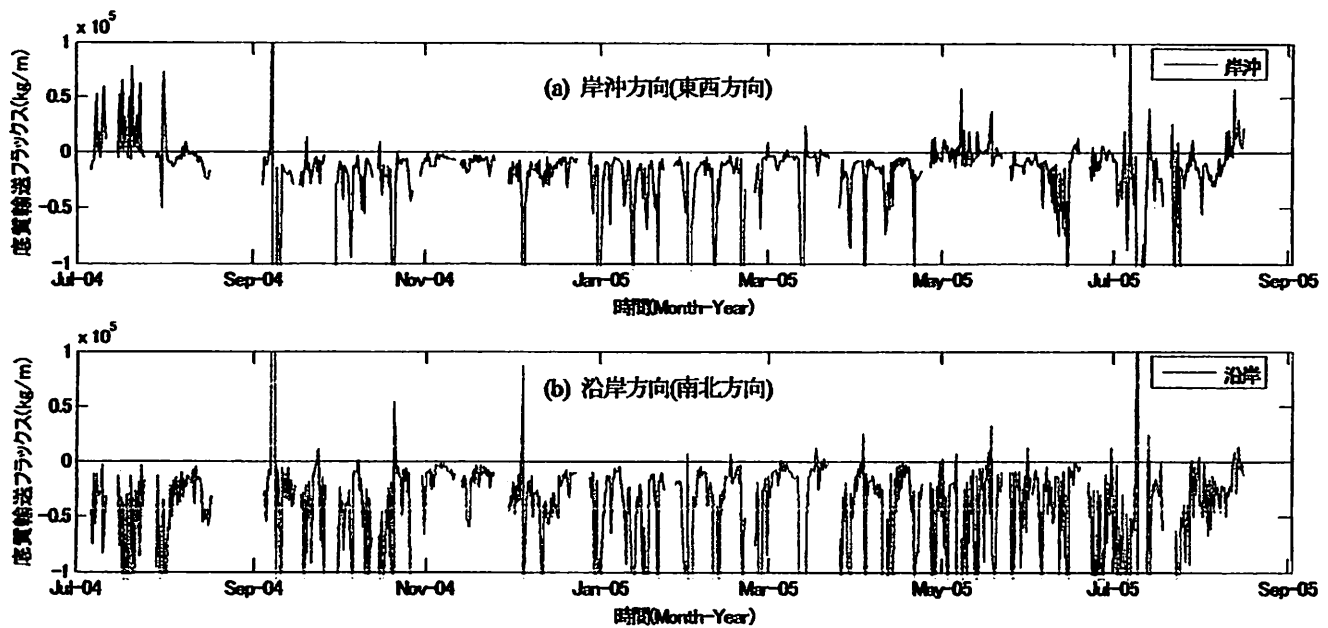


図-5 一潮汐で積分した底質輸送フラックスの年間時系列

4. 時間平均・位相平均を用いた波浪・潮汐成分の分離

この章では、現地観測により取得した、水位・流速・濁度について、また、複雑に変動する底質輸送フラックスの時系列に対し、前章での検討課題である波浪・潮汐が底質輸送に及ぼす影響を検討するために、時系列からの波浪・潮汐成分の分離手法として時間平均・潮汐位相平均を提案し、その検討を行った。

4.1 波浪・潮汐成分の分離

本研究の対象地である白川河口域の潮間帯干潟は潮位差2~4mの Meso-tidal の干潟に分類される。図-6は、現地観測により取得した2004年7月6日から12日までの6日の水位・流速の時系列である。河口域で計測された時系列であるため、実測値には波浪・潮汐・河川流入等の異なる時間スケールの現象が混在していることから、底質輸送メカニズムの解明には、これらを分離してそれぞれの影響を評価する必要がある。また、潮位差の大きな潮間帯干潟上で計測される、水位・流速などの時系列データは、干潟の水没・干出の繰り返しによって、計測器も水没干出を繰り返すため、図に示すように一潮汐毎に不連続なデータとなる。そのため、異なる時間スケールの現象が混在するの時系列の解析に従来有効であるスペクトル解析や潮汐調和分解の適用が困難である。そこで、波浪・潮汐成分を分離して検討を行うため、不連続な時系列データから、以下に記すようにして、波浪・潮汐成分の分離を行った。

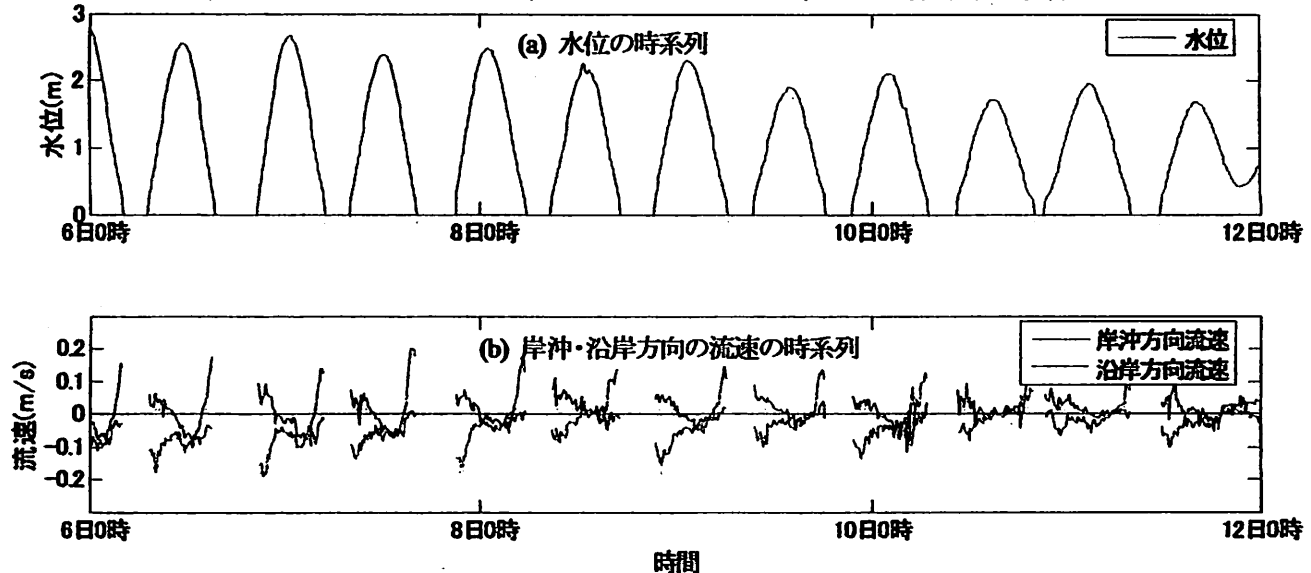


図-6 2004年7月6日から6日間の水位・流速の時系列

一潮汐ごとの時系列の切り出しは、以下のような手順によって行った。5Hz で連続計測した水位 (h)・流速 (岸沖 u , 沿岸 v) と 10 分間毎に 1Hz で 20 秒間計測した濁度 (C)・塩分 (S) の時系列から、濁度計の計測条件と同様の 10 分間隔で 20 秒間分の実測データを取り出し、(3) 式のように 20 秒間平均値 ($\bar{h}, \bar{u}, \bar{v}, \bar{C}, \bar{S}$) と、残差 (h_w, u_w, v_w) を求め、それぞれ、潮汐成分と波浪成分とする。波浪成分の平均は 10^5 オーダーで推移しはば 0 と仮定しても問題はないが、瞬間的には有意な値を持つと考えられるため、標準偏差 ($\sigma_h, \sigma_u, \sigma_v$) で代用する。

$$\begin{aligned} h &= \bar{h} + h_w, \quad u = \bar{u} + u_w, \quad v = \bar{v} + v_w \\ \bar{h}_w &= 0, \quad \bar{u}_w = 0, \quad \bar{v}_w = 0 \end{aligned} \quad (3)$$

このように定義すると、濁度・塩分の輸送フラックスの時間平均は (4) 式で表現され、潮汐成分のみを使用するため波の影響は含まれないが、海水の輸送フラックス (m^2/s) の時間平均には (5) 式のように波の影響が考慮される。

$$\overline{uC} = \bar{u} \cdot \bar{C}, \quad \overline{vC} = \bar{v} \cdot \bar{C}, \quad \overline{uS} = \bar{u} \cdot \bar{S}, \quad \overline{vS} = \bar{v} \cdot \bar{S} \quad (4)$$

$$\begin{cases} \overline{hu} = \overline{(\bar{h} + h_w)(\bar{u} + u_w)} = \bar{h}\bar{u} + \overline{h_w u_w} \\ \overline{hv} = \overline{(\bar{h} + h_w)(\bar{v} + v_w)} = \bar{h}\bar{v} + \overline{h_w v_w} \end{cases} \quad (5)$$

$$t_* = \frac{t - t_1}{T}, \quad t_1 \leq t \leq t_2, \quad 0 \leq t_* \leq 1 \quad (6)$$

$$\bar{h} = \langle \bar{h} \rangle + \tilde{h}, \quad \bar{u} = \langle \bar{u} \rangle + \tilde{u}, \quad \bar{v} = \langle \bar{v} \rangle + \tilde{v} \quad (7)$$

$$\begin{cases} \langle \overline{hu} \rangle = \langle \bar{h}\bar{u} \rangle + \langle \overline{h_w u_w} \rangle \\ \langle \overline{h\tilde{u}} \rangle = \langle \bar{h} \rangle \langle \tilde{u} \rangle + \langle \overline{h\tilde{u}} \rangle \\ \langle \overline{hv} \rangle = \langle \bar{h}\bar{v} \rangle + \langle \overline{h_w v_w} \rangle \\ \langle \overline{h\tilde{v}} \rangle = \langle \bar{h} \rangle \langle \tilde{v} \rangle + \langle \overline{h\tilde{v}} \rangle \end{cases} \quad (8)$$

次に、20 秒間平均水位が上部の濁度計の高さ (海底面から 30cm) を超える時間を一潮汐の開始時間 t_1 , またそれを下回る時間を一潮汐の終了時間 t_2 とし、その間を一潮汐の水没継続時間 T と定義し、その時間内における 20 秒間平均値の時系列を切り出す。実際の計算では、切り出した時系列を、3 次スプライン関数を用いて補間し、時系列の時間を (6) 式のように水没継続時間で除して無次元の時間 t_* とし、図-7 のように一潮汐毎に切り出した全ての潮汐の時系列を (7) 式を基に無次元の時間軸上に重ねてその位相平均を求める。(7) 式の $\langle \rangle$ は位相平均を表し、($\tilde{h}, \tilde{u}, \tilde{v}$) は、水位・流速の位相変動を表している。図に示す破線は一潮汐毎の、全ての潮汐時系列の位相を重ね合わせたものであり、マーカー付きの実線は、その位相平均を表している。また、実線で示されているのは、潮汐成分の位相の変動を示す標準偏差 (d_h, d_u) である。その際の潮汐位相平均を年間に渡るの平均的な潮汐成分の一潮汐の変動とし、位相変動の標準偏差を大潮小潮成分等の 12 時間以上の周期で変動する成分とする事によって検討する。

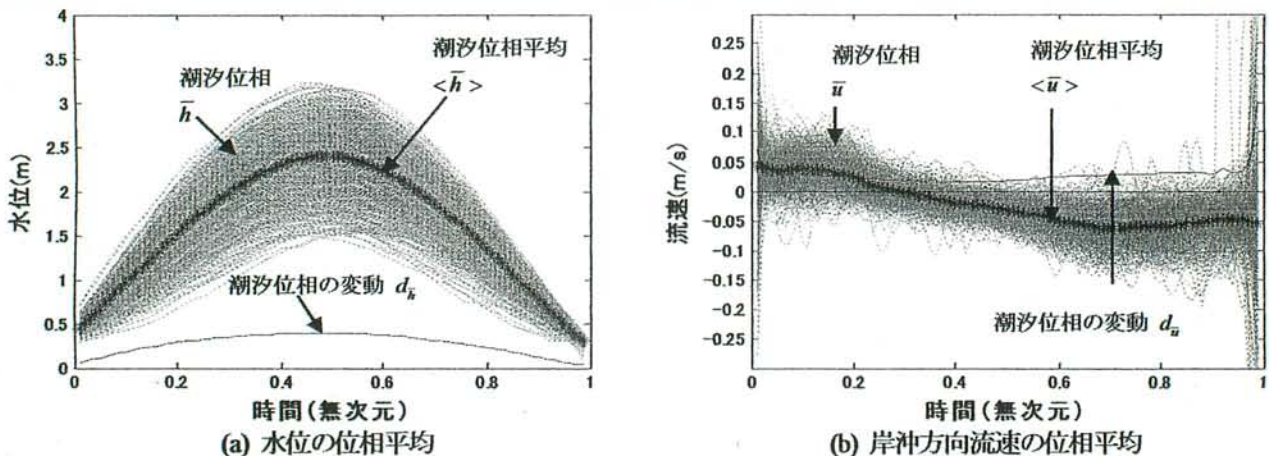


図-7 水位・流速の潮汐位相平均

$$\left\{ \begin{array}{l} \langle \overline{h_w u_w} \rangle \langle \overline{h \bar{u}} \rangle, \langle \overline{h \bar{u}} \rangle \langle \overline{h} \rangle \langle \overline{u} \rangle \Rightarrow \langle \overline{h u} \rangle \approx \langle \overline{h \bar{u}} \rangle \approx \langle \overline{h} \rangle \langle \overline{u} \rangle \\ \langle \overline{h_w v_w} \rangle \langle \overline{h \bar{v}} \rangle, \langle \overline{h \bar{v}} \rangle \langle \overline{h} \rangle \langle \overline{v} \rangle \Rightarrow \langle \overline{h v} \rangle \approx \langle \overline{h \bar{v}} \rangle \approx \langle \overline{h} \rangle \langle \overline{v} \rangle \end{array} \right. \quad (9)$$

時間平均・潮汐位相平均の波浪・潮汐成分分離手法としての適用性の検討は、(8)式の、海水輸送フラックスのデータの潮汐位相平均を比較することで、(9)式に示すような結果が成立すれば、平均的な海水輸送は、平均的な半日潮汐によって行われており、波浪成分の分離には時間平均、半日潮汐成分の分離には潮汐位相平均が適用できるということになる。詳しい適用性の検討は4.3節で述べる。

4.2 潮間帯干潟上で計測される水没継続時間と水位・流速・濁度・塩分の潮汐位相平均

図-8は、現地観測により潮間帯干潟上で計測した水没継続時間の頻度分布と確率分布を表している。観測地点の半日潮による水没継続時間は平均7.85時間で、標準偏差は0.67時間であった。この結果には日潮不等によって観測地点が干出しない場合は含まれないが、観測地点では干出継続時間より水没継続時間の方が長く、水没継続時間の標準偏差が0.67時間と1時間以内であるため、一潮汐毎の水没時間の変動は少ないことが確認された。

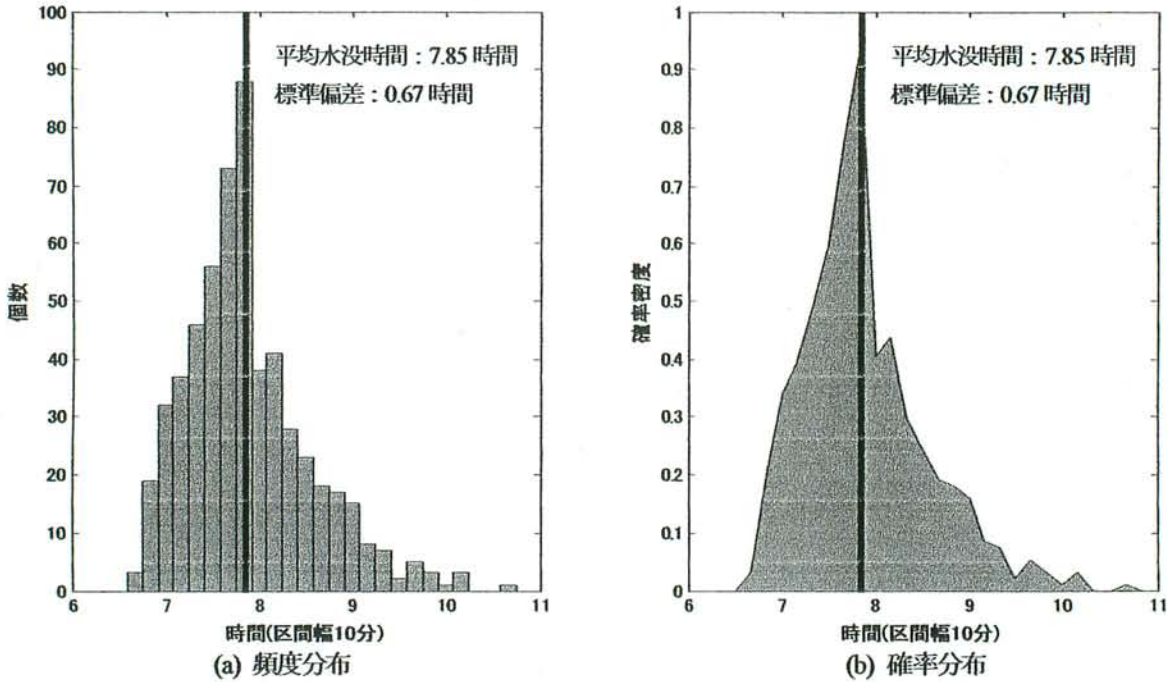


図-8 水没継続時間の頻度分布と確率分布

図-9は水位・流速(岸沖、沿岸)・濁度・塩分の潮汐位相平均を表している。図に示す青線は潮汐成分の潮汐位相平均 $\langle \bar{h} \rangle$ 、赤線は波浪の潮汐位相平均、破線は位相の潮汐成分の変動範囲を位相平均と位相変動の標準偏差の和・差を表す。(a)図は水位、(b)・(c)図は岸沖・沿岸方向の流速、(d)・(e)図は底面上10cmと30cmの濁度、(f)図は塩分である。流速に関しては、岸沖方向では岸向き(東向き)を正の方向、沿岸方向では、北向きを正の方向としている。

(1) 水位の潮汐位相平均

(a)図において、水位の潮汐成分の潮汐位相平均は水没継続時間の中央で最大値の2.4(m)を示しており、位相に非対称性は見られない。また、位相変動 $d\bar{h}$ は上げ潮時には満潮時に向かって位相平均 $\langle \bar{h} \rangle$ と共に増大し、下げ潮時には減少する。この結果は、水位が底面上30cmを超えている時間を一潮汐と定義したことから整合性があり、水位は満潮時付近で変動が大きく、大潮小潮による位相の変動や水位の位相の尖り具合を良く表現している。更に、波浪成分の位相平均を見ると、潮汐成分に比べ、非常に小さいことから、潮汐が卓越する内湾域の特徴を良く表現している。

(2) 流速の位相平均

(b)・(c)図では、潮汐成分に着目すると、岸沖方向流速の潮汐成分は一潮汐間では上げ潮時に岸向き(東向き)、満潮時から下げ潮時にかけては沖向き(西向き)の様相を呈し、沿岸方向流速に関しては、平均的に南向きの流れ卓越の傾向にある。また、岸沖・沿岸双方を、潮汐位相平均を一潮汐間で積分すると、岸沖方向は-0.023(m/s)、沿岸方向は-0.037(m/s)であり、一潮汐での流れは岸沖方向では沖向き、沿岸方向では南向きの流れが卓越しており、岸沖・沿岸の両方を比較すると岸沖最大流速差と沿岸最大流速差は0.1(m/s)と0.25(m/s)であり、一潮汐の潮汐成分の変化は2倍以上沿岸方向の方が大きい。加えて、水位の位相平均が正弦的に変化するのに対し、特に沿岸流速は一潮汐で満潮時

において南向きの流速がほぼ一定で推移するという非対称な変化を示している。図-10, 図-11 から、この傾向は、実測データの時系列においても台風時のような大きな気象擾乱の場合を除いて、日潮不等流や流量 $200\sim 400(\text{m}^3/\text{s})$ 程度の河川出水の際も平均的に安定して存在しており、堤防による反射波や干潟上の循環流のようなものにとらえていると考えられるが、観測地点における一潮汐での流速の変動を表現していることには変わりなく、詳しい検討を行うには内山ら(2005)¹⁰⁾のように、3次元で流速を計測する必要があるため、別の機会に譲ることとする。

次に、波浪成分に着目すると、波浪成分と潮汐成分はほぼ同じオーダーであることから、潮汐が卓越する内湾においても、波浪による瞬間的な流れは十分に有意であり、無視できない。また、図より波浪成分は上げ潮時や下げ潮時といった水位が比較的低い時間帯に大きくなるのが分かった。これは、流速の測定位置が底面上 10cm であることと、低水位時には浅水変形や碎波の影響が含まれていると考えられる。

(3) 濁度の位相平均

(d)・(e)図に示す濁度の潮汐位相平均に関しては、潮汐位相平均は水位の上がりはじめと下がり終わりに濁度が高濃度で発生している事が分かる。濁度の上下点を比較しても位相に大きなずれは無い。更に、位相変動は、水位や流速のそれが一潮汐間で緩やかに変動するのに比べて複雑に変動している。これは、濁度の計測が 1Hz であることで、時間平均の際に波浪の影響が抜けていないとも考えられるが、内山ら(2000)⁹⁾同様、濁度(浮遊砂)の生成要因には、波浪・潮汐・風の相互の影響が考えられるため、波浪と潮汐の比較を行う必要があり、詳しい検討は5章にて行う。

