

第六章 白川河口域の潮汐に伴う年間の土砂移動状況

前章では、平水期の河口域において潮汐流によって底質が徐々に移動し、長期的に見れば地形及び底質の変化を引き起こしている可能性があることを示した。また、感潮河道においては塩水遡上の前面部に、高濁度水塊が形成されることが知られており、沖合での土砂移動及び河道内への高濁度水塊の侵入と地形・底質変化が関連していると推測される。

なお、高濁度水塊の挙動は、塩淡混合による懸濁土砂のフロック化と沈降速度の増大、鉛直循環流によるフロックの塩水楔先端への集積、非対称な潮汐流による上流への輸送、という説明が一般的である（例えば、Wolanski ら、1995；西条ら、1996）。しかし、河川感潮域での現地観測は従来の技術や社会的な理由（漁業や船舶航行の邪魔になる）によりかなり困難で、上記の説明を定量的に裏付ける精緻なデータは少ない。そのため、詳細については未解明な部分が多い。

そこで本研究では、第三章で開発した超音波流速計による土砂動態モニタリング手法を活用して、感潮河道と沖合において水質及び流動の連続モニタリングと集中観測を実施する。さらに、観測結果を整理して高濁度水塊の挙動を明らかにし、また年間の土砂移動量を推定する。

6-1 観測方法

6-1-1 水質及び流動モニタリング

白川河口域の流況と濁質の発生状況を長期的に把握するために、水質及び流動モニタリングを図-6-1 に示す沖合 2.5km、河口 0km、河道 3.0km（以後、沖合、河口、河道とする）の3地点で実施した。

観測は2000年11月7日より開始し、2002年3月まで継続的にモニタリングした。なお、沖合地点での観測は断片的であり、2001年2月の約1ヶ月と9月1日から10日にかけて実施した。白川河口域は干満差が最大で4m程度と大きく、干潮時には河道内の水位が1m前後、河口から沖合にかけては0.5m程度にまで低下する。

測定項目は流速、濁度、塩分、水温である。図-6-2 に測定機の設置模式図を、表-6-1 に測定機の設置高さを、写真-6-1～3 に設置の様子を示す。流速は超音波ドップラー流速計（NORTEK 社 Aquadopp）を河床に埋設して計測した。前述の通り、白川河口では干潮時の水位低下が著しいため、流速鉛直分布を計測するためにはセンサー面を河床面と等しい位置まで下げて設置する必要がある。また、河口域では流速が遅いとはいえ洪水時には相当の流速が発生するので、計測機の安全確保のためにも埋設して抵抗を減らすことが必要である。

白川河口では洪水ピーク時に1mほど河床が洗掘されたという記録があるため、長さ3,000mm、直径125mmのステンレス鋼管を河床にウォータージェットにより打ち

込み，その内部にセンサーを収納した（写真-6-1）。

センサー周波数は 2.0MHz，測定層厚は 0.2m，計測間隔は 10 分で 90 秒間の平均流速を計測した。

濁度は自記式濁度計（アレック電子，ATU5-8M）により，塩分と水温は自記式塩分水温計（アレック電子，MDS-CT）により計測した。これらも長期係留するためには，洪水対策としてしっかりとした構造物に設置する必要がある。河口には熊本工事事務所により河道の中央部に砂面計用の H 鋼が設置されているので，これを利用した（写真-6-2）。河道では構造物が無かったため，新規に H 鋼を根入長さ 8,000mm で打設し，計測用のやぐらを組んでこれに固定した（写真-6-3）。沖合では設置期間が非洪水期で，かつ短期であったため，ロープ，フロート，アンカーにより係留した。