(4) 塩分の位相平均

最後に、(f)図に示す塩分濃度の検討を行う。塩分は、一潮汐間でほぼ一定値をしめし、低水位時に減少する傾向を示している。これは観測地点が河口域であるため、海水の上層には淡水が混入するためであると考えられる。また、塩分の位相変動は水位・流速同様に一潮汐で緩やかに変動するため波浪の影響は少ないと考えられる。

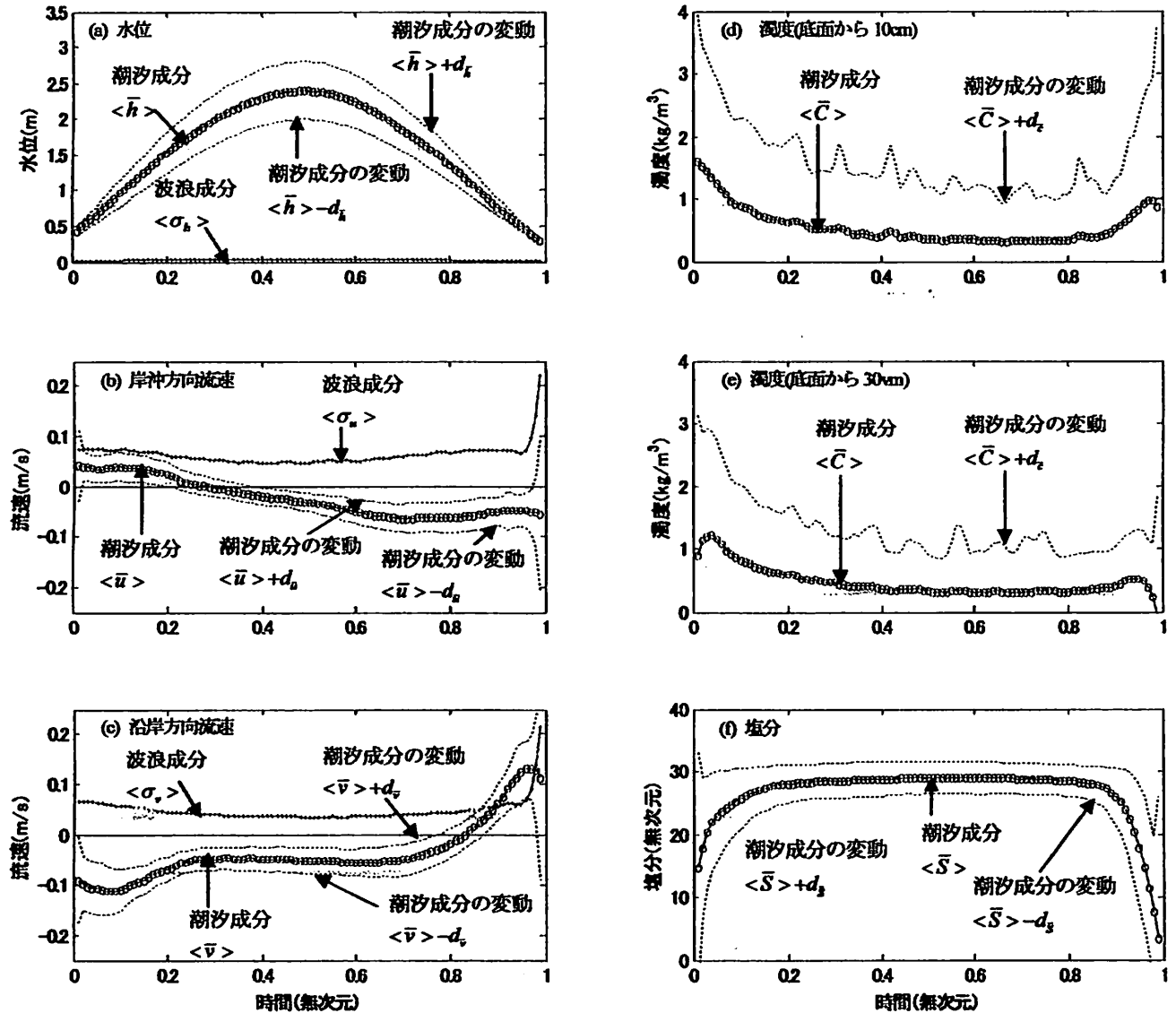


図-9 水位・流速・濁度・塩分の潮汐位相平均

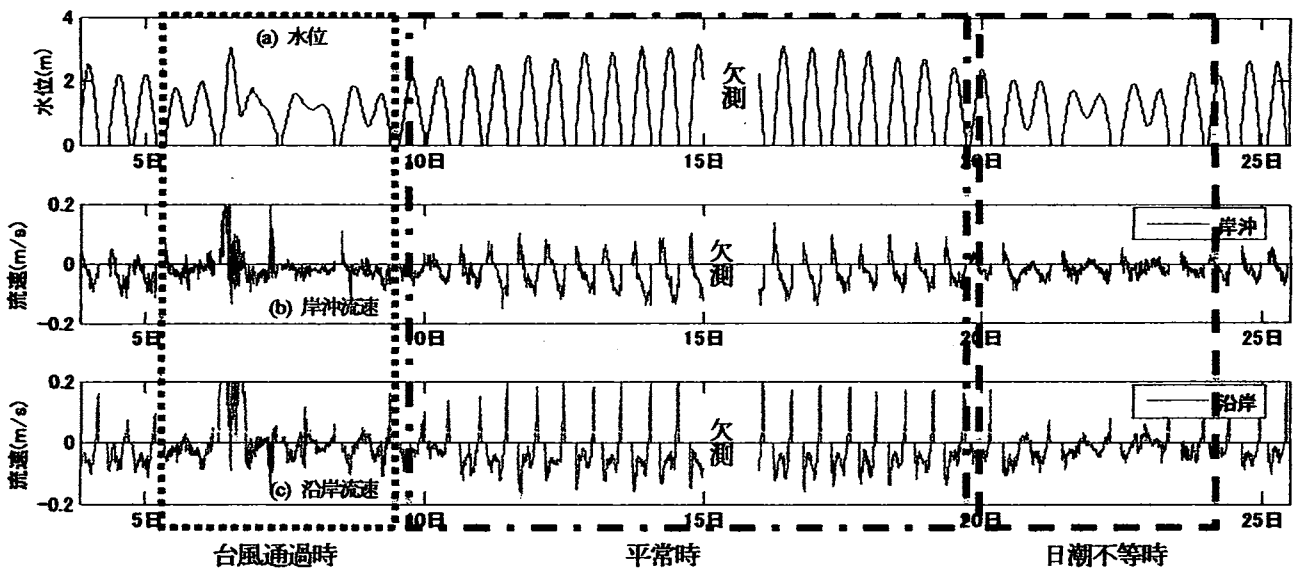


図-10 水位と流速 (2004年9月)

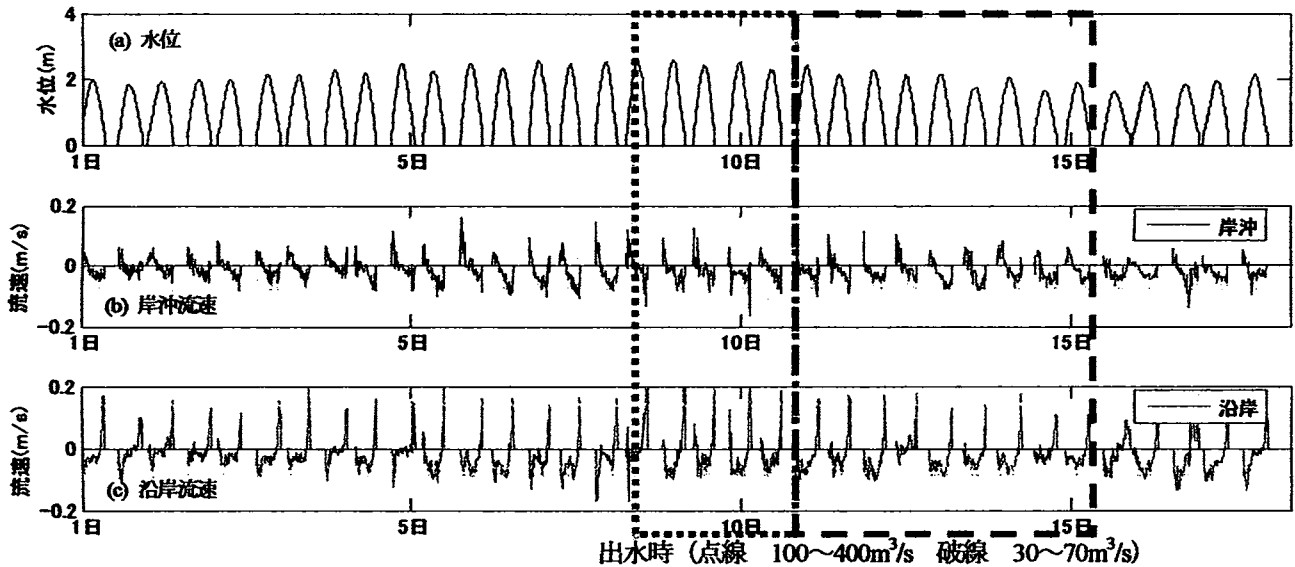


図-11 水位と流速 (2005年7月)

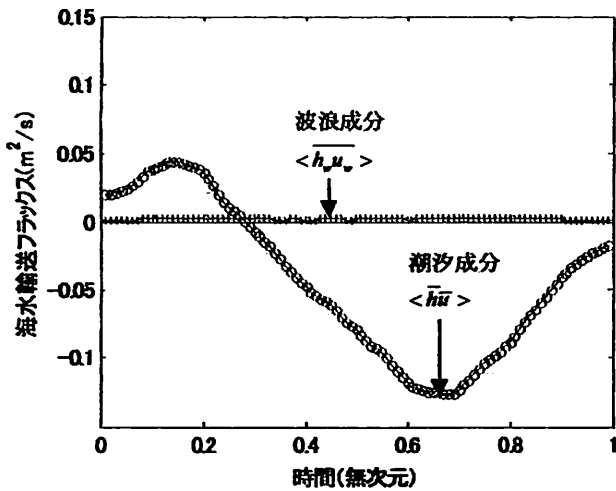
4.3 時間平均・潮汐位相平均の適用性の検討

ここでは、4.1節で述べた、は波浪成分の分離、半日潮汐成分の分離に対する時間平均・潮汐位相平均の適用性について検討を行った。

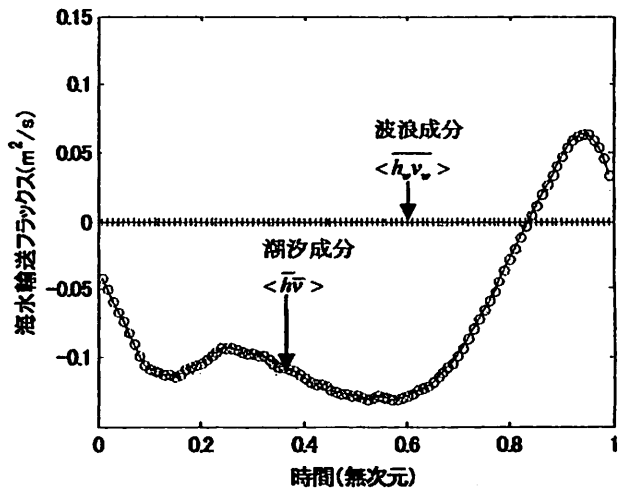
検討の際は(7)式を基に、 $\langle \bar{h}\bar{u} \rangle$, $\langle \bar{h}\bar{v} \rangle$, $\langle \bar{h}_w\bar{u}_w \rangle$, $\langle \bar{h}_w\bar{v}_w \rangle$, $\langle \bar{h} \rangle \langle \bar{u} \rangle$, $\langle \bar{h} \rangle \langle \bar{v} \rangle$, $\langle \bar{h}\bar{u} \rangle \langle \bar{h}\bar{v} \rangle$ を計算した。検討の第一段階は、水位・流速の波浪成分を h_w, u_w, v_w の20秒間の標準偏差である $\sigma_h, \sigma_u, \sigma_v$ で代表し、潮汐位相平均求めた。その結果、図-9に示すように波浪成分は、潮汐成分の位相平均に比べ、波による水面変動は非常に小さいものの、流速中の波浪成分は無視できないと考えられる。

そこで、第二段階では、波浪成分の時間平均による分離を検討した。図-12は、岸沖・沿岸方向の海水輸送フラックス (m^2/s) の波浪・潮汐成分の位相平均を表している。図の、青の○のは $\langle \bar{h}\bar{u} \rangle$, $\langle \bar{h}\bar{v} \rangle$ と表現される海水輸送フラックスの潮汐成分の潮汐位相平均を、赤の+は $\langle \bar{h}_w\bar{u}_w \rangle$, $\langle \bar{h}_w\bar{v}_w \rangle$ で表現される波浪成分による海水輸送フラックスの潮汐位相平均を示している。図より、海水輸送フラックスの波浪成分は潮汐成分に比べ非常に小さいことが分かる。

よって、流速の波浪成分は潮汐成分同等の有意な値をとるため無視し得ないが、波による流れは振動流であるため、海水の輸送に及ぼす影響は非常に小さく、一潮汐の海水輸送は潮汐によって行われていることが分かった。ゆえに、時間平均による水位・流速の波浪成分の分離は有効であることが示された。



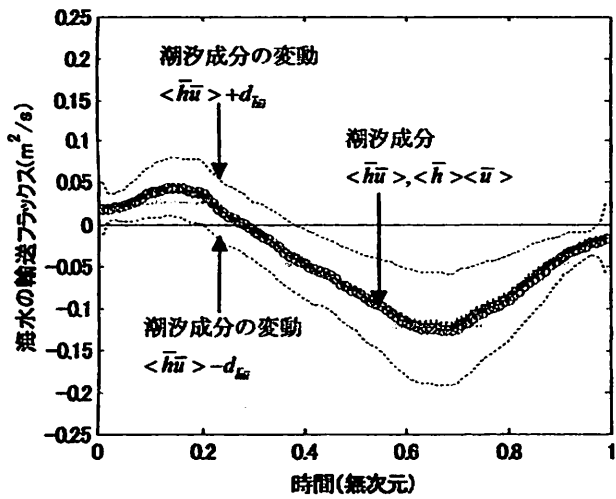
(a) 岸沖方向の海水輸送フラックス



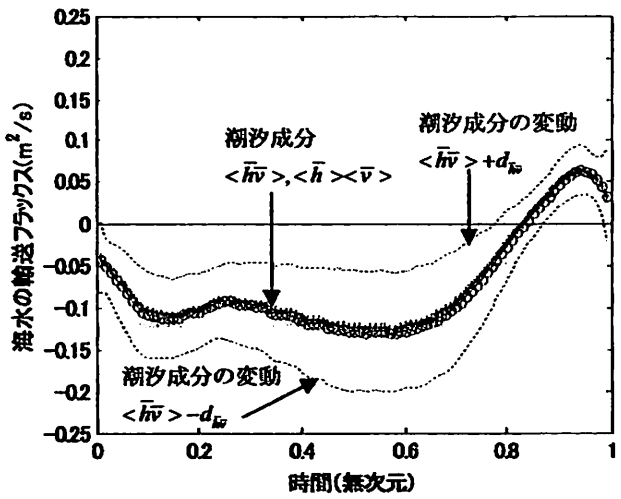
(b) 沿岸方向の海水輸送フラックス

図-12 海水輸送フラックスの波浪・潮汐の比較

第三に、潮汐位相平均によって半日潮汐成分と大潮小潮成分等の分離の検討を行う。図-13は、青の○で示す海水輸送フラックスの潮汐位相平均 $\langle \bar{h}\bar{u} \rangle$, $\langle \bar{h}\bar{v} \rangle$ と破線はその位相変動変動 $\langle \bar{h}\bar{u} \rangle \pm d_{hw}$, $\langle \bar{h}\bar{v} \rangle \pm d_{hw}$, 赤の+は水位・流速の潮汐位相平均の積 $\langle \bar{h} \rangle \langle \bar{u} \rangle$, $\langle \bar{h} \rangle \langle \bar{v} \rangle$ を表しており、岸向き・北向きを正值としている。図より、(8)式が成り立つことから、平均的な半日潮汐によって海水輸送が行われていると考えて大差ないといえる。したがって、潮汐位相平均が半日潮汐成分と大潮小潮等の位相の変動とを分離するのに有効であることが示された。また、求められた海水輸送フラックスは、岸沖方向では沖向き、沿岸方向では南向きの輸送が卓越する傾向が見られた。さらに、位相平均を一潮汐で積分すると岸沖方向は $-0.043(\text{m}^2/\text{s})$ であり、沿岸方向は $-0.076(\text{m}^2/\text{s})$ であった。これは、流速の潮汐位相平均と同様の結果を示している。



(a) 岸沖方向の海水輸送フラックス



(b) 沿岸方向の海水輸送フラックス

図-13 海水輸送フラックスの位相平均

本章を総括すると、潮間帯干潟上で計測される不連続な時系列データの中から、波浪・潮汐成分を分離する手法として、時間平均と潮汐位相平均を提案した。図-12, 13 によって海水輸送フラックスを求めた結果、時間平均と潮汐位相平均が波浪・潮汐成分の分離に十分に適用可能であることが示された。したがって、水位・流速・濁度・塩分において、潮汐位相平均が実測値の時系列から平均的な潮汐成分のみならず、大潮小潮等による一潮汐の位相の変動を精度良く表現しており、岸沖方向と沿岸方向の流速・海水輸送フラックスの潮汐位相平均を求めた結果、岸沖方向よりも沿岸方向の流速が大きく、海水輸送も沿岸方向が卓越していることが分かった。また、潮汐位相平均を求めることで、Meso-tidal 干潟における物質の移動や拡散に重要である海水の輸送は平均的な半日潮汐によって説明でき、相対的に波浪による海水の輸送は非常に小さいことが示された。しかし、波浪については、流速中で瞬間的には有意な値をもって存在しており、底質輸送メカニズムに関する波浪の影響は5章において詳しく検討を行う。

5. 底質輸送メカニズムに対する波浪・潮汐が及ぼす影響を検討

5章では、4章で示された潮汐位相平均を底質輸送フラックスに適用し、底質輸送フラックスに対して、波浪・潮汐成分、大潮小潮成分がどのように影響しているかを検討した。また、シールズ数を用いて海水の濁度発生に対する波浪・潮汐の影響を検討した。

5.1 底質輸送フラックスへの位相平均の適用

4章では、時間平均・潮汐位相平均が波浪・潮汐成分の分離に有効であることを示した。本節では、それを底質輸送フラックスへ適用し、底質輸送フラックスの一潮汐での基本モードと底質輸送の卓越方向を求めた。

図-14は、底質輸送フラックスの潮汐位相平均 $\langle \bar{h}\bar{u}\bar{C} \rangle$, $\langle \bar{h}\bar{v}\bar{C} \rangle$ と、水位・流速・濁度の潮汐位相平均の積を表している。その際、濁度 \bar{C} は、底面から10cmで計測したものと、30cmで計測した時系列の潮汐位相平均が図-12に示すように同じような傾向を示し、流速計の高さも底面上10cmであるため底面上10cmのものを使用した。図より、底質輸送フラックスの潮汐位相平均は、岸沖方向では沖向き（西向き）の輸送が卓越し、沿岸方向では南向きの輸送が卓越しており、これは流速が支配的な要因であると考えられる。また、底質輸送フラックスの潮汐位相平均と水位・流速・濁度の潮汐位相平均の積を因から比較すると(10)式が成立するといつてよいので、潮汐位相平均は底質輸送フラックスから半日潮汐成分を精度良く分離していることが分かる。さらに、位相平均を一潮汐間で積分し、卓越方向と一潮汐での底質の輸送量を求めたところ岸沖方向では-0.012(kg/m/s)、沿岸方向では-0.032(kg/m/s)であり、沿岸方向への底質輸送は岸沖方向のそれ以上の大きさを示している。そのため、干潟地形の底質輸送・地形変動を評価する際、岸沖・沿岸どちらか一方のみではなく、両方を考慮した面的な底質の輸送も考慮する必要があることが分かった。位相の変動に関しては、変動を表す因中の黒の破線は一潮汐の間で複雑な変動を示している。水位・流速の位相変動成分は一潮汐間で滑らかに推移しているため、底質輸送フラックスの複雑な位相変動には、濁度の位相変動の寄与が大きいものと考えられる。そのため、5.2節において濁度発生要因を検討した。

$$\begin{cases} \langle \bar{h}\bar{u}\bar{C} \rangle \approx \bar{h} \times \bar{u} \times \bar{C} \\ \langle \bar{h}\bar{v}\bar{C} \rangle \approx \bar{h} \times \bar{v} \times \bar{C} \end{cases} \quad (10)$$

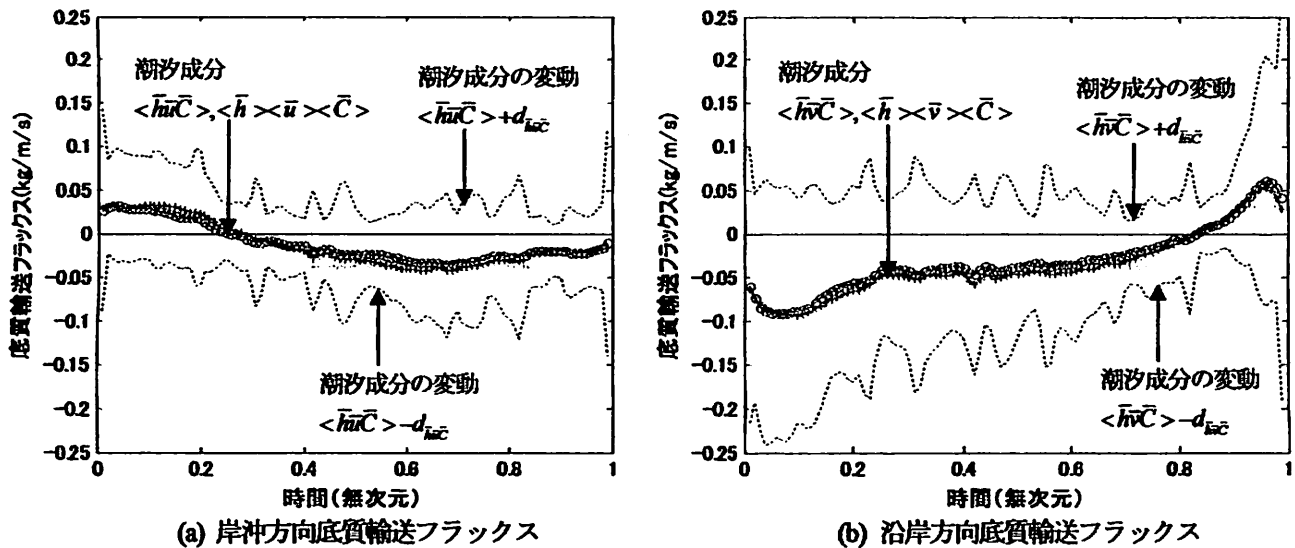


図-14 底質輸送フラックスの潮汐位相平均

図-15は、岸沖・沿岸両方向を考慮して、左から順に流速・海水輸送フラックス・底質輸送フラックスを円グラフ上にベクトル表示したものである。時間は、水色からピンク色に向かって時間が進み一潮汐を表している。図より、流速・海水輸送フラックス・底質輸送フラックスの円グラフは、上げ潮時は南南東の方角から徐々に南向きとなり満潮時に南南西から南西にかけて、下げ潮時には西南西から北北西の方向に向きが変わっている。また、底質輸送フラックスの大きさを見ると、低水位時に大きな値を示している。これは、濁度が上げ潮時と下げ潮時に大きくなることによるものと考えられた。さらに、上げ潮時・下げ潮時の底質輸送の卓越方向は、赤の破線で示すような図-4の水位・流速・濁度の計測地点における等深線に垂直な方向であり、ベクトルの粗密の傾向から、一潮汐の平面2次元の

流向は非対称であり、主に南から南西向きかけて底質輸送が行われていることが分かった。このことから、図-4に示す干潟地形の地盤高の平面分布と比較した結果、干潟地形の地盤高は白川の存在する南に向かって高くなっており、干潟地形の岸沖方向のみの地形変動や底質輸送のみではなく、平面的な流動場を考慮し、地形変動・底質輸送を精度良く評価する事の必要性を示すものであると考えられた。

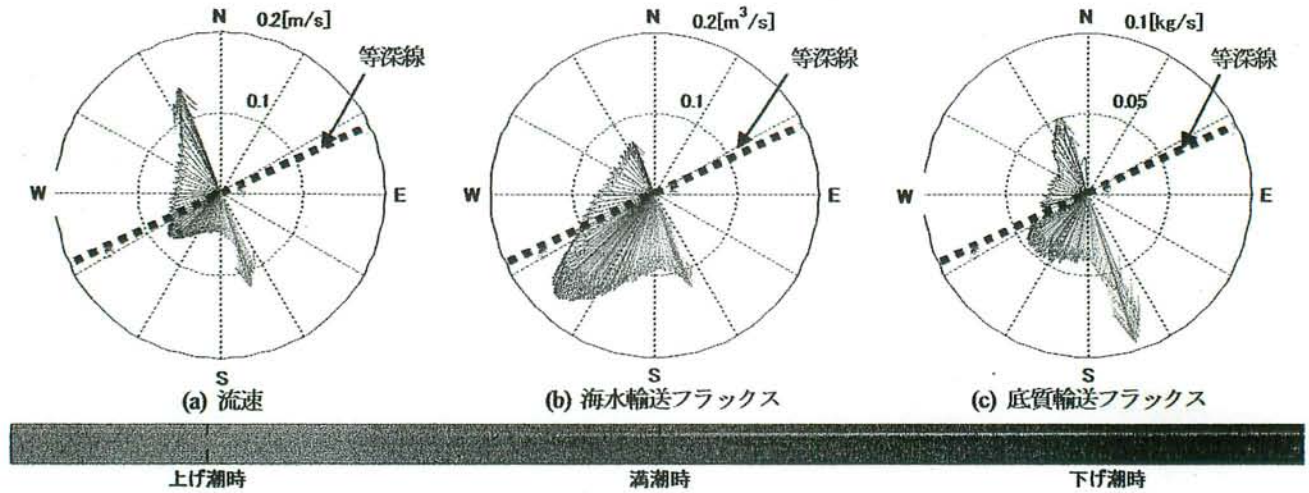


図-15 流速・海水輸送フラックス・底質輸送フラックスの円ベクトル図

5.2 濁度発生に及ぼす波浪・潮汐の影響

本節においては、4.3節、5.1節に述べた、濁度の位相が毎回の潮汐で水位・流速に比べ複雑に変動する要因として、波浪の影響が無視できないと考え、濁度発生に因対し、波浪・潮汐がどのように影響しているのかを検討した。

検討には、底質輸送の指標として通常用いられるシールス数を用いた。Henderson (1966)¹⁶⁾を参考に、(11)式によって検討に使用したシールス数の換算式を示す。

$$\psi = \frac{f_b U^2}{2g(s-1)d} ; f_b = \frac{2gn^2}{H^{1/3}} \quad (11)$$

ここで、 f_b は底面摩擦係数、 U は流速、 g は重力加速度、 s は底質の比重2.65、 d は底質の中央粒径0.2mmであり、 n はマンニングの粗度係数、 H は20秒平均水位であり、流速に関しては、潮汐成分には4章で用いた20秒平均値を、波浪成分には20秒平均値と実測値の残差を用いて、岸沖・沿岸両方向のシールス数を求めた。図-17、図-18は2004年9月4日から15日までの12日間と2005年6月22日から7月18日までの27日間の時系列を表している。上段から順に、水位・有義波高・濁度であり、以下4段は、波浪成分・潮汐成分による岸沖・沿岸方向のシールス数を示している。

一般に、底質の輸送が起こりはじめるとされる限界シールス数は0.05である。図より、波浪成分のシールス数は頻繁に赤のラインで示す限界シールス数0.05を超えているのに対し、潮汐成分で導いたシールス数は殆ど0.05を超えない。平常時、台風通過時においても、波浪成分のシールス数は大きな変動を示すが潮汐成分は波浪成分に比べて小さい。そのため、濁度発生の直接的な要因となるのは波浪成分であることが示唆された。また、水位とシールス数を比較すると、低水位時にシールス数は大きくなり、濁度も増大している。これは、波の浅水変形や碎波による底面への影響が、水位が低い場合に大きくなるためであると考えられる。図-17において、台風通過時の有義波高・濁度・シールス数において、濁度が高濃度で発生しているが、これは台風による風・高潮・高波によるものと考えられる。図-18の200~400(m³/s)程度の河川出水時においては、シールス数や有義波高が、出水期間の他の潮汐と比較して小さい場合にも濁度が平常時よりも大きいため、河川からの流入土砂により、濁度が高濃度となると思われる。

更に、底質の移動状態を検討するため、Rouse数^{17),18)}を求めた。Rouse数は、1を超えるると掃流状態での底質の移動が卓越し、1を下回ると浮遊状態での底質の輸送が卓越すると言われているが、解析の結果、上げ潮初期と下げ潮の末期の水位が低いところでは1を超え、それ以外では1を下回った。このことから、観測地点では、掃流状態で輸送される時間は位置潮汐のうちでは比較的短時間で、底質は殆ど浮遊状態で輸送されていることが分かった。

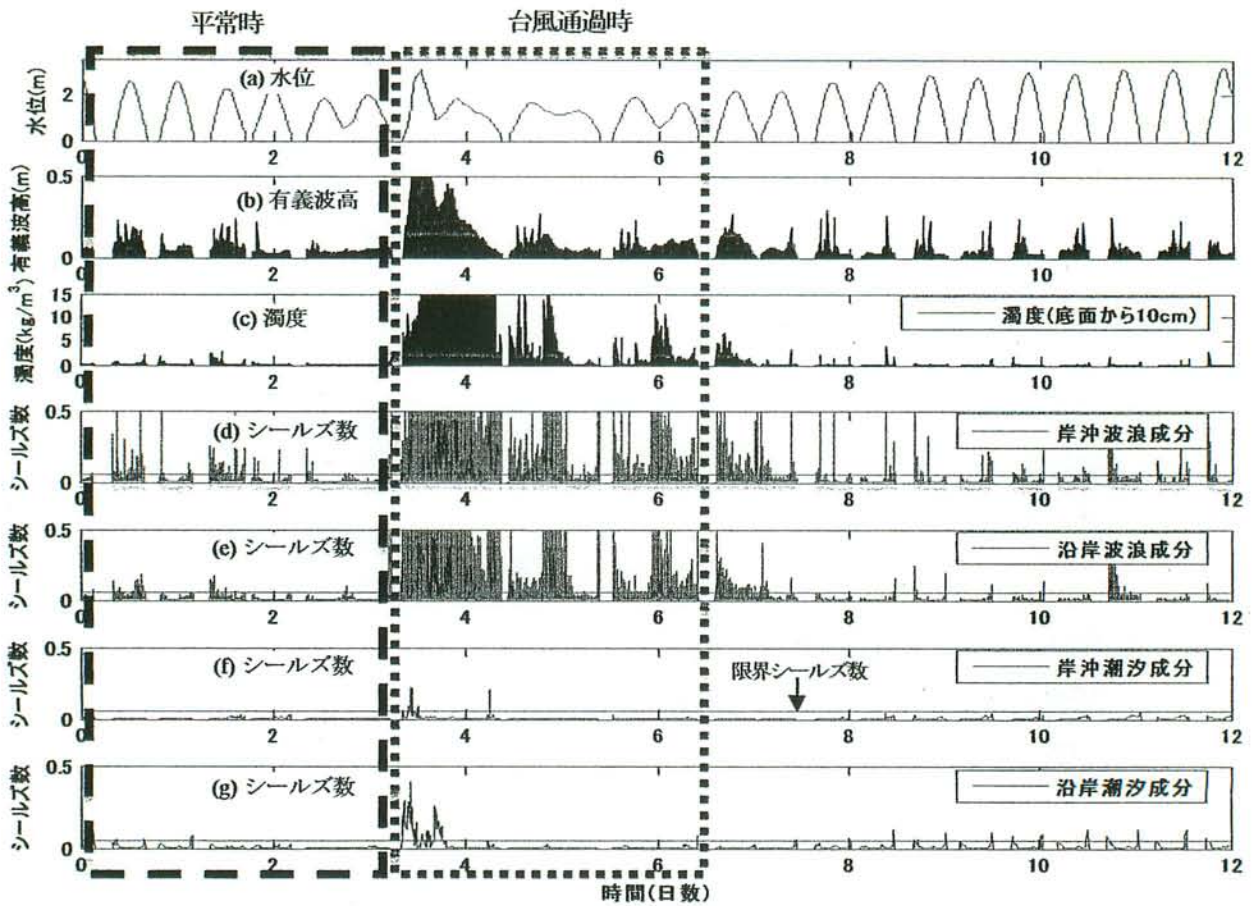


図-16 水位・有義波高・濁度・シールズ数 (2004/9/17~2004/9/26)

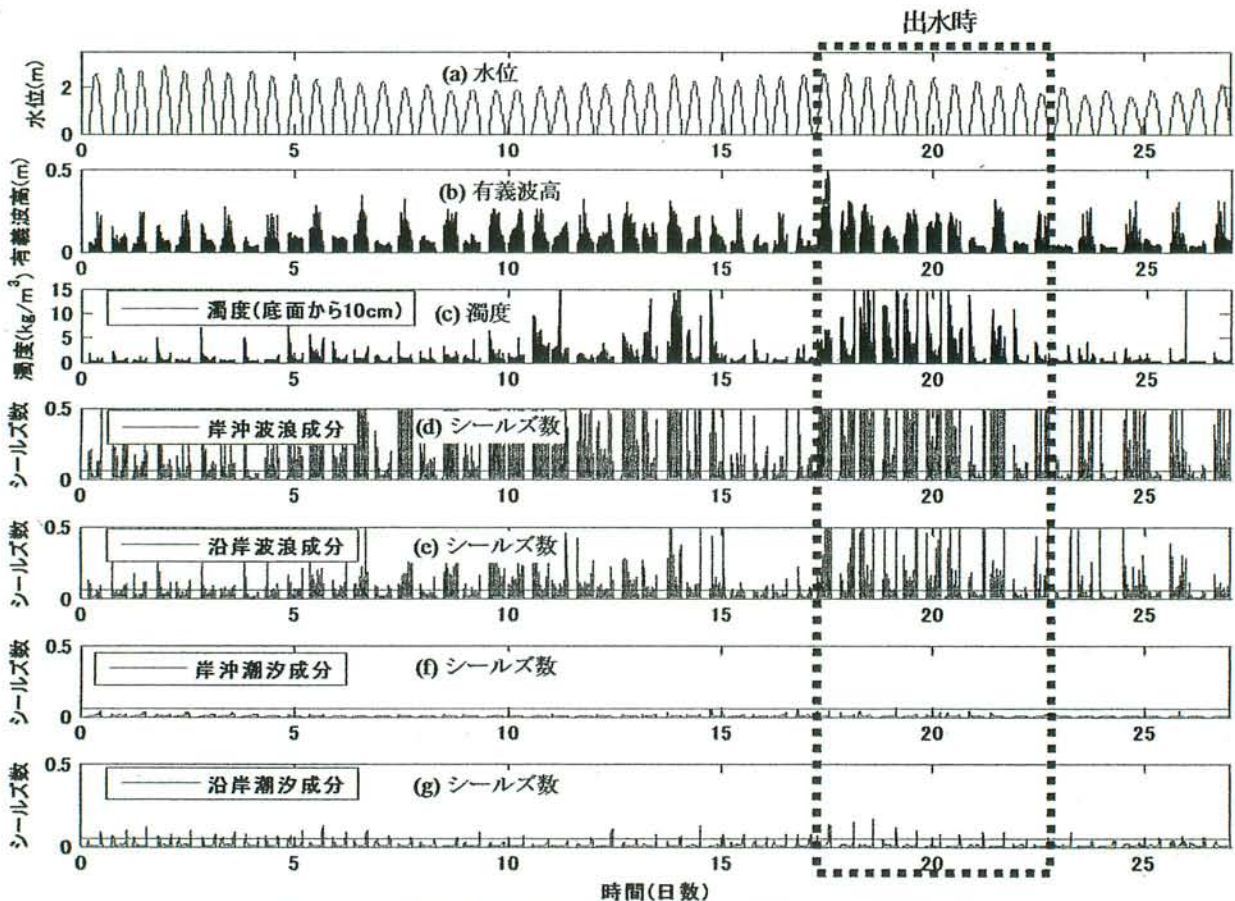


図-17 水位・有義波高・濁度・シールズ数 (2005/6/22~2005/7/18)

本章を総括すると、4章において、海水の輸送は平均的な潮汐によって説明できることを示したが、5.1節の結果より、底質輸送フラックスに関して、物理量の平均的な一潮汐の時間変化によって、年間を通して存在する一潮汐間の平均的な底質輸送の時間変化を表現できることが分かり、岸沖方向ではおき向き、沿岸方向では南向きの輸送が卓越する傾向をもち、平面的にみると一潮汐では南から南西方向にかけての底質輸送が卓越していることが分かった。また、潮汐が卓越するといわれる潮間帯干潟においても、台風のような大きな気象擾乱の時を除いて、濁度発生メカニズムには波浪成分が大きく寄与していることが示された。このことから、潮間帯干潟においても、内山ら(2005)¹⁰同様、瞬間的な流速場は平均流速よりも高周波の波動成分や乱流成分の影響を強くうけており、濁度は、波浪によって瞬間的に起こる大きな流速変動による底質の巻き上げによって発生し、浮遊状態で潮汐による流れによって輸送されるというメカニズムを持つことが示唆された。

6. 結論

今回、潮位差の大きい河口潮間帯干潟上の底質輸送メカニズムに対し、波浪・潮汐な・河川流入などの時間スケールの異なる現象が及ぼす影響を明らかにするために、約1年に渡って、水位・流速・濁度・塩分の定点連続観測を実施した。潮間帯干潟は、水没・干出を繰り返す、計測される時系列は、不連続なデータとなるが、一潮汐毎に水没継続時間が異なるため、通常、波浪・潮汐を分離する際に用いられる、スペクトル解析や潮汐調和分解の適用が困難であるため、時間平均・潮汐位相平均を用いて波浪・潮汐の分離を行う手法を4章において提案した。

その結果、潮汐位相平均が、観測される物理量の一潮汐間の時間変化を精度良く表現することが分かった。また、海水輸送フラックスの潮汐位相平均を求めた結果、観測地点における海水輸送は、平均的な潮汐によって説明できることが示された。そこで、5章において、潮汐位相平均を底質輸送フラックスに適用した結果、潮汐位相平均が底質輸送フラックスの一潮汐間の変動を精度良く表現し、一潮汐の平均的な底質の輸送は、計測した時系列中の年間を通して存在する平均的な潮汐によって説明できることが明らかとなった。更に、観測地点における底質輸送の卓越方向は南から南西にかけてであり、底質輸送特性を把握するためには流況を平面的に捕らえることの必要性が示唆された。

しかし、濁度・底質輸送フラックスは、水位・流速などに比べ、位相の変動成分が一潮汐の間にも位相が複雑に変動しているため、特に、濁度の位相に波浪の影響が存在すると考え、シールズ数を求めることによって波浪・潮汐成分を比較し、濁度発生の要因分析を行った結果、濁度の発生要因には波浪の影響が大きい事が示された。

したがって、河口潮間帯干潟において、波浪による瞬間的な流速の変化が底質を巻き上げて濁度を発生させ、それが、浮遊状態で潮汐による平均的な流れによって輸送されるという底質輸送メカニズムの存在が示唆された。

今後は、流速の時系列に安定して存在する満潮時付近における南西方向の流れの要因を分析するとともに、多点計測による平面的な底質輸送の構造を明らかにし、対象地干潟全域で数値シミュレーションを行い、干潟地形変化予測モデルの開発を目標に研究を行っていく予定である。

参考文献

- 1) Kakino, J. (2000) : Dispersal of Japanese littleneck clam *Ruditapes philippinarum* (Adams and Reeve) in relation to changes of bottom level due to wave action on Banzu tidal flats, Tokyo Bay, Fisheries Engineering, Vol.37, No.2, pp.115-128
- 2) Yamada, F. and N. Kobayashi, (2004) : Annual Tide Level and Mudflat Profile, J. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, Vol.130, pp. 119-126.
- 3) Bassoullet, P., Hir, P.L., Gouleau, D. and Robert, S. (2000) : Sediment transport over an intertidal mudflat : Field investigations and estimation of fluxes within the Baie de Marennes-Oleron (France), Cont. Shelf Res., 20, pp. 1635-1653.
- 4) Andersen, T. J. and Pejrup, M. (2001) : Suspended sediment transport on a temperate, microtidal mudflat, the Danish Wadden Sea, J. Marine Geology, 173, pp. 69-85.
- 5) 中道 誠, 山田文彦, 外村隆臣, 玉置昭夫, 小林信久 (2005) : 季節的な平均潮位の昇降に伴う干潟岸沖断面の堆積・侵食メカニズム, 海岸工学論文集, 第52巻, pp.526-530.
- 6) 内山雄介, 加藤一正, 栗山善昭, 古川恵太 (2000) : 東京湾盤洲干潟の漂砂特性について, 海岸工学論文集, 第47巻, pp.521-525
- 7) 内山雄介, 中島 剛, 上岡智志 (2001) : 盤洲干潟における河川出水期の地形変化と漂砂特性について, 海岸工学論文集, 第48巻, pp.531-535
- 8) 内山雄介 (2001) : 冬期の東京湾盤洲干潟における浮遊砂生成機構および短期地形変動について, 土木学会論文集 No.677/II-55, pp.129-140

- 9) 内山雄介 (2005) : 干潟のながれと地形変化, *ながれ* 24, pp.57-66
- 10) 内山雄介, 中野博文, 黒坂正和, 山脇秀仁, 柳嶋慎一, 栗山善昭 (2005) : 自然干潟における海底境界層内の流速構造について, *海岸工学論文集*, 第 47 巻, pp.081-085
- 11) Hayes, M. O. (1975) : Morphology of sand accumulation in estuaries , An introduction to the symposium, *Estuarine Research*, L. E. Cronin, ed., Academic Press, New York, 2, pp. 3-22.
- 12) Kirby, R. (2000) : Practical implications of tidal flat shape, *Cont. Shelf Res.*, 20, pp. 1061-1077.
- 13) Yamada, F. , Kobayashi, N. , Nakamichi, M. , Kakinoki , T. (2004) : SEASONAL MUDFLAT PROFILE EVOLUTION, *COASTAL ENGINEERING 2004*, pp.2243-2255
- 14) 滝本紅美 (2006) : 河口デルタ上の潮間帯から潮下帯における地形変動特性に関する基礎的検討, 平成 17 年度熊本大学卒業論文.
- 15) 迫大介 (2005) : 河口デルタ上の干潟の地形変動・底質輸送特性, 平成 16 年度熊本大学卒業論文.
- 16) Henderson, F. M. (1966) : *Open channel flow*. Macmillan, New York, NY.
- 17) Curtis Roegner , Carl Andre , Mats Lindegarth , James E. Eckman , Jonathan Grant (1995) : Transport of recently settled soft-shell clams (*Mya arinaria* L.) in laboratory flume flow , *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 187 , pp.13-26
- 18) Peter A. Jumars (1993) : *Concepts in Biological Oceanography*, OXFORD UNIVERSITY PRESS, p348

2. 潮間帯干潟での底質輸送能力とその時空間分布特性に関する検討

潮間帯干潟上での底質輸送能力とその時空間分布特性に関する検討

Time-Space Distribution of Sediment Transport Ability due to Tides and Waves over Intertidal Mudflat

In order to evaluate of time-space distribution of sediment transport ability due to tides and wind waves over intertidal mudflat, the water depth, flow velocity and suspended sediment concentration were measured continuously during July 2004 to December 2006. Using energetic approach proposed by Bailard (1981), temporal evolutions and special distributions of non-dimensional bed- and suspended-load transport ability calculated using velocity moments were examined. The sediment transport ability under the storm condition was found to be 3 orders of magnitude higher than that under the normal condition. Relative importance of tides and wind waves for sediment transport ability over the intertidal mudflat could be evaluated using Relative Tidal Range (RTR) proposed by Masserlink and Short (1993).