測定間隔は濁度，塩分，水温ともに 10 分である。

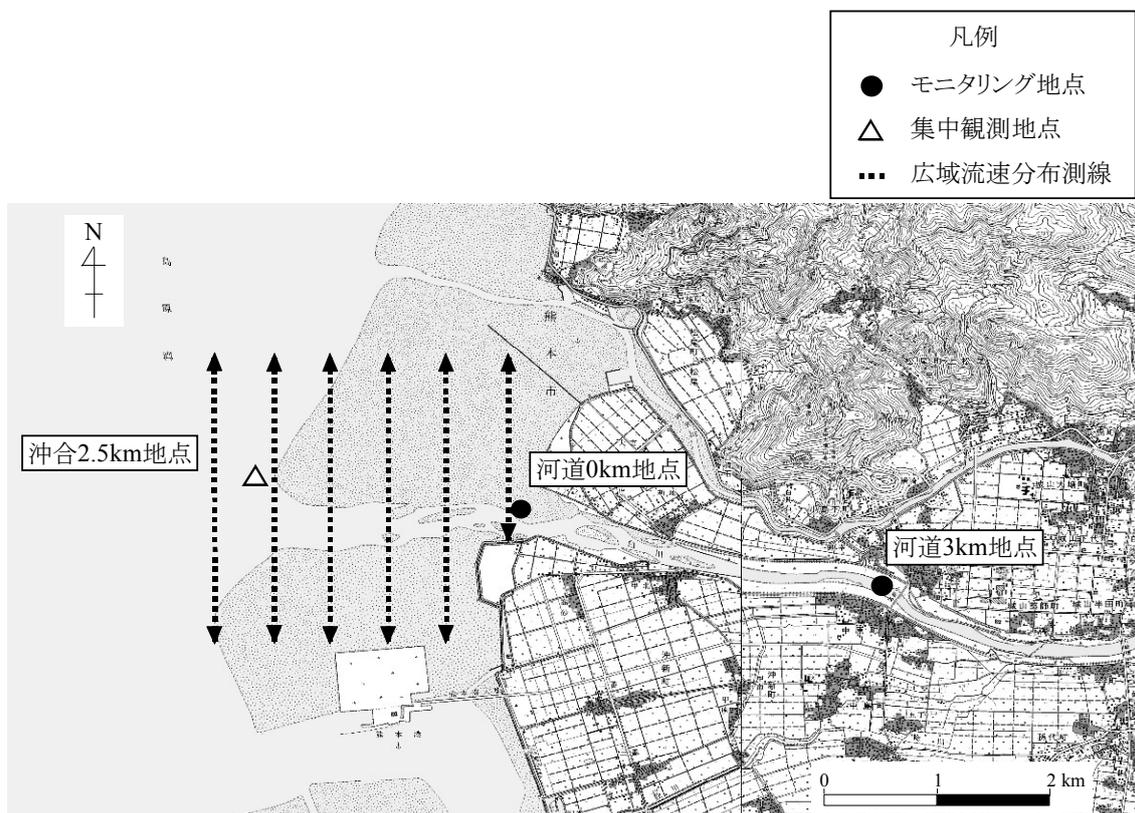
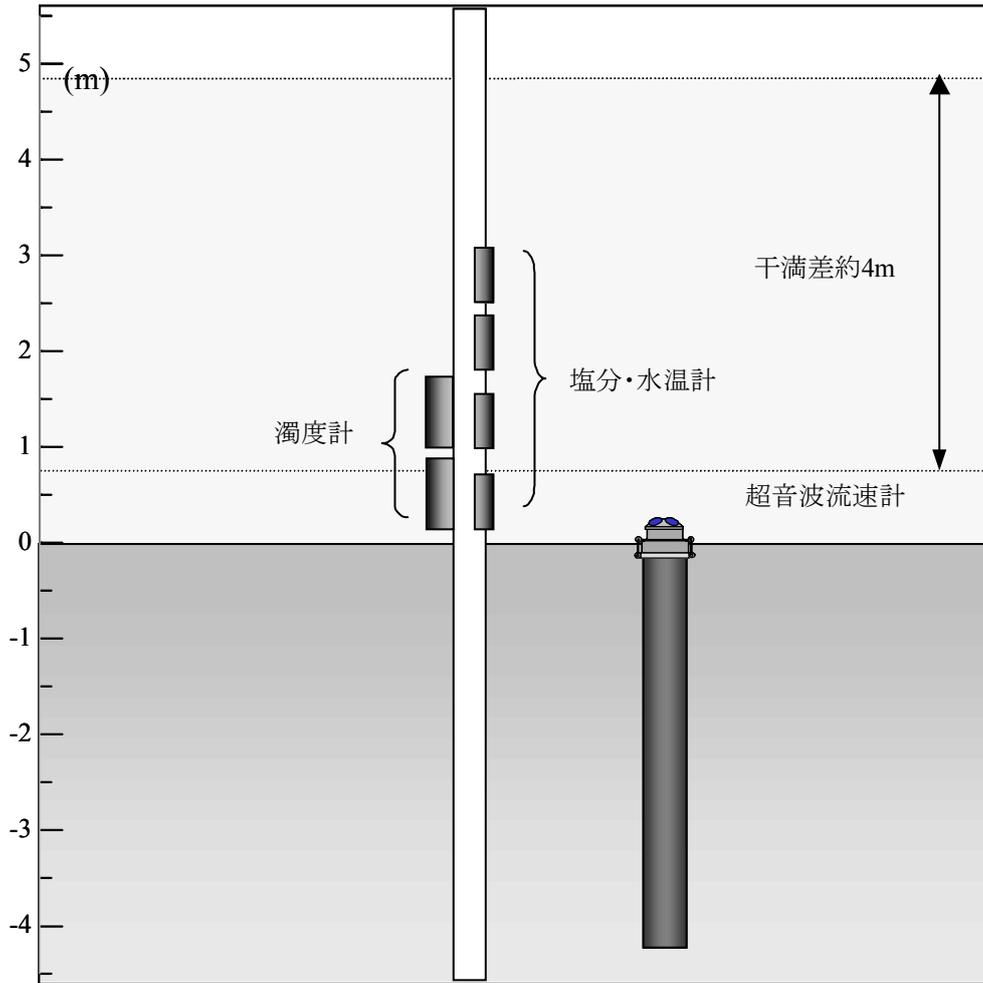


図-6-1 観測地点



図－６－２ 測定機の設置模式図

表－６－１ 測定機の設置高さ（河床より）

観測地点	沖合2.5km	河口0.0km	河道3.0km
超音波流速計		0.15m	0.02m
濁度計	1.00m	-	-
	0.25m	0.25m	0.25m
塩分水温計		2.50m	2.50m
	水面下0.1m	1.75m	1.75m
	1.00m	1.00m	1.00m
	0.25m	0.25m	0.25m



写真－6－1 超音波流速計の設置



写真－6－2 河口のH鋼



写真－6－3 河道のH鋼打設状況

6-1-2 流動集中観測

モニタリング観測では水質の詳細な鉛直分布や高濁度水塊の物性を把握しきれないので、集中観測を実施して人力で詳細なデータを得ることとした。

高濁度水塊は塩水遡上の先端付近で発生するので、観測は遡上運動が力学的に大きい時期に実施すればよいと考えられる。そこで、大潮・中潮時に図-6-1 に示す河口、河道、沖合の3地点において、上げ潮を3回計測できるように36時間連続で観測を実施した。

観測は6月7日～8日と9月4日～5日の合計2回実施した。計測項目は濁度、塩分、水温で、多項目水質計（アレック電子製、ACL-208）を船上からつり下げて、水面から河床までの間を10cm間隔で計測した。測定間隔は基本的には20分で、濁度上昇が確認された時は10～3分間隔へと変更し、測定を密に行った。写真-6-4に観測の様子を示す。

また、浮遊土砂の物性を調べるために、濁度上昇時には水質測定と共に底上50cmと表層50cmにおいて手動ポンプによる採水を行った（写真-6-5）。採取したサンプルは半日程度静置させて懸濁物質を沈殿させた後、沈殿物を静かにピペットで吸い上げてシャーレに移し、デジタル顕微鏡で粒子の性状を観察した。

観察にはマイクロスコープ（キーエンス製）を用い、現地で倍率175倍にて粒子の鉱物組成やフロック状態を観察し、その後に写真撮影を行った（写真-6-6）。本機は被写界深度が大きいので、サンプルにカバーガラスを載せずにそのままの状態を観察が行える。したがって、フロック構造を破壊することがない。