Key Words: bed load, Energetic approach, intertidal mudflat, sediment transport, suspended load

1. 序 論

潮間帯干潟には多様な生態系が存在し、水産資源として重要であり、海水の水質浄化作用にも大きな役割を担っている。干潟においては、砂浜では問題とはならない僅か2cm程度の底面侵食量であっても、アサリ等の個体数が激減するという研究例が報告されており、干潟の生態系と地形変動および底質輸送の間には密接な関係が存在している(例えば、Kakino, 2000)。

先日公表された政府間気象パネル (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) の第4次報告書によると、2030年まで世界の平均気温上昇は10年に0.2°Cのペースで続き、今世紀末の海面上昇幅は18~59cmとなることが示されており、これまでの予想よりも早い速度で温暖化の影響が進展する可能性が示唆されている(IPCC 2007)。このような地球温暖化に伴う海面上昇により、特に沿岸域においては台風時の高潮や高波による災害リスクの増大が懸念されている。そのため、外力変動に伴う底質輸送メカニズムや干潟地形の堆積・侵食傾向を解明することは、沿岸管理上も大変重要な研究課題である。しかし、砂浜地形に比べて潮間帯干潟においては、底質輸送能力や地形変化の時空間変動特性に関する知見は乏しく、研究例が少ないのが現状である。

Bailard (1981)は、砂浜地形における波運動に伴う底質輸送能力の時間変動に関して、一方向流の定常場を対象としたBagnold (1963,1966)のEnergetic modelを拡張し、掃流移動では流速の3次モーメント $\langle u^3 \rangle$ 、浮遊移動では流速の4次モーメント $\langle |u|^3 u \rangle$ 等の高次モーメントにより表現できることを示した。ここで、 $\langle \rangle$ は時間平均を示す。また、入射波の諸元に影響されない無次元の方法も提案している。しかし、潮間帯干潟のような波・流れの共存場において、その底質輸送能力評価に対する流速の高次モーメントの有効性については検討されていない。

次に、底質輸送能力の空間分布に関して、Russell and Huntley (1999)は砂浜における高波浪環境下での底質輸送能力の岸沖分布を評価するために、侵食型・中間型・堆積型の特性の異なる3箇所の海岸で水位・流速を観測し、Bailard (1981)のEnergetic modelの普遍性について検討を行った。Russell and Huntley (1999)は、掃流移動での底質輸送能力を表わす流速の3次モーメント(無次元化)と水深を砕波水深で除した無次元水深との間には場所によらず普遍的な相関性が存在することを示し、これが底質輸送能力の岸沖分布を表わすものと考え、3次多項式近似を用いたShape functionを提案した。しかし、波・流れの共存場である潮間帯干潟上では台風時などの高波浪時に複数回砕波が生じるなど、砕波水深を用いた輸送能力の評価は普遍性がないと考えられる。また、Shape functionの時間変化については

考慮されておらず、波・流れの相対的な重要性についても検討されていない。

砂浜地形に対する波と流れ（潮汐）の相対的な重要性を表わす無次元パラメータとして Masselink and Short (1993) は潮位差と碎波波高の比で定義される Relative Tidal Range (RTR) を提案した。中道ら(2005)は、現地観測に基づいて潮間帯上での底質輸送特性を検討し、潮位差を水深に、また、碎波波高を有義波高の最大値に置き換えることで、潮間帯上での RTR を再定義し、RTR が閾値 (30 程度) を下回る時に、波浪に伴う高濁度が発生することを示した。つまり、潮間帯上での底質輸送特性に及ぼす波・流れの相対的な重要度を支配する無次元パラメータとして、Relative Tidal Range の有効性を示唆した。本研究では、2年間の連続観測結果に基づき、潮間帯干潟上での底質輸送能力とその時空間分布特性について検討を行う。まず、波・流れ共存場での底質輸送能力の時間変動特性に対して、Bailard (1981) の Energetic model の有効性を検討し、平常時および台風時の掃流・浮遊移動について定量的な検討を行う。次に、波・流れ共存場での底質輸送能力の空間分布特性を調べるために、無次元掃流・浮遊移動能力と相対水深の関係について検討を行う。最後に、底質輸送能力に及ぼす波・流れの相対的な重要度を検討するために、無次元掃流・浮遊移動能力と RTR の関係について検討を行った。

2. 現地観測

2.1 観測場所の概要

図-2.1 に示す有明海中央部に位置する熊本県白川河口域に広がる干潟上において地盤高測量と水位・流速・濁度・塩分の観測を行っている。観測地では大潮の干潮時には、堤防から沖に向かって約 2km のところまで干潟が出現する。白川河口干潟を観測場所として選定した理由は、有明海において潮汐・波浪などの定点観測を長期にわたって実施している場所は、白川河口から約 4km 南西に位置する熊本港観測タワーに限られるためである。一般的に沿岸域、特に潮間帯の地形は大潮時の平均潮位差によって Micro (0~2m)、Meso (2~4m)、Macro (>4m) Tidal 域に分類される。白川河口域では、大潮時の平均潮位差が約 3.8m であり、Meso-Tidal 域に分類される。この Meso-tidal 域は世界中の沿岸域の 50%以上を占め、河口付近では堆積性のデルタ地形が特徴づけられており、本観測場所でも同様のデルタ地形が形成されている。

地盤高測量は白川河口側から D、B、K、A、C の順に 5 ラインを設け、K ラインは岸から 50m、K ライン以外は 80m ごとに観測杭を設置し、光波式測距儀を用いて月 1 回程度の頻度で岸沖方向の地盤高を計測しており現在も継続中である。

これまでの観測結果から図-2.2 に示すように、対象地の干潟地形は岸沖方向に上に凸な形状を示しており、朔望平均干潮面 (約 2.45m ; TP) までの平均勾配は 1/600~1/1200 と緩やかで、これよりも沖側では平均勾配はさらに急峻になり、前置斜面が形成されている。また、沿岸方向に関しては白川河口に近い D ラインの方が勾配が緩やかで、地盤高が高くなっている。また、2000 年から 2002 年までの実測値から求められた白川河口域の平均海面は約 0.14m (TP) である。

水位・流速・濁度・塩分の観測については図-2.1 に示す B ライン上の岸から 400m 地点の B-5 で 2005 年 8 月~2006 年 9 月、1040m 地点の B-13 では 04 年 7 月から現在まで水位 (圧力)、流速、濁度、塩分の連続観測を行っている。B-13 を選定した理由は、地盤高測量の結果から、計測機器設置点は中潮間帯に位置し、この地点近傍より沖側に向かって地盤高変動の標準偏差が増大する傾向がみられ、長崎大学水産学部の玉置教授らのグループによる対象干潟上の生物調査の結果から、浮遊状態で流れによって移動する二枚貝の稚貝の定着数が B-13 付近でピークに達しており、底質輸送メカニズムや地盤高の変動との関連性が考えられたためである。また、B-5 を選定した理由については、B-13 で計測した結果と比較し、底質輸送能力の検討を行うためである。水位、流速についてはサンプリング間隔 2Hz (2004 年 11 月 30 日以前は 5Hz) で連続観測を行い、水深を底面に設置した圧力計から換算し、流速計は底面から 10cm の位置で電磁流速計を用いて計測した (Wave Hunter99 アイオーテック)。濁度は赤外後方散乱式濁度計 (COMPACT CLW、アレック電子) を用いサンプリング間隔 1Hz、パースト間隔 10 分で底面から 10cm に設置し計測を行った。また、塩分は小型メモリー水温塩分計 (COMPACT CT、アレック電子) を底面上 30cm に設置し計測を行っている。それぞれの計測機器の性能は表-2.1 に示す。

また、濁度の測定では、測定値がホルマジンによって検定された基準値に従って求められる濁度 (FTU) であるため、実際の地形変化との関係や底質が移動する量を考える上で、実際に浮遊している底質の量を表わす SS 濃度 (kg/m^3) に換算する必要がある。そこで、迫 (2005) を参考に濁度 (FTU) から SS 濃度 (kg/m^3) に変換するキャリブレーション試験を行った。今回の解析では SS 濃度を線形回帰分析より (1) 式を用いて求めた。

$$\text{SS 濃度 (kg/m}^3\text{)} \approx 0.0030 \times \text{濁度 (FTU)} \quad (1)$$

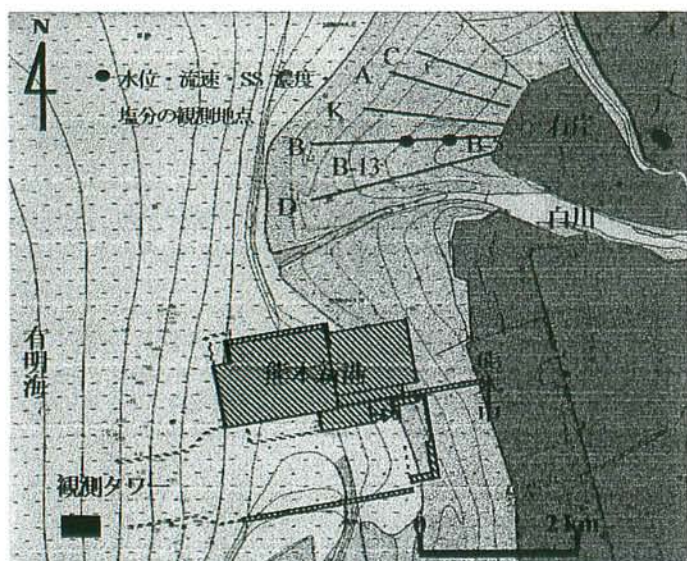


図-2.1 現地観測場所

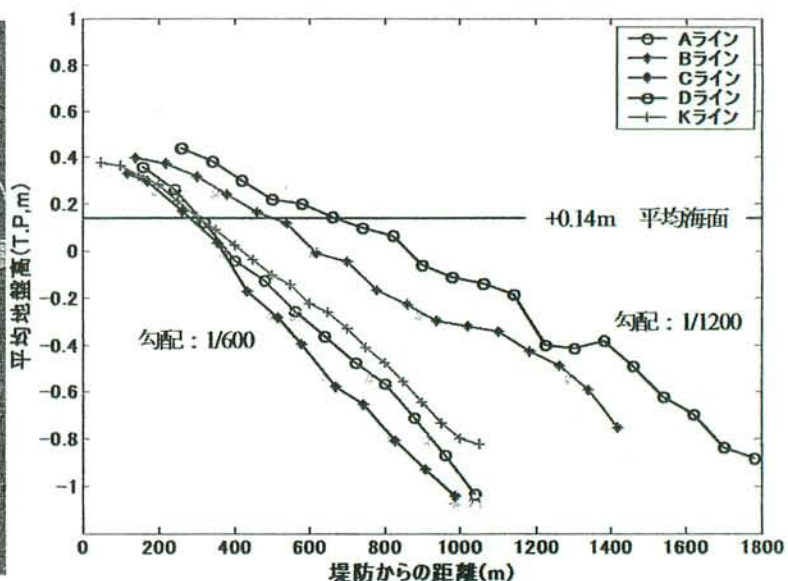
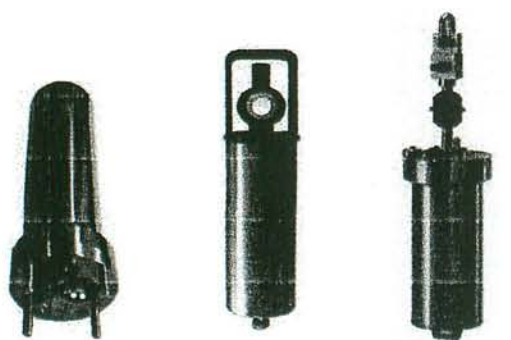


図-2.2 各観測ライン平均地盤高



(a) SS 濃度計 (b) 塩分計 (c) Wave Hunter

図-2.3 各観測機器

表-2.1 各観測機器の精度

	流速	水圧	SS 濃度	塩分
範囲	±3m/s	0~5kg/cm ³	0~1000FTU	0~60mS/cm
精度	±1%	±0.5%	±2%	±0.05mS/cm
分解能	1cm/s	1g/cm ²	0.03FTU	0.001mS/cm

2.2 地盤高測定の結果

図-2.4 には 2006 年 7 月から 10 月までの B、C ラインの地盤高測定の結果を示す。この期間には 2006 年 9 月 17 日から 18 日にかけて台風 13 号が長崎県を通過しており、突発的な気象条件も含まれている。

台風が通過した後の 9 月 20 日、21 日の地盤高観測の結果では流速計、SS 濃度計などを設置している B ラインでは各観測地点で堆積・侵食を繰り返している。また、800m より沖側では各月での変動が 800m より岸側の地点よりも変動が大きくなっている。また、白川河口から一番遠い C ラインでは 8 月から 1000m より沖側で大きな堆積が起きているが、これは覆砂が行われた影響である。台風通過後の 9 月の観測では、8 月に比べ堤防から 240m までは侵食しているが、それよりも沖側では堆積している。また、変動量については、B ライン、C ライン両ラインで各月間の変動量と 8 月~9 月の間の変動量は同じ程度であり、台風 13 号通過による高波浪を伴った流動場が形成されたにもかかわらず各ラインで地盤高が大きく変化していなかった。

一方、図-2.5 は 13 号台風通過時の SS 濃度と水位、SS 濃度と有義波高を示しているが、まず、天文潮による満潮時間は 18 時 30 分であるにもかかわらず、実際の水位は 20 時 30 分前後に最大になっている。これは高潮や高波浪に伴う wave set-up の影響によるものと考えられる。また、SS 濃度の変化を見てみると、SS 濃度は平常時 0.1 kg/m³ 以下であるのに対し、水位が大きくなるにつれ SS 濃度も大きくなり、水位が下がりだす時間では最大で約 2.4 kg/m³ と大きくなる。

波高、SS 濃度の観測結果からは地形が通常よりも大きく変化する可能性が示唆される一方で、地盤高測定の結果

からは、台風による影響を顕著にみるできない。

この結果より、突発的な気象条件でも地形変化は平常時と大きく変化せず、有義波高やSS濃度の観測結果から直接地形変化の予測を行うことは非常に難しく、底質輸送の空間的な分布および時間的な変化を検討していく必要があることが考えられる。

また、潮間帯干潟上での平均場の特徴を把握し、突発的な要因を分離、決定する必要があるため、本研究ではまず、継続して行っている水位・流速・SS濃度・塩分などの観測結果より、観測地での平均的な場を定義し、そこでの底質輸送能力を検討していく。また、台風などの突発的な気象条件での底質輸送能力に関して検討を行っていく。

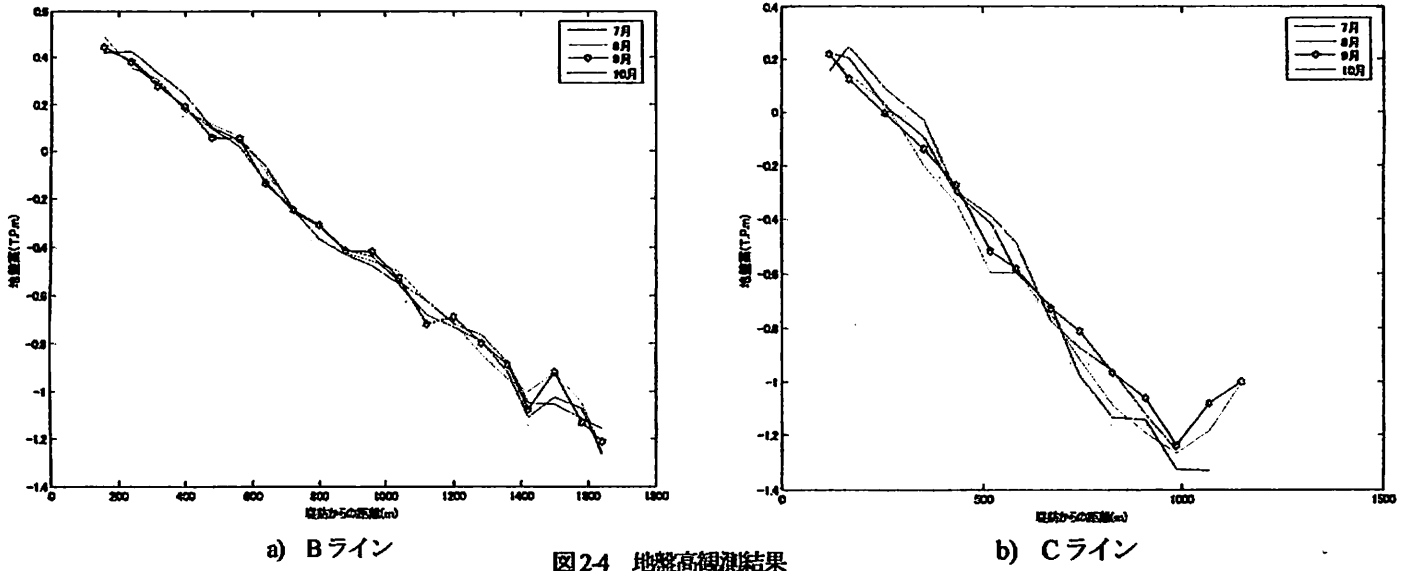


図24 地盤高観測結果

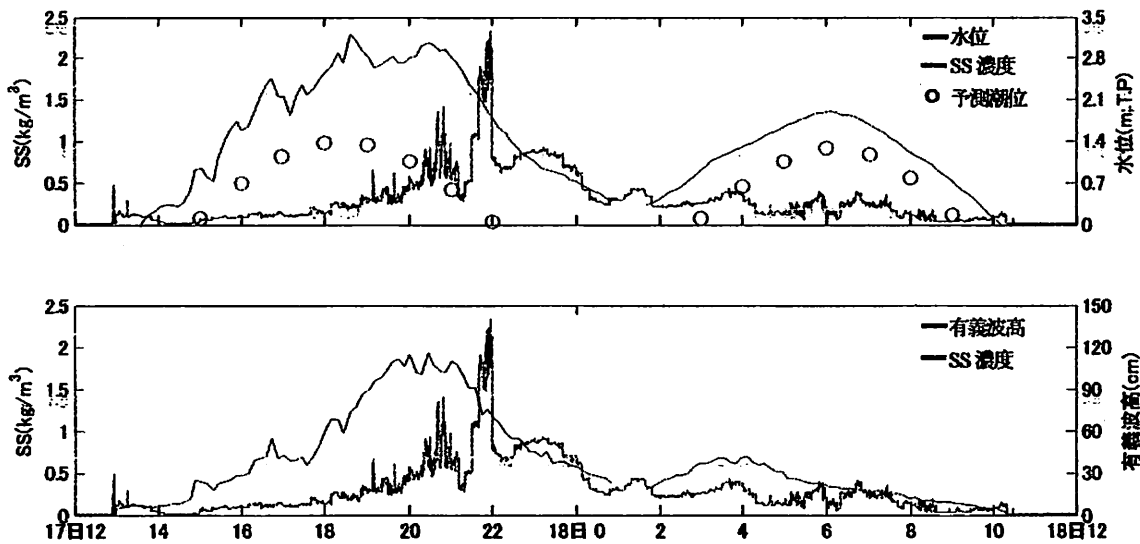


図25 9月17日の水位・有義波高・SS濃度

3. 観測データの解析

3.1 潮汐位相平均による平均場の検討

観測地である白川河口干潟における流体運動の特徴を検討し、観測データから平常時の特徴と突発的な異常時の特徴を分離し把握するためには、観測地における流動場の平均的な場をとらえ定義することが必要となる。そのため、水位・流速・SS濃度・塩分のこれまでの観測データから平均的な場の検討を行った。