なお、フロック状態を確認するためには、採取直後に観察を実施することが望ましいが、小型作業船による36時間連続観測という過酷な状況ではそれが出来ず、観測終了後に陸上で観察作業を行った。参考までに、高濁度水塊が遡上しているときに濁水を紙コップに取り、10秒ほど静置したのちにデジタルカメラで接近撮影した（写真-6-7）。この状態はシルト質に見えるが、半日経過後の状態も目で見える限りほとんど同じであった。

観察が終了したサンプルは実験室に持ち帰り、フロック構造を超音波振動により破壊してからレーザー回折式の粒度分布測定装置（島津製作所、SALD3000S）により粒度分布とSS、強熱減量をそれぞれ測定した。



写真－6－4 集中観測の様子



写真－6－5 手動ポンプによる高濁度水塊からの採水



(注：撮影場所は多摩川河口，使用機器と使用方法は同じ)

写真－6－6 デジタル顕微鏡による粒子物性の観察



5cm

写真－6－7 高濁度水塊の採取直後の様子

6-1-3 広域潮流分布観測

河口周辺の干潟域における潮汐による潮流分布を把握するために、広域流速分布観測を実施した。測定範囲は図-6-1 に示すように、沖合 0.5km から 3km まで、滞筋の横断方向に 2.5km までであり、第五章の底質分布調査と同じである。この範囲内において、滞筋の横断方向に測線を設定し、河口から沖合まで 500m 間隔で観測を行った。

測定には超音波流速計 (RDI 社 ADCP) を使用した。流速計を専用の浮体 (写真-6-8) にセンサーが下向きになるように取り付け、これを海面に浮かべて作業船より時速 8km/s 程度で曳航して観測を行った。

曳航式 ADCP による流速測定の方法は次の通りである。超音波流速計の水中流体計測の原理は第二章の図-2-27 で示したとおりであるが、曳航式の場合は船から見た海水の相対速度が測定される。一方、船自体の移動速度は超音波を海底に向けて発射し、その反射波のドップラーシフトから求め、ジャイロコンパスから得られる絶対方位と合成して移動ベクトルを計算する。このようにして求めた船から見た海水の相対速度と、船の移動速度の差が海水の流向・流速となる。

使用した機器はセンサー周波数が 1.2MHz、測定層厚が 0.25m であり、計測は 20 秒間隔で行った。さらに、作業船の座標測定には DGPS を用いた。

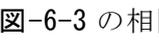
測定は上げ潮、下げ潮ともに潮流が最も速くなる時間帯に行った。上げ潮の測定は 9 月 7 日に、下げ潮の測定は 9 月 2 日に行った。上げ潮・下げ潮ともに沖合 3km から測定を開始し、沖合 0.5km で測定を終了した。当初、同一日 (9/2) に連続する潮で測定する計画であったが、上げ潮の観測が満潮の時間帯にずれ込んでしまい、最強流速の計測が出来なかったため、7 日に改めて測定を行った。



写真-6-8 曳航式 ADCP と浮体

6-2 平水期の土砂動態の状況

6-2-1 データ整理の準備

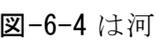
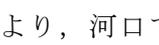
ここでは、土砂濃度（SS）の時系列を濁度モニタリングデータから換算する。集中観測時に採取した濁水の SS 分析データと同時刻の濁度データを地点別に整理したところ、 6-3 の相関図が得られた。また、相関式は以下の一次式となった。

$$\text{沖合} : SS = 1.17 \times T_b \quad (6-1)$$

$$\text{河口} : SS = 1.25 \times T_b \quad (6-2)$$

$$\text{河道} : SS = 1.07 \times T_b \quad (6-3)$$

ここで、SS：懸濁粒子濃度， T_b ：濁度である。係数が地点毎に異なっているが、この原因として懸濁粒子のフロック形状の違いなどが考えられる。これらの式を使用して、以後は濁度を SS に換算した結果を示す。

次に、塩水遡上の混合状態を確認するために、 6-4 と  6-5 に集中観測によって得られた流速、塩分、SS の鉛直分布の時系列図を示す。観測日は 9 月 4 日から 5 日であり、 6-4 は河口のデータ、 6-5 は河道のデータである。

これより、河口では各項目が鉛直方向にほぼ一様であり、強混合状態であることが分かる。また、河道では満潮から下げ潮の途中にかけての時間帯で表層 50cm を河川水（淡水）が流下している。しかし全体的に見れば、ほぼ強混合状態であり、特に土砂の動きが活発とみられる上げ潮時には全層一様なので、強混合と見なして良い。

したがって以後は、塩水遡上及び後退の運動が全層一様であるという前提で議論を進める。

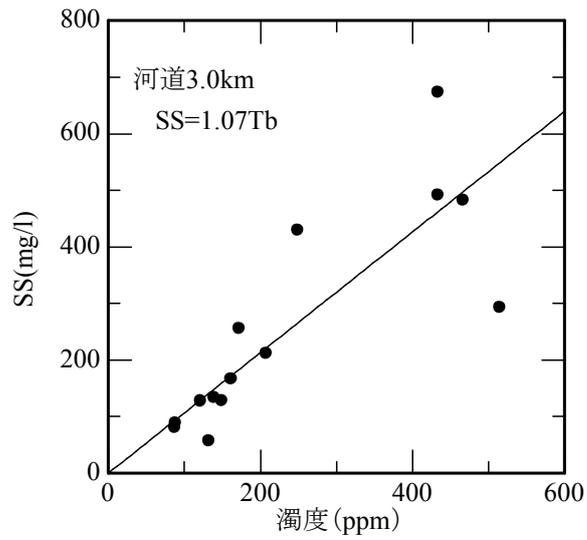
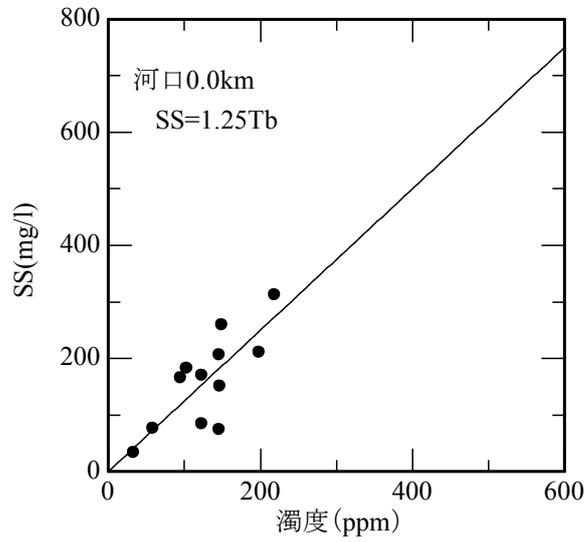
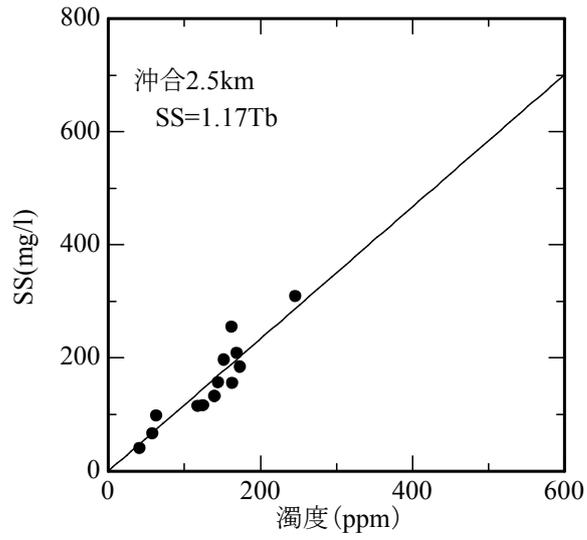