観測を行っている河口干潟では、観測した実測値は波浪・潮汐・河川流入等の異なる時間スケールの現象が混在していることから底質輸送の解明には、これらを分離してそれぞれの影響を評価する必要がある。しかし、潮位差の大きな潮間帯干潟で計測される水位・流速などの時系列データは、干潟の水没・干出の繰り返しによって、計測器も水没・干出を繰り返すため、1潮汐毎に不連続なデータとなる。そのため、異なる時間スケールの現象が混在する時系列の解析に従来有効であるスペクトル解析や潮汐調和分解の適用が困難である。そこで、坂西 (2006) を参考に時間

平均・潮汐位相平均を用いた解析手法を適用して検討を行った。

解析手順としてまず、一潮汐ごとに切り出しを行い (2) 式のように 20 秒平均値 ($\bar{h}, \bar{u}, \bar{v}$) と、残差 (h_w, u_w, v_w)

に分離し、変動値の標準偏差 ($\sigma_h, \sigma_u, \sigma_v$) が波浪成分に起因すると仮定する。

$$\begin{aligned} h &= \bar{h} + h_w, \quad u = \bar{u} + u_w, \quad v = \bar{v} + v_w \\ \bar{h}_w &= 0, \quad \bar{u}_w = 0, \quad \bar{v}_w = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

以上のようにして分離した時系列の位相を、一潮汐の水没時間を無次元化した時間軸上に 3 次スプライン補間を用いて重ね合わせ、図-3.1 の白線で示すような位相平均を求める。一潮汐毎の位相の変動は、等時間面での値の変動量を標準偏差と位相平均の和差として求めた。図-3.1 には 2004 年 7 月から 2006 年 9 月までの観測で得られた 1013 個の潮汐データをもとに位相平均を求めた結果を示す。

(a) 図より水深の潮汐成分の潮汐位相平均は水没継続時間の中央で最大値 2.4m 程度を示しており、位相に非対称性は見られない。また、(b)・(c) 図より潮汐による流速は岸沖方向流速では 1 潮汐間では上げ潮時に岸向き (東向き)、満潮から下げ潮時にかけては沖向き (西向き) になり、沿岸方向流速に関しては、平均的に南向きの流れが卓越傾向にある。また、岸沖・沿岸双方を潮汐位相平均を一潮汐間で積分すると、岸沖方向では沖向き、沿岸方向では南向きの流れが卓越している。さらに、水深の位相平均が正弦的に変化するのに対し、特に沿岸流速は一潮汐で満潮時において南向きの流速がほぼ一定で推移するという非対称な変化を示している。次に、(d) 図は水位の波浪による変動を示す標準偏差を示している。この標準偏差を約 4 倍することで有義波高と考えられるが、1 潮汐間の有義波高は 10cm 程度であり、上げ潮時の最初と下げ潮時の最後には水深が小さくなるために波高も小さくなっているが、それ以外の時間帯では一定の波高を保っている。(e)・(f) 図より流速の波浪成分に着目すると、波浪成分と潮汐成分はほぼ同じオーダーであることから、潮汐が卓越する内湾においても、波浪による瞬間的な流れは十分に優位であり、無視できない。また、図より波浪成分は上げ潮時、下げ潮時といった水位が比較的低い時間帯で大きくなる。これは、流速の観測位置が底面上 10cm であることと、低水位時には浅水変形や碎波の影響が含まれていると考えられる。

図-3.2 には底質輸送フラックスの 1 潮汐間の輸送方向を示す。底質輸送フラックスは (3) 式で推定を行い、時間は水色からピンク色に向かって時間が進み一潮汐を示している。また、赤の点線は干潟上での等深線を表わす。

$$\phi(t) = \int_{-h}^{\eta} u(t) \cdot c(t) dz \quad (3)$$

輸送方向は B-5 地点では上げ潮時にほぼ南向きのであり、満潮に近づくにつれ南南西から南西に向かって方向が変わっていく。満潮から下げ潮にかけては南西から西、さらに下げ潮時の後半には北北西の方向に輸送方向が変化している。B-13 地点では、上げ潮時は南南東の方向から徐々に南向きとなり満潮時に南南西から南西にかけて、下げ潮時には西南西から北北西の方向に変わっている。底質輸送フラックスの大きさについてみると、両地点でともに低水位時に大きな値を示しているが、これは、潮度が低水位の時間で大きくなるためと考えられる。また、ベクトルの粗密の傾向から、一潮汐の平面 2 次元の流向は非対称であり、主に南から南西向きにかけて底質輸送が行われていることがわかった。

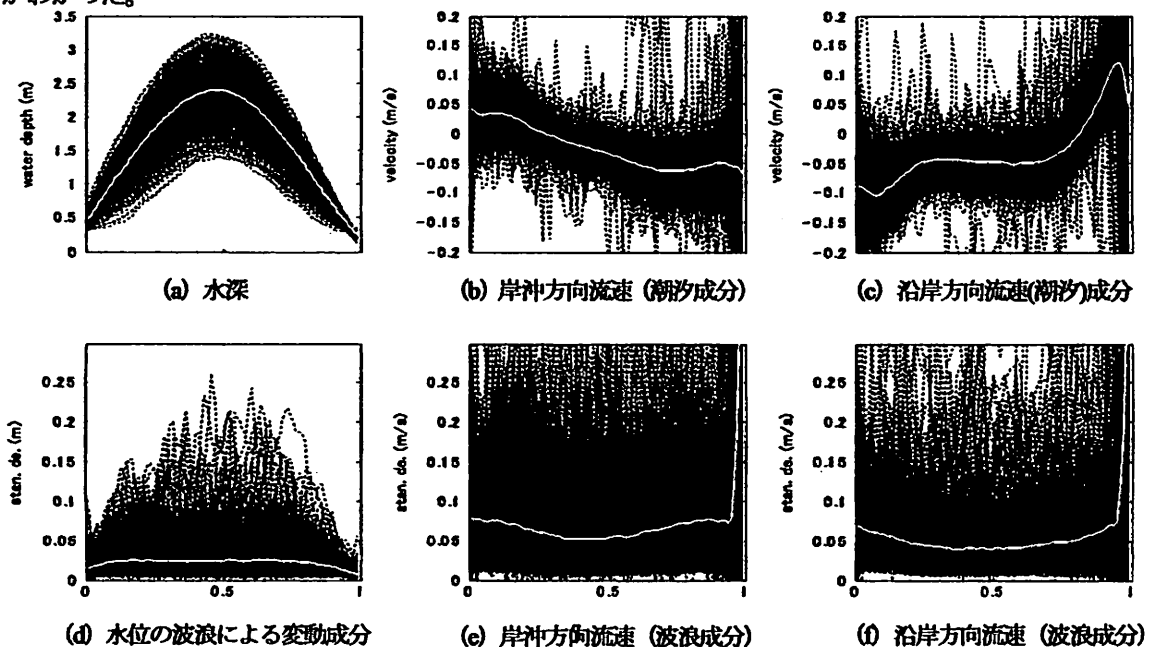


図 3.1 位相平均と標準偏差の検討結果

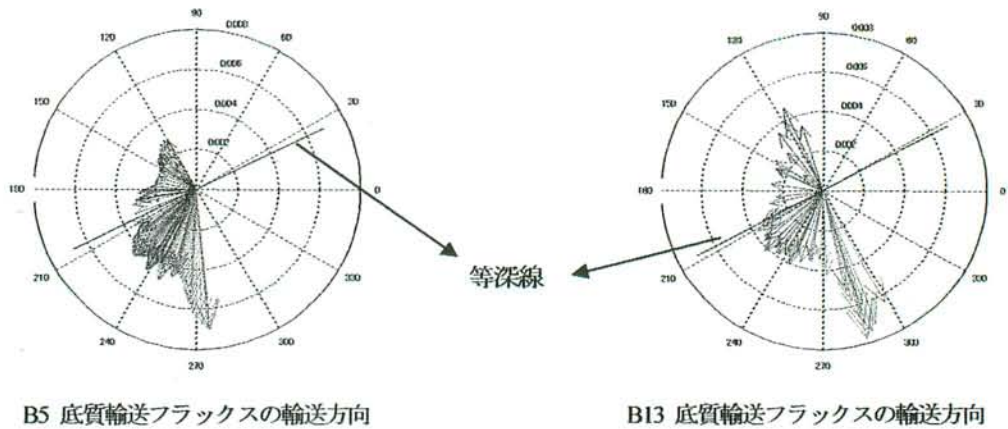


図-3.2 位相平均による底質輸送フラックス輸送方向

3.2 平常時の特徴について

潮汐位相平均より観測地での平均的な場の特徴を把握できたため、水位、有義波高、岸沖流速、沿岸流速で平均的な場に近いデータを選び、平常時のデータとして解析を行っていく。

図-3.3には2006年6月21日～24日までの水位、有義波高、SS濃度、岸沖流速、沿岸流速の時系列を示す。解析に用いる1潮汐として22日0時からの1潮汐を選んだ。

選んだ1潮汐間では、水位は平均的な水位変動のように上げ潮から下げ潮にかけて対照的な変化をしている。また、熊本新港観測タワーで観測した実測潮位と予測潮位に大きな差がないことから気象擾乱による水位の変動が起きていないことが確認できる。有義波高ではB-13、B-5両地点で10cm以下と平均的な波高に近づいている。また観測タワーでの有義波高も20cm以下である。SS濃度では、両地点で 0.1kg/m^3 であり、水位があがり始める時間と下がり始める時間に大きくなり、水位が一定の大きさになるとSS濃度は小さくなるという変動をしている。B-5地点の岸沖流速については上げ潮時に岸向きの流速が卓越し、満潮時から下げ潮時にかけては沖向きの流速に変化する。また、潮汐成分と波浪成分では同程度のオーダーである。これは潮汐位相平均で求めた平均的な岸沖流速の特徴と同じ特徴を示している。また、B-13地点の岸沖流速も同じ特徴を示している。沿岸方向では、B-5、B-13両地点で上げ潮時の前半南向きの流速が大きくなり、下げ潮時まで南向きの流速が卓越し、下げ潮時になると北向きの流速が卓越している。

3.3 突発的な異常気象時（2006年13号台風通過時）の検討について

突発的な気象条件として、図-3.4には2006年13号台風が通過した9月17日12時から18日12日までの時系列を上から風向、風速、海面気圧、水位とSS濃度、有義波高とSS濃度、B-13岸沖流速、混合長スケールとして表わす。台風が接近した17日18時あたりでは風速が 26m/s を観測している。さらに、水位では天文潮の満潮時間が18時半であるにもかかわらず、20時過ぎに最も大きくなり、実測水位から予測潮位を引いた高潮偏重（上から5つめ緑の実線）は21時で最大になっている。これは高波浪に伴う wave set-up と低気圧の吸い上げ効果による高潮、さらに台風による吹き寄せ効果によるものと考えられる。有義波高では通常に10cm以下であるのに対して、B-13地点では約1.2m、B-5地点で約0.7mの有義波高を観測した。また、有義波高は水位が大きくなるにつれ大きくなり、最大波高を観測した時間は、水位が下がり始めた直後である。B-13地点での岸沖流速では21時30分を境に岸沖方向だったものが、沖向きに変わっている。さらに、流速の波浪成分が大きくなっている。これは、天文潮の下げ潮に当たる時間に岸側では高潮などの影響により、水位の高い状態が続いているのに対して、沖側では水位が低い状態になり、水位勾配がつき、岸から沖に向かった流れに対して逆流が発生し複雑な流速場が形成された影響であると考えられる。

また、混合長スケールについては Masselink (2005) を参考に沈降フラックス (4) 式から底質の渦粘性係数 ε_s が水深方向に一定と仮定して積分すると (5) 式となる

$$\overline{w_s c} = -\varepsilon_s \frac{\partial c}{\partial z} \quad (4)$$

$$c(z) = C_0 e^{-z/l_s} \quad (5)$$

ここで、 w_s は沈降速度、 c はSS濃度、 ε_b は底質の渦粘性係数、 z は底面からの高さ、 $c(z)$ は底面より高さ z のSS濃度、 C_0 は基準点SS濃度 ($z=0$)、 l_s は混合長スケールを示す。

混合長スケールは底面近傍での渦スケールに対応する。混合長スケールは17日18時から大きくなり始め、21時には1m程度になっていることから、複雑な流動場が広い範囲で形成されている。

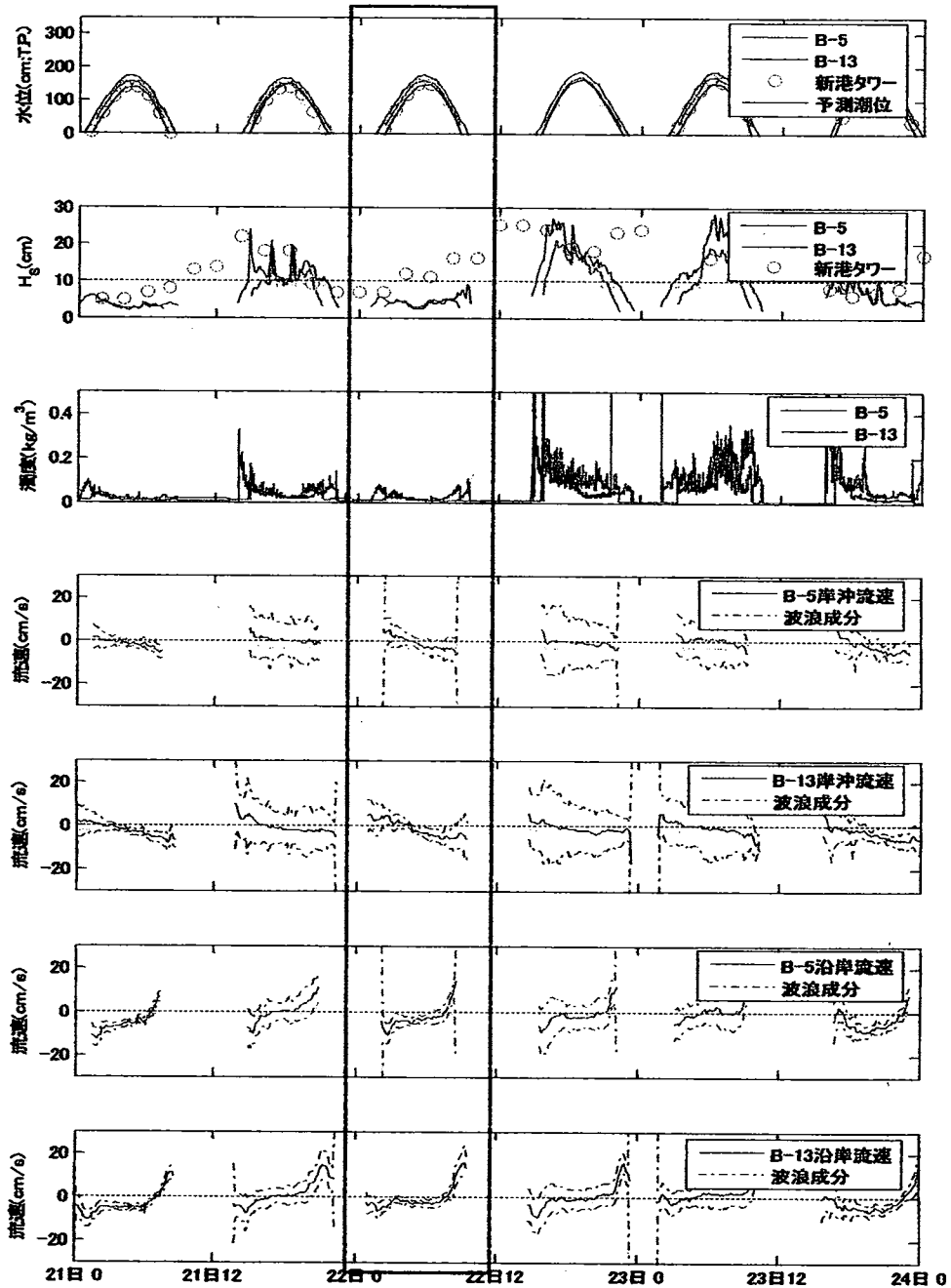


図33 6月平常時の水位・有義波高・SS濃度・流速の時系列

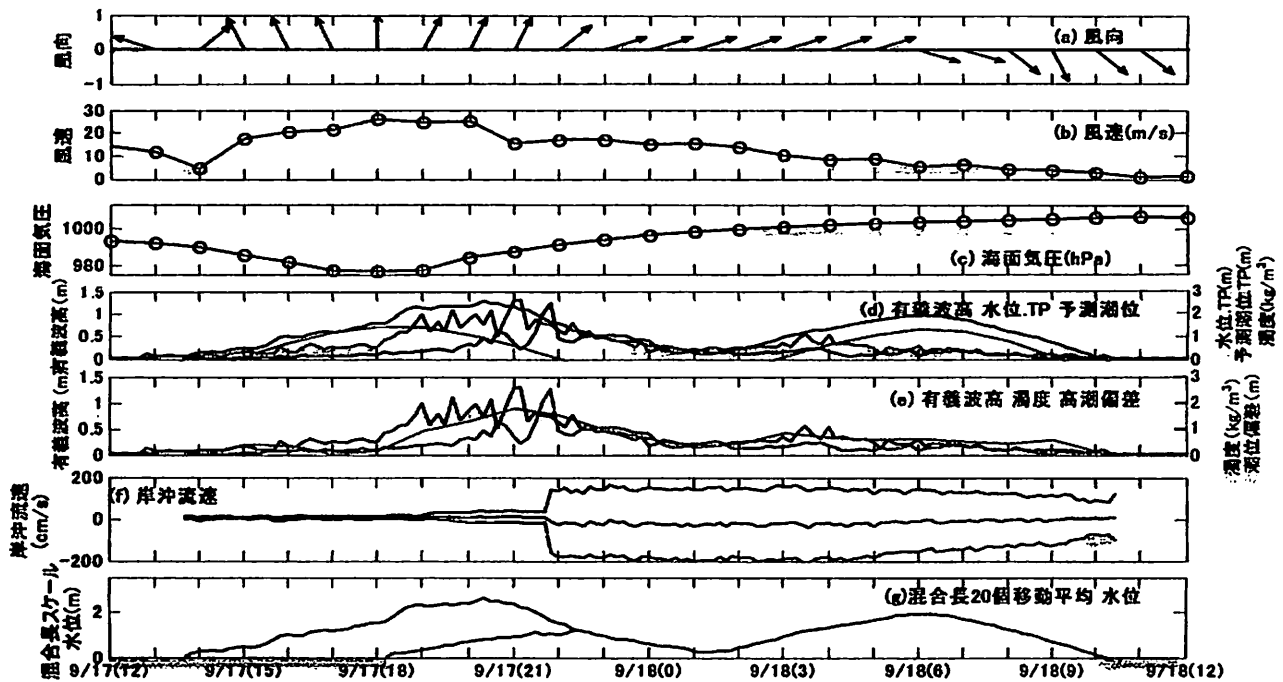


図3.4 9月13号台風通過時の水位・有義波高・SS濃度・流速・混合長スケールの時系列

4. 底質輸送能力の検討

4.1 輸送能力の検討方法

Energetic approach (例えば Bailard, 1981, 1987) では、底質輸送は底面付近でのエネルギーの発散 (消費) と釣り合い、底面付近でのエネルギーは瞬間流速のパワーを含む各成分の線形和で表現できるとしている。さらに、時間スケールの違う底質輸送プロセスの大きさを決定するために、瞬間流速は次のように分けることができる。

$$u = \bar{u} + u_s + u_L \quad (6)$$

ここで u は岸沖方向の瞬間流速、 \bar{u} は平均流速、 u_s は短波による流速、 u_L は長波による流速。

また、Bailard(1981)は底質の掃流移動には流速の3次モーメント $\langle u^3 \rangle$ が関係することを示した。さらに $\langle u^2 \rangle^{3/2}$ で除し無次元化することで入射波高の大きさに関係ない無次元流速 $\langle u^3 \rangle / \langle u^2 \rangle^{3/2}$ にしている。ここで、 $\langle \rangle$ は時間平均を表わす。

Russell and Huntley (1999) は侵食型・中間型・堆積方の特性の異なる3箇所の海岸で水位・流速の観測を行い、Bailard の Energetic approach と同様の手法を用いた無次元流速を水深を砕波水深で除した無次元水深に対してプロットし2次多項式近似したものは、高波浪環境下での普遍的な岸沖方向の空間的な底質輸送を表現できる 'Shape function' として提案している。しかし、砕波水深は目視で決定しているために、長時間の連続観測は難しく、潮間帯干潟では台風時などの高波浪時には砕波が複数回生じて複雑な波浪場を形成するため、砕波水深を用いた無次元水深には普遍性がないと考えられる。また、潮間帯干潟は波・流れ共存場であるために、流れの影響を考慮した検討が必要となってくる。

そこで、本研究では、輸送能力の時間変化を検討するとともに、相対水深を利用し空間的な分布の検討も行っている。さらにまた、浮遊による底質輸送に関する流速の4次モーメント $\langle u^4 \rangle$ を $\langle u^2 \rangle^2$ で除した $\langle u^4 \rangle / \langle u^2 \rangle^2$ を利用し、浮遊状態での底質輸送能力の検討も行った。