図-6-3 各観測地点における濁度とSSの相関

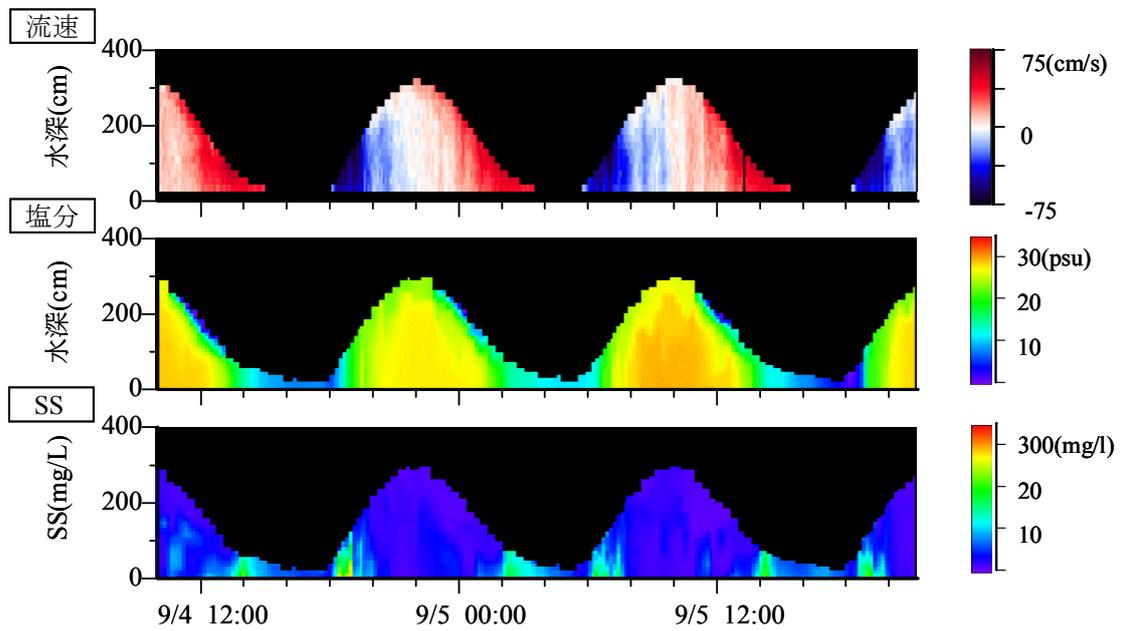


図-6-4 大潮時の流速，塩分，SSの鉛直分布時系列（河口）

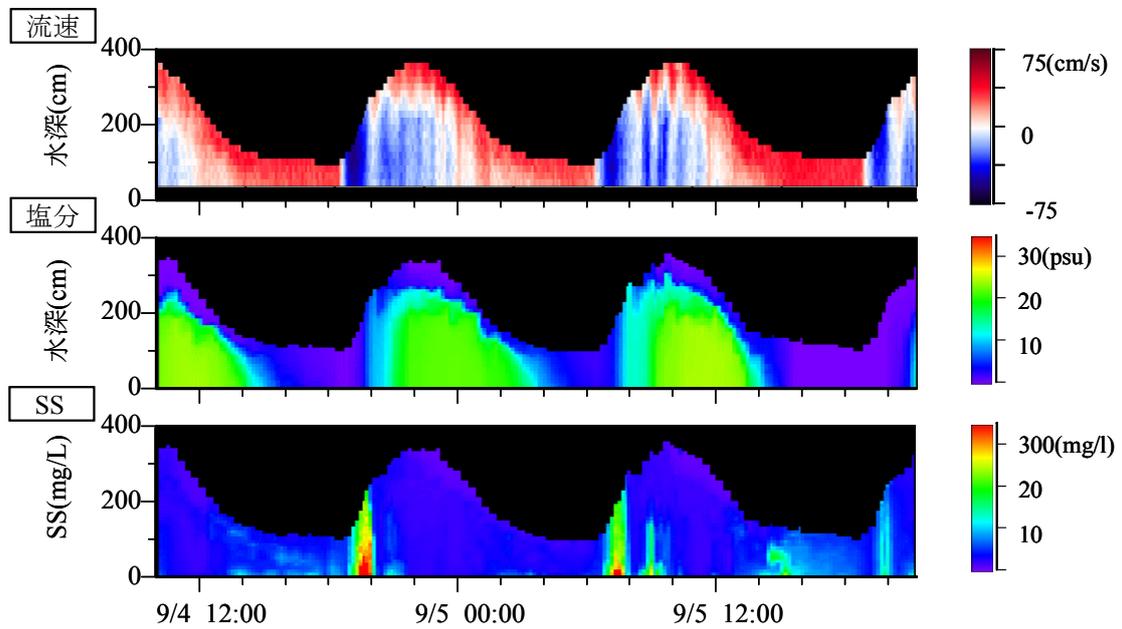


図-6-5 大潮時の流速，塩分，SSの鉛直分布時系列（河道）

6-2-2 1年間の土砂発生概況

2001年1月から2002年3月までの15ヶ月の河川流量と熊本港予測潮位、河口、河道におけるSS（底上0.25m）の時系列を図-6-6に示す。このうち2001年6月中旬から7月中旬の期間は出水期間と定義したので、平水期に関する検討はその他の期間について行う。平水期の流量は季節ごとに異なり、5月と8月、9月は一年で流量が最も少なく、8~10 m³/s、10月から翌年2月は20~30 m³/sと季節変化が見られた。また潮位は8月から9月にかけて高かった。

河口ではSSの上昇は半月周期で見られ、潮位のピークの数とSSのピークの数に対応していたことから潮位変動と関係があると考えられる。各ピークのSSは300~800mg/lであった。濃度が高いのは8月、9月であり出水期の濃度と同程度であった。

河道のSSは、河口と同様の傾向を示しているが、全体的に河口に比べてSSのピーク濃度は低い。また、5月、8月、9月はSSのピーク濃度が他の期間に比べて高く、このときの濃度は河口と同程度である。この期間は流量が少ない期間である。

そこで、次にSSの上昇と潮汐周期との関係を見るために、半月周期の土砂動態を、季節別（冬、春、夏）に示す。

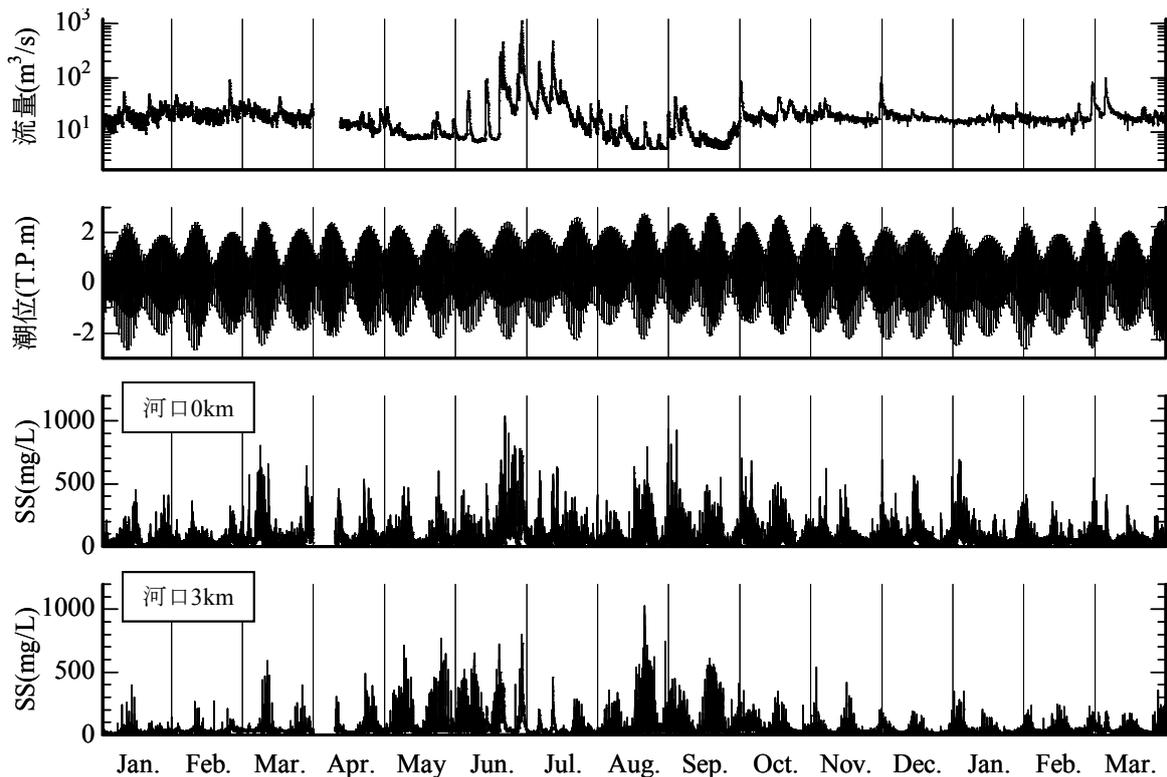


図-6-6 河川流量、熊本港予測潮位、SS（河口）、SS（河道）の時系列
（2001年1月～2002年3月）

6-2-3 半月周期の土砂動態特性

(1) 冬季, 春期, 夏期の特徴

図-6-7 に2月初旬の約2週間の観測結果を示す。図の上段から、風速、河川流量、潮位、河口塩分、3地点のSSである。観測期間を通じて、沖合と河口でのSS発生パターンは同じ傾向を示していたのに対し、河道は異なる傾向を示していた。すなわち沖合と河口のSSは、潮位差の大きい大潮から中潮でSSは相対的に高くなり、潮位差の小さい小潮では低くなった。

また、強い風が半日程度継続して吹いた時にSSが発生する傾向がみられた。これより、沖合と河口でのSSの発生は潮流や波浪による底質の巻き上がりが考えられる。

河道では大潮から中潮期にSSの上昇が認められたが、風速との対応はみられなかった。従って河道でのSSの高まりは沖合及び河口で発生した濁水が潮汐に伴い遡上してきたものと推測される。

次に5月中旬の観測結果を図-6-8に示す。図の構成は図-6-7と同様である。

これより、SS発生パターンは河口では冬季と同様の傾向を示していたが、河道のSS発生パターンは、冬季とは異なる傾向を示した。すなわち、河道では春季には中潮、大潮期を通じてSSが上昇しており、冬季よりも発生期間が長かった。

次に9月中旬の観測結果を図-6-9に示す。図の構成は図-6-7と同様である。この期間は下層の塩分計が欠測したため、底上1.0mの塩分のデータを示す。