現地観測から得たデータを解析の手法としてまず、水深データは潮汐成分と波浪成分とに分離するために、水没時間内での観測データを約8.5分(データ長2¹⁰個)ごとに最小二乗法を用いて直線近似により潮汐成分を定義した。また、波浪成分は観測値から潮汐成分を差し引いた残差として定義した。流速に関しては8.5分毎に時間平均を求め流

速のモーメントを求めた。さらに、データのばらつきを少なくするために流速の3次、4次モーメントを台風時の岸沖流速 $\langle u^2 \rangle_{\text{max}}$ を用いて無次元化を行った。

4.2 輸送能力の時間変化

図4.1には平常時・台風時の掃流・浮遊による岸沖方向の底質の輸送能力を示す。ここで、岸沖方向で輸送能力が正の値をとると岸側への輸送能力、逆に負の値をとると沖側への輸送能力を示す。沿岸方向では正の値は北向きの輸送能力を示し、負の値は南向きの輸送能力を示す。また、図中の赤の点線はB-13地点の水深を示す。

まず平常時の岸沖方向での掃流による輸送能力 (a) は、水深が大きくなる満潮時より水深が小さい上げ潮の最初に岸向きの輸送能力、下げ潮時の最後の時間における沖向きの輸送能力が大きくなっている。また、岸沖方向では岸向きの輸送能力が卓越している時間と沖向きの輸送能力が卓越している時間で積分を行い、それぞれの面積によって1潮汐間での卓越方向を比較してみると、B-13地点での岸沖方向では掃流、浮遊両方の輸送能力で沖向きが卓越している。

台風時の輸送能力 (c, d) は、岸沖方向でB-13地点では潮汐の前半で岸向き、後半では、沖向きの輸送能力が卓越している。特に下げ潮時の掃流による輸送能力では平常時の沖向きの輸送能力の大きさが $0.5 \times 10^4 \sim 2.0 \times 10^4$ であるのに対して台風時には最大で0.38の輸送能力が発生している。浮遊による輸送能力でも掃流と同様に最大で0.5の沖向きの輸送能力が発生している。B-5地点では、平常時は沖向きの輸送能力が卓越しているのに対して、日潮不等が重なったことで岸向きの輸送能力が卓越し、特に水深が大きくなった時間では輸送能力が大きくなっている。

図4.2には平常時、台風時の沿岸方向の輸送能力の時系列を示す。

平常時の沿岸方向の掃流による輸送能力 (a) では、B-13地点よりもB-5地点の輸送能力が大きく、浮遊 (b) では下げ潮時の後半にB-13地点で北向きの能力が大きくなっている。輸送方向では、1潮汐全体では南向きの輸送能力が大きくなっているものの、B-13地点の浮遊による輸送能力では北向きの傾向が出ている。

平常時の輸送方向を岸沖方向、沿岸方向を合わせて考えると、水位があがり始める時間には南東から、南南東にかけての方向であり、満潮に近づくと南から南西方向、下げ潮時には南西から北西へと変化する。これは潮汐位相平均で求めた底質輸送フラックスの1潮汐間の輸送方向とほぼ一致する結果となった。

また、台風時の沿岸方向 (c, d) はB-13地点で満潮時まで輸送能力が小さく、下げ潮時になると掃流・浮遊ともに17日21時付近でいったん沖向きの輸送能力が卓越し、その後は岸向きの輸送能力が卓越する。B-5地点では1潮汐間でほぼ北向きの輸送能力を示している。これは台風の吹き返しによる南風の影響が考えられる。

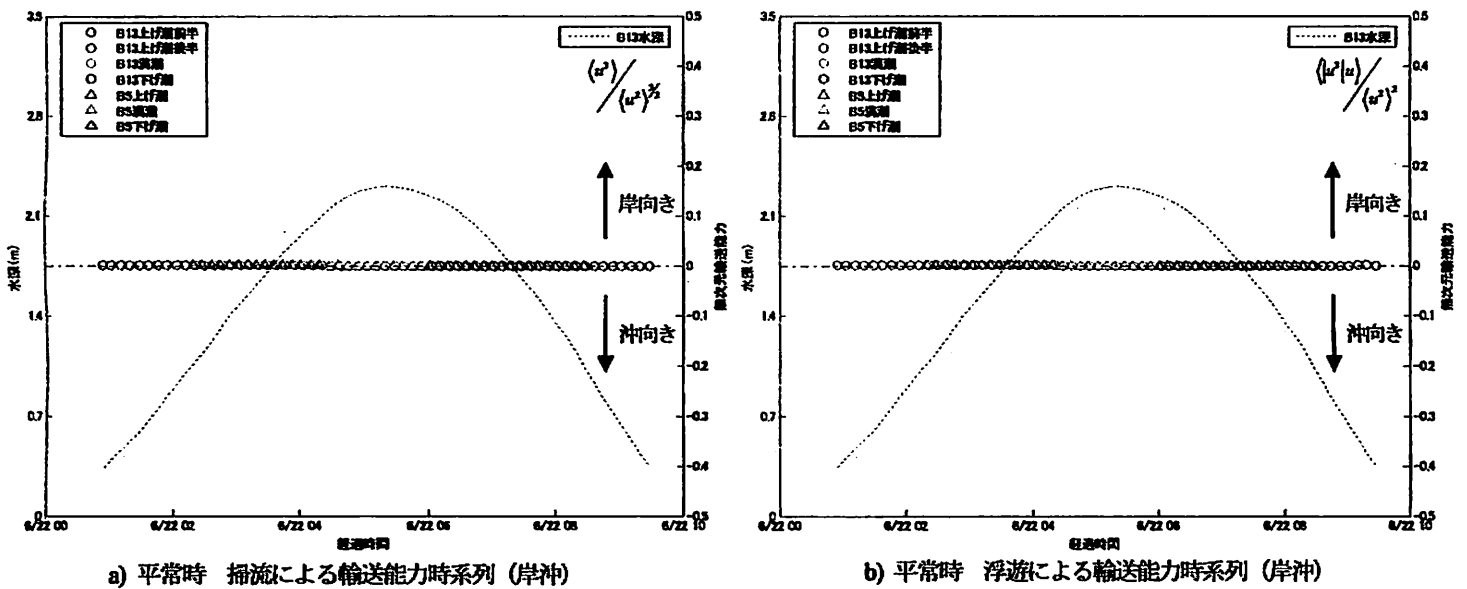
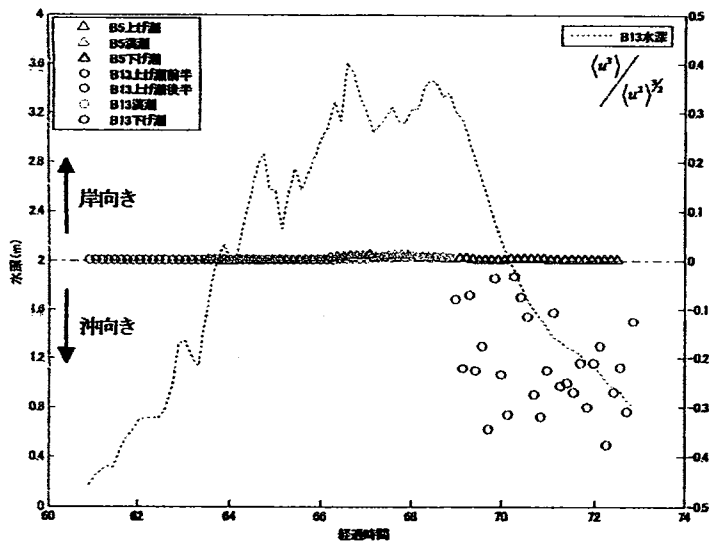
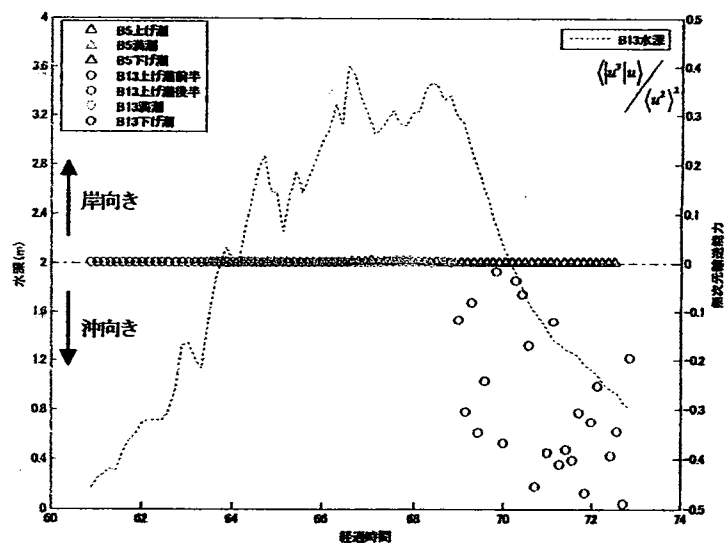


図4.1 岸沖方向の輸送能力の時系列

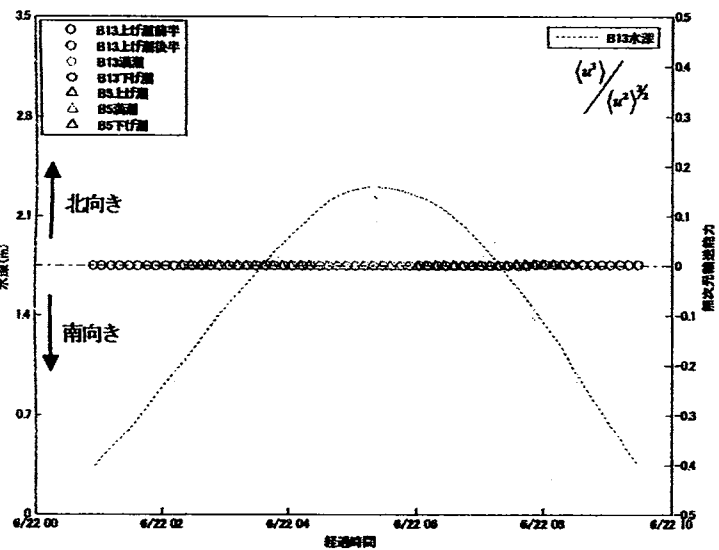


c) 台風時 掃流による輸送能力 (岸沖)

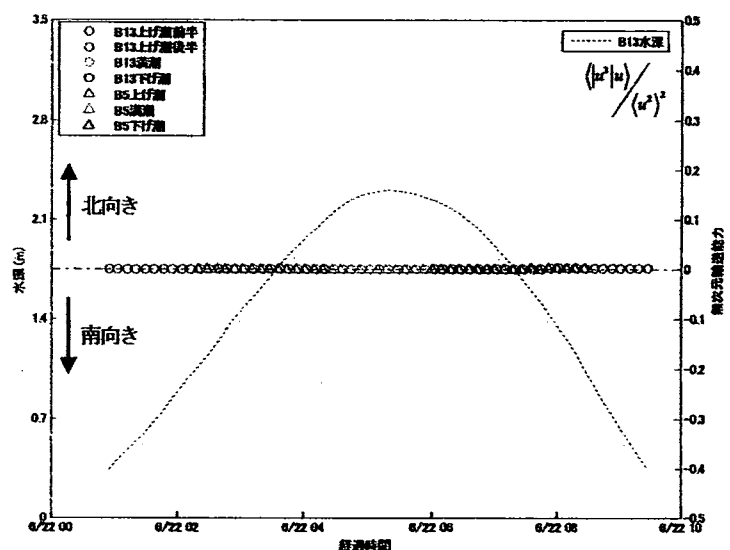


d) 台風時 浮遊による輸送能力 (岸沖)

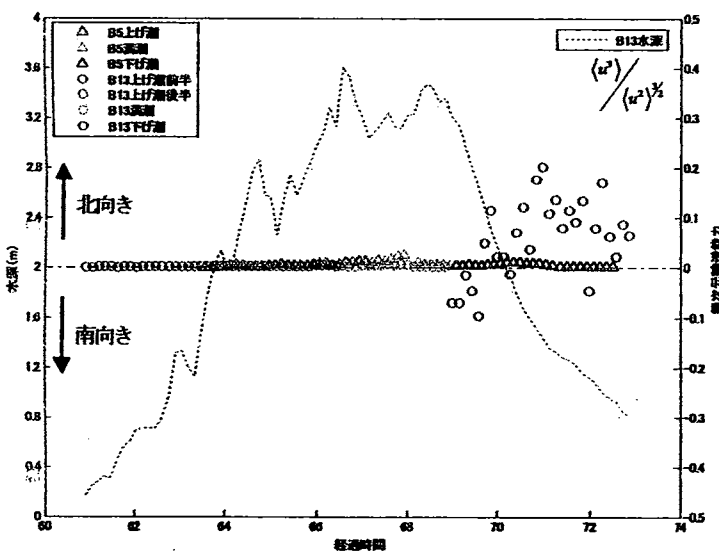
図4.1 岸沖方向の輸送能力の時系列



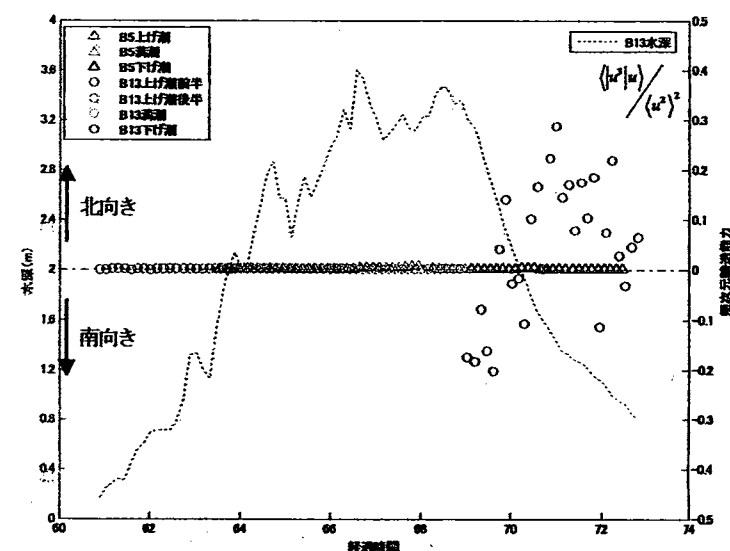
a) 平常時 掃流による輸送能力時系列 (沿岸)



b) 平常時 浮遊による輸送能力時系列 (沿岸)



c) 台風時 掃流による輸送能力 (沿岸)



d) 台風時 浮遊による輸送能力 (沿岸)

図4.2 沿岸方向の輸送能力の時系列

4.3 相対水深を利用した輸送能力の空間分布

輸送能力の空間分布を相対水深を用いて検討を行う。相対水深は波にとって水深が深いか浅いかを示す指標であり、 $\sim 1/20$ の範囲では極浅海域、 $1/20 \sim 1/2$ の範囲では浅海域をあらわす。また、相対水深を計算するために必要な波長については観測を行っている潮間帯干潟は波・流れ共存場であり、ドップラーシフトによって上げ潮時・下げ潮時には流れの影響で波長に変化が生じるため流れの影響を考慮すべきである。そこで、間瀬ら (2004) を参考に流れの影響を考慮した分散関係式 (7) を数値的に解いて、各時間での波長を求めた。

$$\sigma = \omega - \vec{k} \cdot \vec{U}, \quad \sigma^2 = g |\vec{k}| \tanh |\vec{k}| h \quad (7)$$

ここで、 σ は流れに相対的な角周波数、 ω は絶対角周波数、 \vec{U} は平均流速ベクトル、 \vec{k} は波数ベクトル、 h は水深を示す。

図4.3 には流れを考慮しない場合と考慮した場合の一例として台風時の波長の時系列を示す。流れを考慮しない場合には波長は B-5 地点で約 50m、B-13 地点で約 60m になっている。しかし、流れの影響を考慮した場合には波長は B-5 地点で 28m、B-13 地点で 36m と逆流の影響により、波長が短くなっている。

図4.4 には相対水深を用いた輸送能力の図を示す。相対水深は、水深が小さい上げ潮時、下げ潮時に小さくなり、水深が大きくなる満潮時付近では大きくなる。これは、相対水深が小さくなると岸側、逆に大きくなると沖側と考えられることから、干潟上での岸沖方向の空間的な分布を表現できていると考えられる。また、実際に観測した結果からも B-13 地点と B-5 地点を比較してみると B-13 地点は相対水深で 0.05~0.26 の範囲であるのに対して、B-5 地点では 0.05~0.2 の範囲であるので、B-5、B-13 の設置場所と比較しても空間的に表現できていると考えられる。

平常時における岸沖方向 (a, b) での B-13 地点の掃流による輸送能力をまず各時間での相対水深と輸送能力との関係性を見てみると、上げ潮前半時には相対水深は小さく、岸向きの輸送能力が卓越している。上げ潮時の後半では相対水深は 0.16~0.25 であり、岸向きの輸送能力がある。満潮時には上げ潮後半とほぼ同じ相対水深の範囲であるが、沖向きの輸送能力が発生している。さらに、下げ潮時になると水深が小さくなにつれ、相対水深が小さくなり沖向きの輸送能力が卓越している。ここで、相対水深が岸沖方向の分布を表わしていると考えられることができるため、岸側の水深が小さい地点では輸送能力が卓越し、水深が大きくなる沖側に向かうにつれ輸送能力が小さくなっていると考えられる。浮遊による輸送能力は、相対水深が 0.05 付近で岸向きの輸送能力が発生しているが、それ以外の範囲では掃流による輸送能力とほぼ同じ傾向を示していることから平常時は、掃流による輸送能力と浮遊による輸送能力のそれぞれの向きは各地点でほぼ同じであると考えられる。

台風時 (c, d) には B-5 地点の岸沖方向では日潮不等が重なったこともあり、岸側の輸送能力が卓越している。また、相対水深が 0.06~0.11 の範囲で水深が最大 (緑色のプロット) になった時間には岸向きの最大輸送能力が観測されている。

B-13 地点の岸沖方向の輸送能力では、水深が最大になるまでの時間では輸送能力の大きさは 0.05 程度であったものが、水位が下がりだす時間に掃流で約 0.4 の輸送能力が卓越している。これは平常時の掃流による能力が 0.2×10^3 程度であったため、台風通過時には水深が最大になるまでは平常時より 2 オーダー大きい能力であり、水深が小さくなり始めると 3 オーダーほど大きくなっている。浮遊による岸沖方向の輸送能力でも相対水深で 0.06~0.11 の範囲で沖向きの輸送能力が卓越している。また、平常時には 0.2×10^4 程度の能力が台風時には 0.5 程度の大きさになっている。

図4.5 には輸送能力の沿岸方向分布を示す。

平常時の沿岸方向 (a, b) では水深が小さい上げ潮時と下げ潮時に輸送能力が大きくなっていることから岸側では

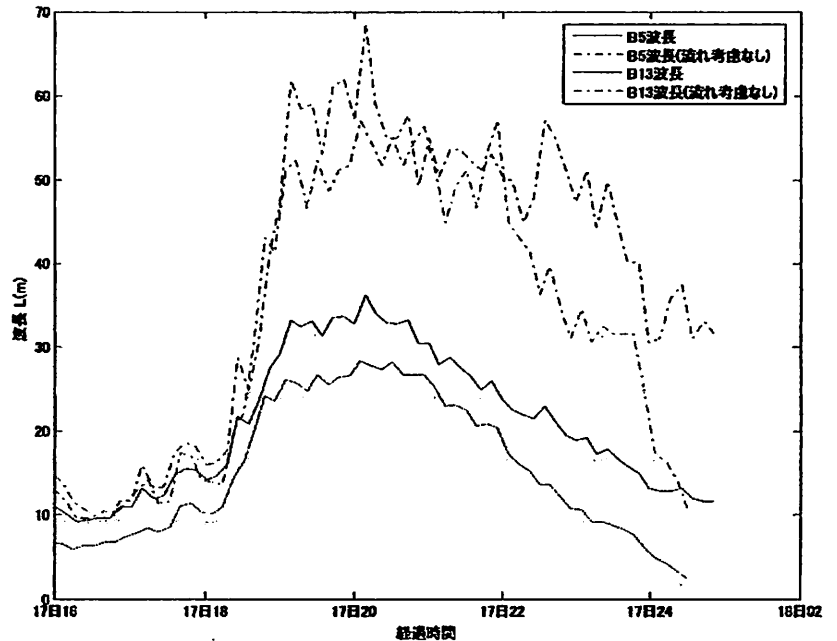
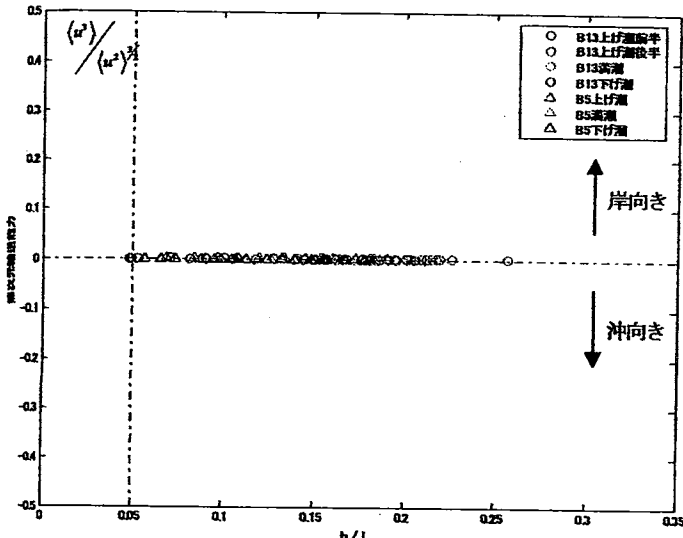


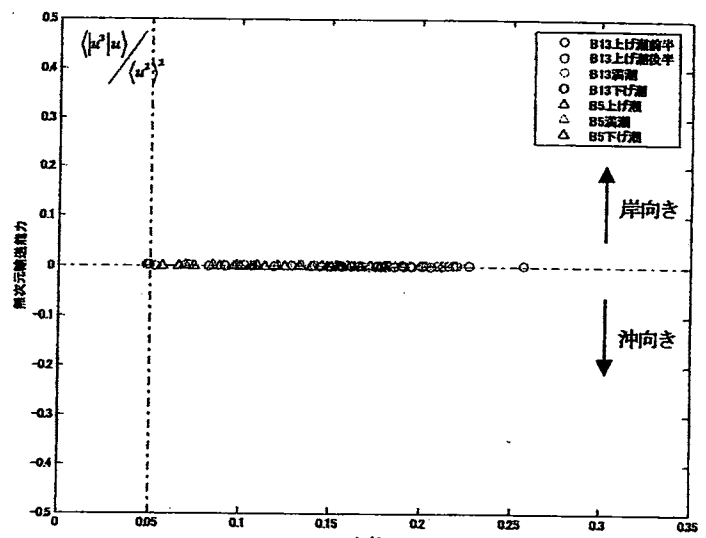
図4.3 分散関係式よりもとめた波長

輸送能力が大きくなっていると考えられる。特に下げ潮時には北向きの輸送能力が卓越している。また、上げ潮時から満潮時にかけて継続的に南向きの輸送能力が発生している。これは沿岸流速が潮汐の開始時間から下げ潮時前半まで続く南向きから北向きに変化するためであると考えられる。

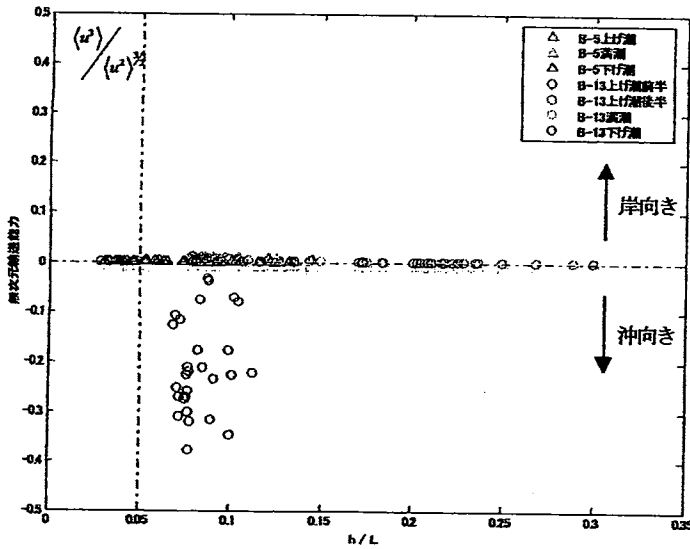
台風時の沿岸方向 (c, d) に掃流による底質輸送能力についてはB-5 地点では相対水深のほとんどの範囲で北向きの能力が卓越している。特に相対水深で0.6~0.11の範囲では輸送能力が0.02を超えている。B-13 地点でもB-13 地点同様に下げ潮時の相対水深で0.06~0.11の範囲で輸送能力が卓越している。しかし、B-5 地点では北向きの輸送能力が卓越していたのに対してB-13 地点では北向きと南向き両方の輸送能力が卓越している



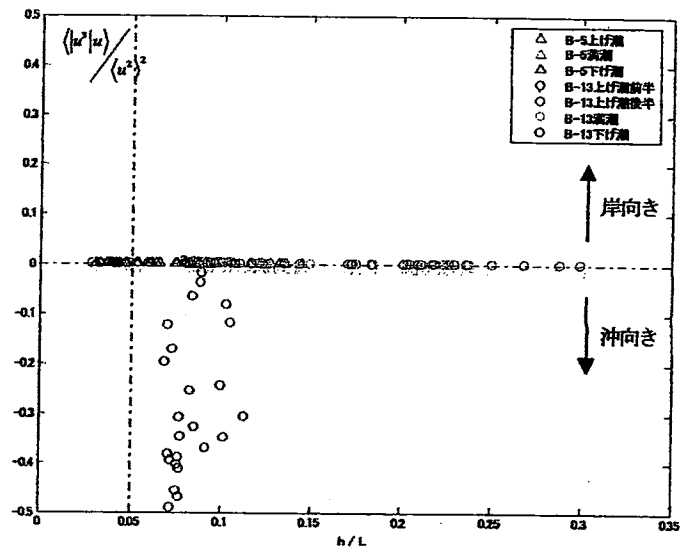
a) 平常時 掃流による輸送能力 (岸沖方向)



b) 平常時 浮遊による輸送能力 (岸沖方向)

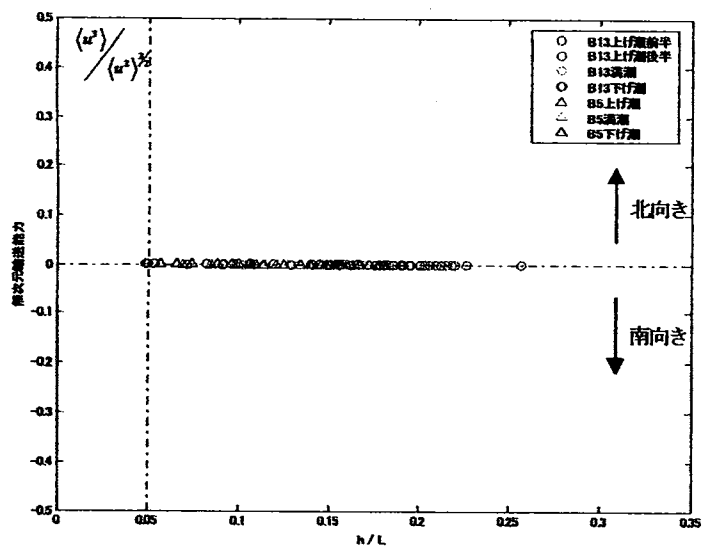


c) 台風時 掃流による輸送能力 (岸沖方向)

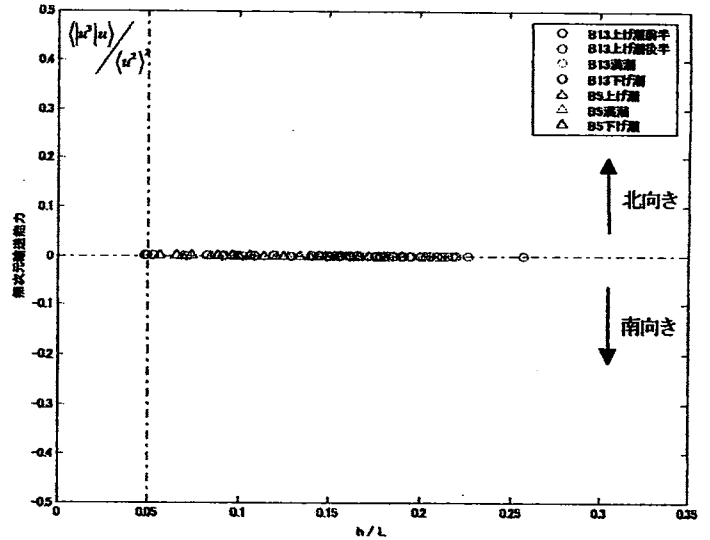


d) 台風時 浮遊による輸送能力 (岸沖方向)

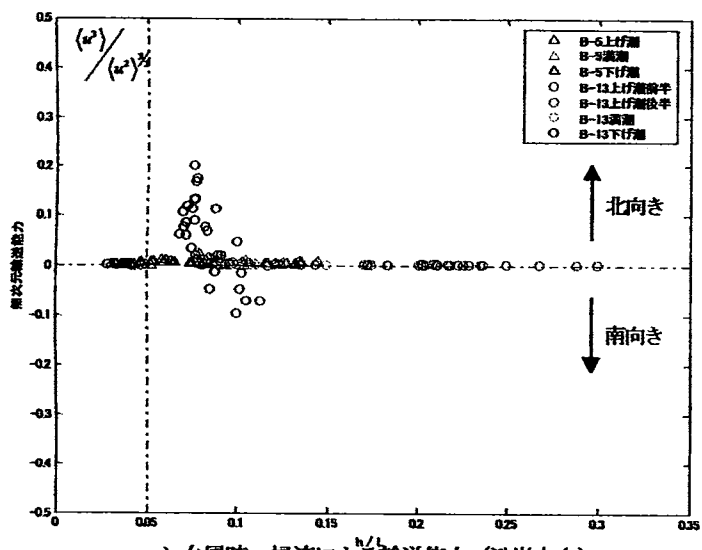
図4.4 輸送能力の岸沖方向の分布



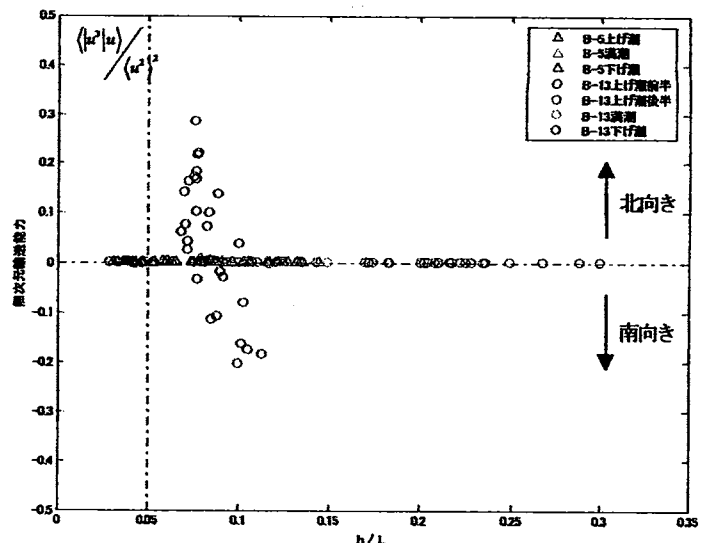
a) 平常時 掃流による輸送能力 (沿岸方向)



b) 平常時 浮遊による輸送能力 (沿岸方向)



c) 台風時 掃流による輸送能力 (沿岸方向)



d) 台風時 浮遊による輸送能力 (沿岸方向)

図4.5 輸送能力の沿岸方向の分布

4.4 輸送能力と潮汐、波浪の卓越状態の影響の検討

次に相対波高 H/h を用いて波浪の発達状態による輸送能力の検討を行う。相対波高は波高の大きさを水深との比較によって示す指標で、微小振幅波は $H/h \ll 1$ である。

Massefink and Short (1993) は(8)式で表わされる無次元沈降速度と(9)式に示す地形分類・地形変動における波浪と潮汐の相対的な影響を表わすパラメータである Relative Tidal Range (以下 RTR と呼ぶ) を用いて無次元沈降速度が 0~2 は侵食型、2~5 は中間型、5 以上は堆積型と砂浜の分類を行っている。(図4.6)

$$\Omega = \frac{H_b}{w_s T} \quad (8)$$

ここで、 H_b は碎波波高、 w_s は沈降速度、 T は波の周期を示す。

$$RTR = \frac{TR}{H_b} \quad (9)$$

ここで、 TR は1 潮汐間の潮位差、 H_b は砕波波高を表わしている。(9)式は地形変動に対する潮汐と波浪の相互関係を与えるものであり、 RTR が増加すると波浪による影響は減少し潮汐による影響が卓越することを表わしている。一方、 RTR が減少すると潮汐に対して波浪による影響が卓越することを表わしている。Masselink and Short (1993) また Masselink(1993)は地形変動に与える潮汐と波浪それぞれの卓越状態を示す RTR の閾値を 2~7 の範囲としている。また、Spika and Anthony (1999) は、現地観測の結果から観測した水深と砕波水深を用いて RTR を算出し、その値が 30 を下回ると波浪が卓越した状態となり、有意な地形変動が生じることを示した。

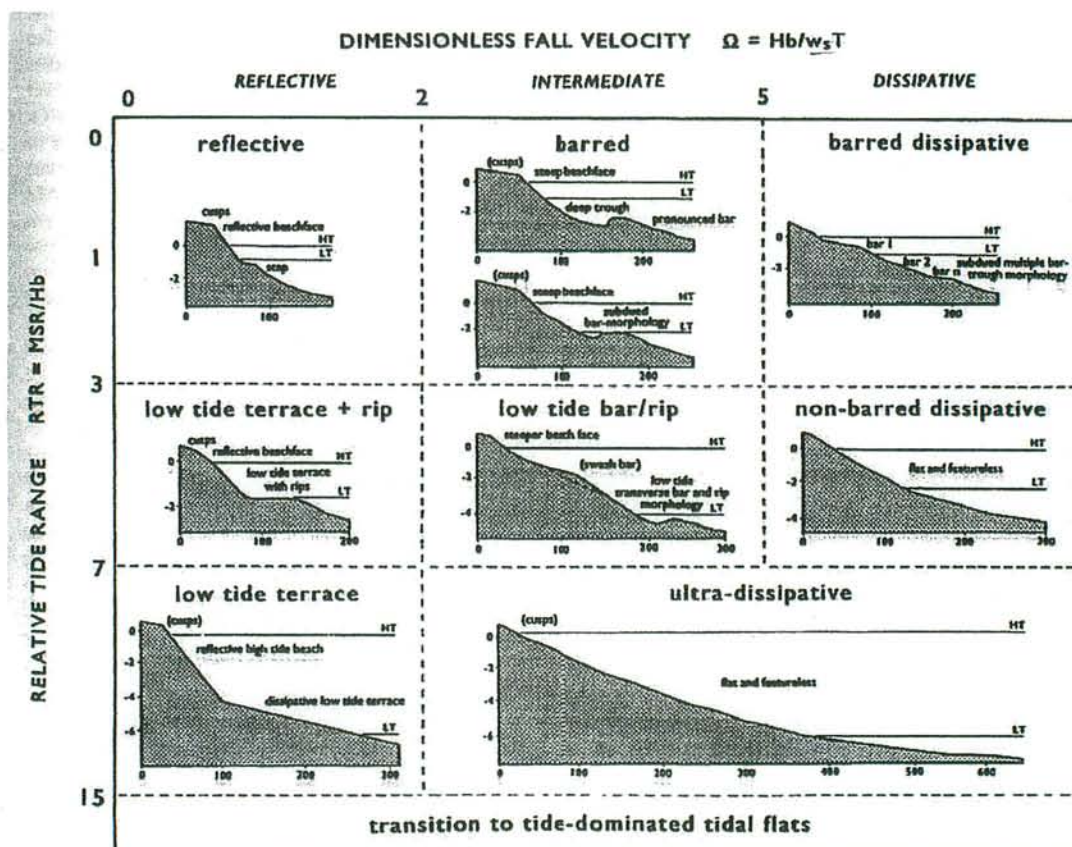


図4.6 RTR と無次元沈降速度による砂浜地形の分類 (G Masselink and A. D. Short (1993))

さらに、中道ら (2005) は観測したSS濃度とRTRの関係より潮間帯でのRTRを以下のように定義し、干潟地形変動を表わす1つの指標であることを示している。

$$RTR_{IM} = \frac{h_{\max}}{H_{1/3}} \quad (10)$$

また、相対波高と RTR_{IM} の関係は RTR_{IM} 逆数をとることで、同義的に波浪の影響を考慮できるパラメータとなる。

$$\frac{1}{RTR_{IM}} = \frac{H_{1/3}}{h_{\max}} \approx \frac{H}{h} \quad (11)$$

さらに、ここで

$$IRTR = 1/RTR_{IM} \quad (12)$$

とし、 $IRTR$ の値が小さくなれば、潮汐が卓越した状態を表わし、値が大きくなれば波浪が卓越した状態を表わすパ

ラメータとして定義する(式 12)。

図 4.7 には輸送能力と波浪、潮汐の卓越状態の関係を示す。

平常時の IRTR を用いた掃流による岸沖方向の輸送能力の評価 (a, b) では、IRTR が小さい上げ潮、下げ潮のときにそれぞれ岸向き、沖向きの輸送能力が大きくなり、IRTR が小さくなる満潮時には輸送能力も大きくなっている。また、観測点ごとにみても B-13 と B-5 地点では IRTR が小さいときは大きな違いはないが、IRTR が大きくなるにつれ、輸送能力の大きさに変化が見られる。特に、上げ潮時の B-13 では IRTR が大きくなるにつれ、輸送能力も大きくなっているのに対して、B-5 地点では相対水深が 0.1 程度になると輸送能力はほぼ一定になっている。

浮遊による輸送能力でも、IRTR が大きくなると輸送能力が大きくなる関係となりほぼ掃流による能力と同じ変化をしている。掃流と浮遊を比較してみると、オーダーの違いにより底質の岸沖方向への輸送能力としては掃流によるものの方がより大きく寄与していること示唆される。

台風時の IRTR を用いた岸沖方向の輸送能力の評価 (c, d) は、平常時に比べて IRTR の範囲が 0.7 までと大きくなり、平常時は B-13、B-5 の両地点で大きな違いはなかったのに対して掃流による能力で IRTR が 0.25~0.36 の間で B-13 地点の沖向きの輸送能力が卓越している。しかし、それ以外の範囲では平常時と同じように場所による輸送能力の差は大きくない。また、浮遊による輸送能力でも 0.25~0.36 の範囲で沖向きの輸送能力が大きくなっている。掃流と浮遊を比べてみると平常時には 1 オーダー程度の大きさの違いがあったのに対して、台風時の沖むきの輸送能力が卓越したときには、掃流と浮遊ではほぼ同じ大きさの輸送能力があった。

図 4.8 には相対水深と沿岸方向の輸送能力の関係を示す。

平常時の沿岸方向の輸送能力 (a, b) については、岸沖方向と同様に IRTR が大きくなるにつれ、輸送能力も大きくなっている。しかし、岸沖方向では B-13 地点と B-5 地点の輸送能力に大きな違いがなかったのに対して、沿岸方向の輸送能力は IRTR が大きくなるにつれて地点ごとに輸送能力の差が大きくなっている。また、浮遊による輸送能力は、B-5 では南北の輸送能力がほぼバランスしているのに対して、B-13 地点では北向きの輸送能力が IRTR が大きくなるにつれ大きくなっている。

台風時の IRTR を用いた沿岸方向の輸送能力の評価(c, d)は、岸沖方向と同じように IRTR が 0.25~0.36 の範囲で B-13 地点の輸送能力が大きくなっている。しかし、岸沖方向では 0.25~0.36 の範囲で沖向き一方向の輸送能力が卓越していたのに対して、沿岸方向では、北向き、南向き両方の輸送能力が卓越している。

さらに、図 4.9、図 4.10 には B-13 地点の 2004 年 7 月~2006 年 11 月までのデータを用いて岸沖方向の輸送能力と波浪、潮汐の卓越状態の検討を行った (データ数 86925 個)。図 4.9 より、掃流による輸送能力では波浪の影響が小さく、潮汐の影響が卓越していると考えられる IRTR が小さいときには、岸向きの輸送能力が大きくなっている。しかし、IRTR が大きく、波浪の影響が卓越しているときには沖向きの輸送能力が大きくなっている。特に、能力の大きさを比較してみると、潮汐が卓越しているときには最大で 0.1 程度の大きさであるのに対して、波浪が卓越した場合には 0.1~0.4 程度の大きさがあり、波浪が卓越した場合は 4 倍程度の輸送能力があることが示唆される。浮遊状態でも、掃流とほぼ同じ結果だと考えられる。また、潮汐が卓越した場合と波浪が卓越した場合を分ける IRTR の閾値は掃流、浮遊ともに岸向きの輸送能力が小さくなる 0.17 程度と考えられる。これは (11) 式より RTR_{DM} の値が 5.9

程度であると考えられる。

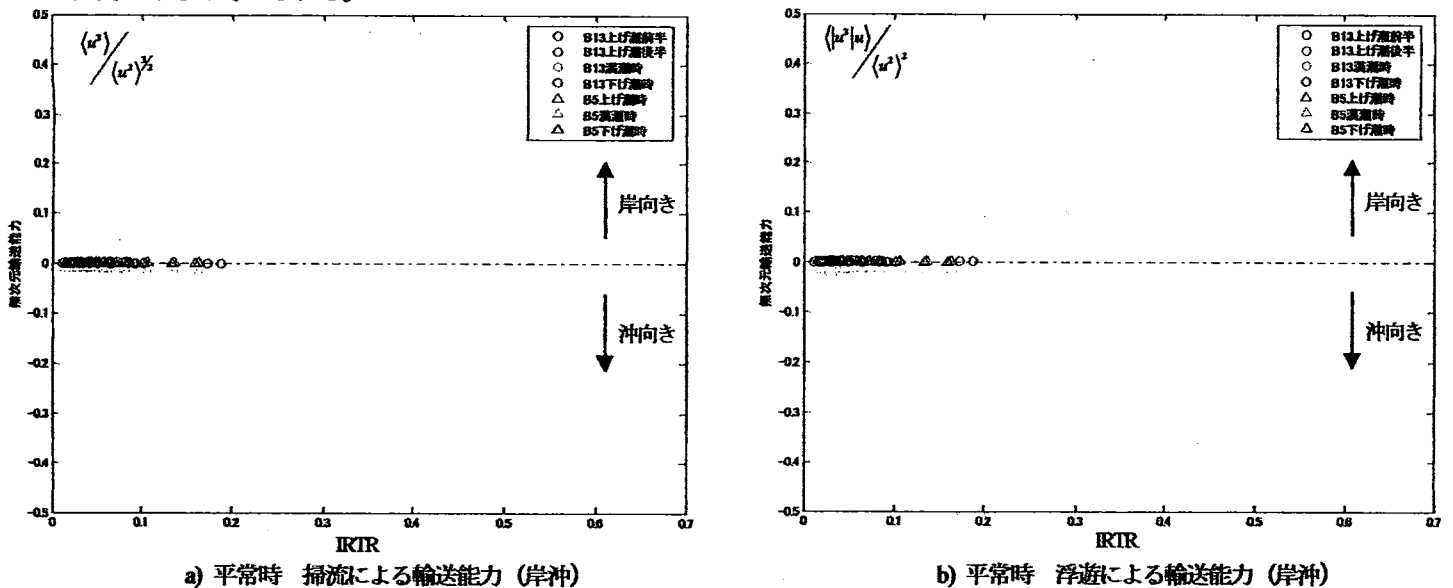
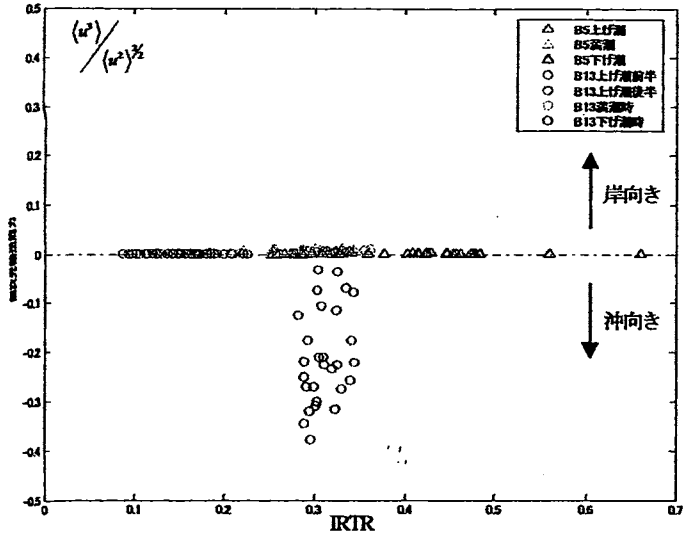
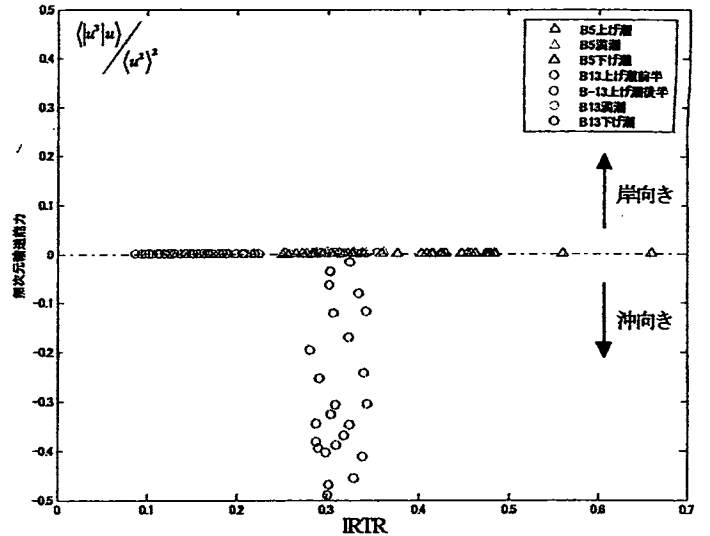


図 4.7 輸送能力と波浪、潮汐の卓越状態の関係 (岸沖方向)

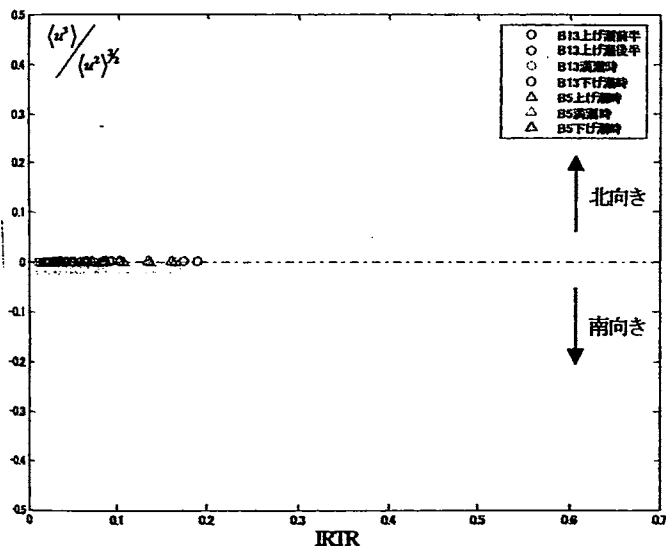


c) 台風時 掃流による輸送能力 (岸沖)

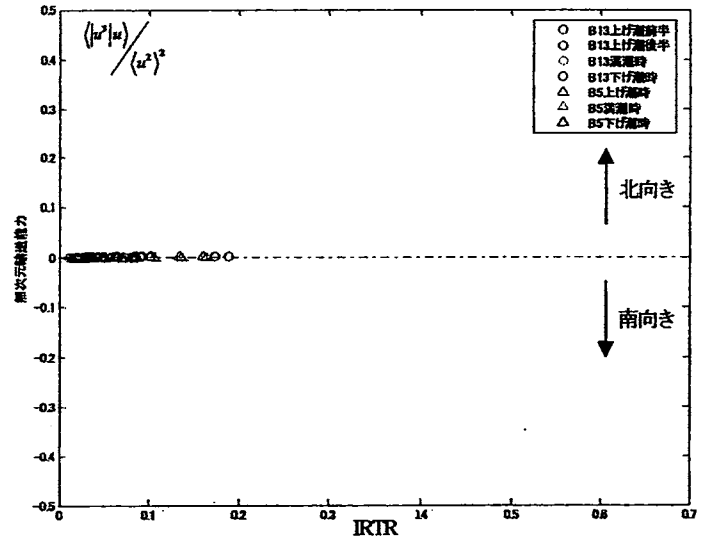


d) 台風時 浮遊による輸送能力 (岸沖)

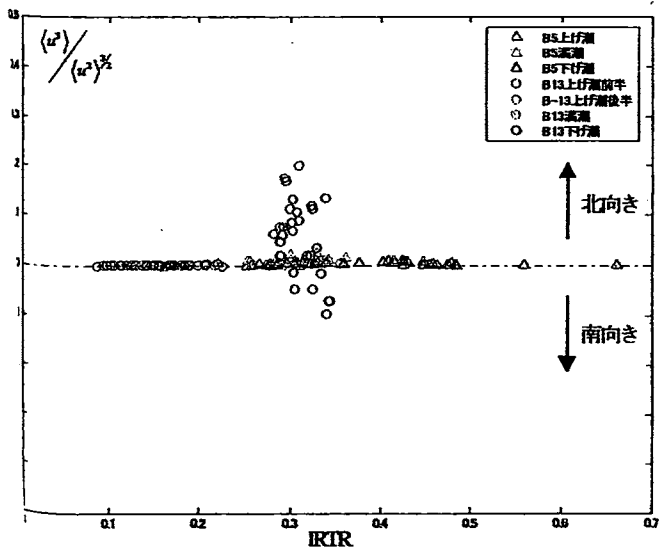
図 4.7 輸送能力と波浪、潮汐の卓越状態の関係 (岸沖方向)



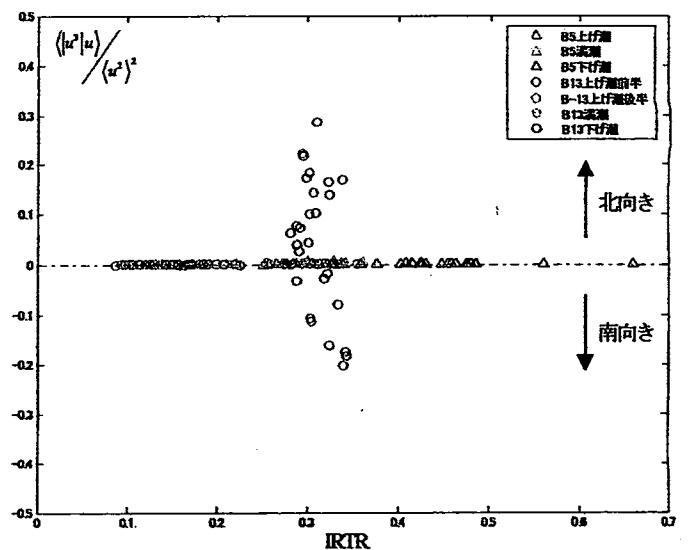
a) 平常時 掃流による輸送能力 (沿岸)



b) 平常時 浮遊による輸送能力 (沿岸)



c) 台風時 掃流による輸送能力 (沿岸)



d) 台風時 浮遊による輸送能力 (沿岸)

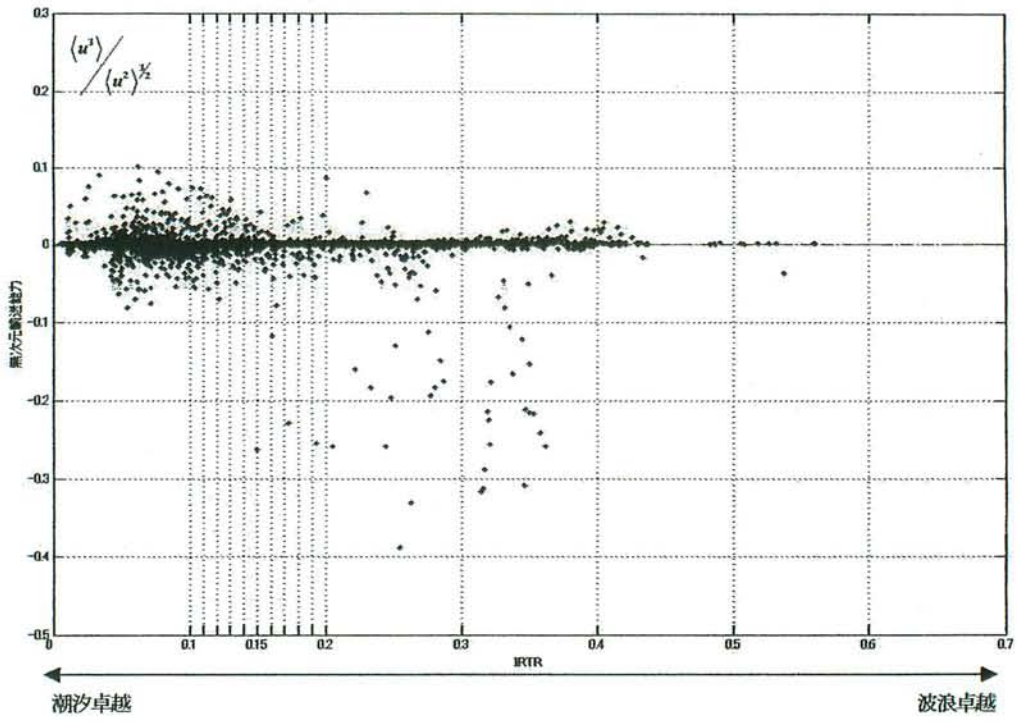


図-4.9 輸送能力と波浪と潮汐の卓越状態の関係 (掃流状態) (2004年7月～2006年11)

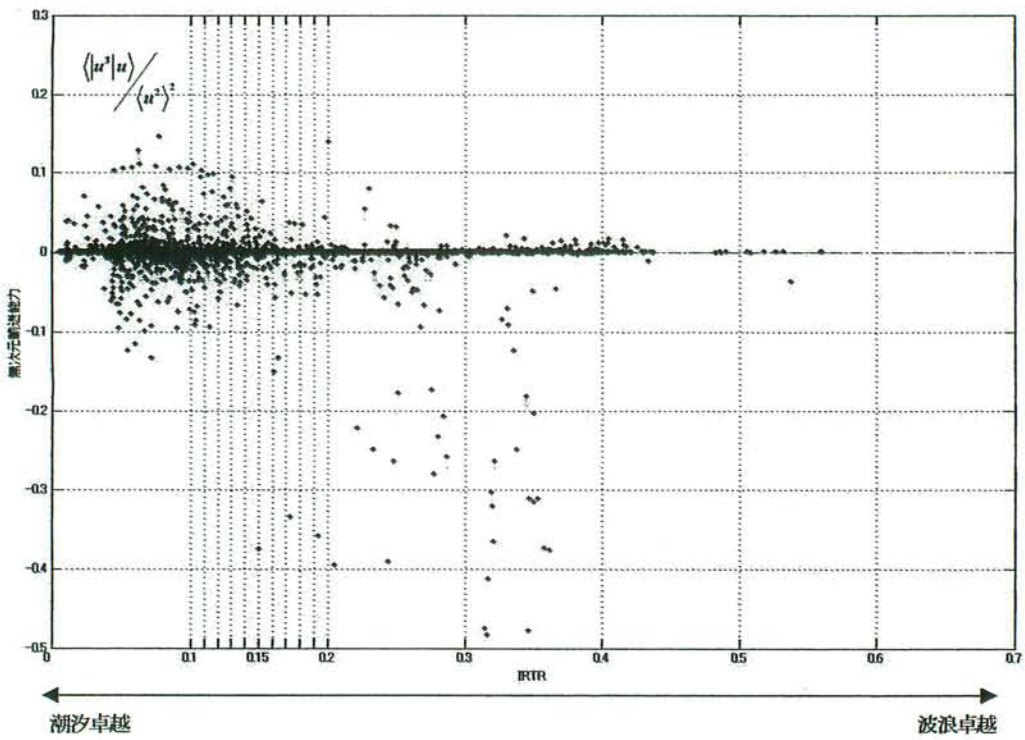


図-4.10 輸送能力と波浪と潮汐の卓越状態の関係 (浮遊状態) (2004年7月～2006年11)

4. まとめ

本研究では、底質輸送能力の時空間分布について検討を行ってきたが、平常時の潮間帯干潟での底質輸送能力の岸沖方向での時間変動は掃流、浮遊とともに平常時は上げ潮から満潮時にかけて岸向きの輸送能力が卓越し、満潮時から下げ潮時にかけて沖向きの輸送能力が卓越する。1 潮汐間の岸沖方向の輸送能力は1 潮汐間を積分して求めた結果沖向きの能力が卓越している。

台風時の波浪が発達した環境下では下げ潮時に沖向きの平常時と比較して 10^3 程度オーダーが大きい沖向きの輸送能力が卓越している。これは、台風による、高潮と高波浪による wave set up など影響により、複雑な流動場が形成された影響も含まれると考えられる。さらに、平常時には B-5、B-13 両地点の輸送能力に差はなかったが、台風時の下げ潮時には、B-5 地点は平常時と変わらない大きさを持つ輸送能力で、地点間での輸送能力の差が顕著になっていた。

平常時の沿岸方向では、掃流による輸送能力は、南向きの輸送能力が満潮後まで継続し、下げ潮になると北向きの輸送能力が卓越してくる。浮遊による輸送能力でもほぼ同じ輸送能力が存在することがわかった。

台風時の沿岸方向では下げ潮時に掃流、浮遊とともに北向きの輸送能力が卓越している。

相対水深を用いた輸送能力の空間分布では、平常時の岸沖方向で相対水深は 0.05 から 0.26 の範囲で、浅海域の範囲である。また水深が小さい岸側では、輸送能力が大きく、水深が大きい沖側では輸送能力は小さくなっている。さらに岸側では、岸向き、沖向きの輸送能力がともに卓越しているが、岸沖方向では、ほとんどの場所で輸送能力がバランスしていると考えられる。

台風時の掃流による岸沖方向の輸送能力では B-13 地点で相対水深が 0.06~0.11 の範囲で沖向きの輸送能力が卓越している。また、浮遊による輸送能力でも同じ範囲で沖向きの輸送能力が卓越している。しかし、B-5 地点では他の範囲と同程度の輸送能力である。

平常時の沿岸方向では、掃流による輸送能力は岸側で輸送能力が卓越し、沖側では岸側と比較すると輸送能力小さくなる。また、ほとんどの範囲で南向きの輸送能力が卓越している。浮遊による輸送能力も掃流による輸送能力と同様の傾向を示している。

台風時沿岸方向は、平常時の相対水深の範囲が 0.05 から 0.25 の範囲であったのに対し、0.04 から 0.3 と大きく、極浅海域から浅海域の範囲となっている。輸送能力は 0.06 から 0.12 の範囲で沖向きの輸送能力が卓越している。しかし、それ以外の範囲では沖向きの輸送能力に比較すると能力としては小さいが岸向きの輸送能力が卓越している。

輸送能力と波高と潮汐の卓越状態の関係では、平常時の岸沖方向の輸送能力で、波浪の影響が大きくなった時は輸送能力が大きく、波浪の影響が小さくなると輸送能力は小さくなることが示唆される。また、全観測データより求めた波浪と潮汐の卓越状態と輸送能力の関係では、潮汐が卓越した場合には、岸向きと沖向きの輸送能力がともに存在するが、岸向きの輸送能力が大きくなっている。一方、波浪が卓越した場合には沖向きの輸送能力が卓越し、潮汐が卓越した場合に比べると輸送能力の大きさは 4 倍程度の大きさになっている。

参考文献

- 1)坂西由弘 (2006) : 河口潮間帯干潟上の底質輸送メカニズムに及ぼす波浪・潮汐の影響、平成 17 年度熊本大学卒業論文
- 2)迫大介 (2005) : 河口デルタ上の干潟の変動地形・底質輸送特性、平成 16 年度熊本大学卒業論文
- 3)中道誠、山田文彦、外村隆臣、玉置昭夫、小林信久 (2005) : 季節的な平均潮位の昇降に伴う干潟岸沖断面の堆積・侵食メカニズム、海岸工学論文集、第 52 巻、pp.526-530.
- 4)中道誠 (2005) : 潮間帯干潟上の地形変化と底質輸送プロセスに関する研究、平成 16 年度熊本大学大学院修士論文
- 5)間瀬 肇、由比政敏、雨森洋司、高山知司 (2004) : 波・流れ共存場における碎波および回折効果を考慮した位相平均波浪変形予測モデルの構築、海岸工学論文集、第 51 巻、ppt.6-10.
- 6)Bagnold, R. A.(1963) : Mechanics of Marine Sedimentation, In: Hill, M.N. (Ed), The Sea, vol. 3. Wiley-Interscience, New York, pp.507-528.
- 7)Bagnold, R. A.(1966) : An Approach to the Sediment Transport Problem from General Physics, Geological Survey Professional Paper 422-I, ppt.37.
- 8)Bailard, J. A.(1981) : An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach, Journal of Geophysical Research, 86(C11), pp.10938-10954.
- 9)Foote, Y., Russell, P., Huntley, D., and Sims, P. (1998) : Energetics Prediction of Frequency-dependent Suspended Sand Transport Rates on A Macrotidal Beach, Earth Surf. Process. Land forms, 23, pp.927-941.

- 10) Intergovernmental Panel on Climate Change (2007) : Climate Change 2007: The Physical Science Basis. P21.
- 11) Kakino, J. (2000): Dispersal of Japanese Little Clam *Ruditapes philippinarum* (Adams and Reeve) in relation to changes of bottom level due to water action on Banzu tidal flats, Okyo Bay, 水産工学, 37 (2), pp. 115-128.
- 12) Masselink, G and Short, A. D.(1993) : The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model, J. Coast. Res., 9, 785-800.
- 13) Masselink, G and Russell, P.,(2006) : Flow velocities, sediment transport and morphological changes in the swash zone of two contrasting beaches, Marine Geology, 227, pp.227-240.
- 14) Short, A. D.,(1991) : Macro-Meso Tidal Beach Morphodynamics-An Overview, J. Coast. Res., 7, pp.417-436.
- 15) Sipka, V. and Anthony, E. J. (1999) : Morphology and hydrodynamics of a macrotidal ridge and runnel beach under low wave conditions, J. Rech. Oceanogr., 24, pp. 24-31.
- 16) Russell, P. E. and Huntley, D. A.(1999) : A Cross-Shore Transport "Shape function" for High Energy Beaches, J. Coast. Res., 15, pp.198-205.
- 17) Yamada, F. and Kobayashi, N.(2003) : Parameterization of mudflat profile changes caused by seasonal tide level variation, Res.Rep.No.CACR-03-02, Ctr.For Appl. Coast. Res, Univ. of Delaware, Dell, 192p.
- 18) Yamada, F. and Kobayashi, N.(2004) : Annual Variations of Tide Level and Mudflat Profile, J. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, Vol. 130, pp.119-126.