河口でのSS発生パターンは、冬季、春季と同様の傾向を示していた。河道でのSS発生パターンは、春季のそれと類似しており、中潮・大潮期を通じてSSが上昇していた。

(2) 半月周期の土砂動態に関する考察

以上より、河口でのSS発生パターンには季節変化が見られず、大潮から中潮で高くなった。一方、河道ではSS発生パターンに季節変動が見られた。冬季では大潮の一部の期間を除いてSSは上昇しなかったが、春季と夏季では中潮、大潮期を通じてSSが上昇し、冬季よりもSSの発生期間が長かった。

河道でのSS上昇に影響を及ぼす要因としては潮位変動量と、河川流量の変化が考えられる。そこで、この2つの要因についてそれぞれ検討する。

前者について、図-6-7, 8, 9から大潮時の潮位差は冬期が4.8m、春季が4.2m、夏季で4.8mであった。冬季と夏季の潮位差が同じであり、また、春季の潮位差は夏、冬の潮位差と比べ、1割程度しか変わらないことから、潮位の変動はさほど小さくなく、SS上昇の影響要因とは考えにくい。

後者について、日流量の平均は冬期が $23\text{m}^3/\text{s}$ 、春季が $9\text{m}^3/\text{s}$ 、夏季が $10.5\text{m}^3/\text{s}$ であった。冬季の流量は春季、夏季の2倍であるため、河川水により塩水遡上を抑えられて河道内部まで濁質が到達できないと推測される。一方、春季、夏季では河川水の影響が少ないため塩水遡上の勢いが強く、河道内部まで塩水と共に濁質が到達するもの

と推測される。その結果として、SSの上昇は春と夏の方が冬よりも長期間見られると
考えられる。

半月周期の濁質の発生概容が明らかとなったので、次に一潮汐での SS の発生、移
動の様子を示す。

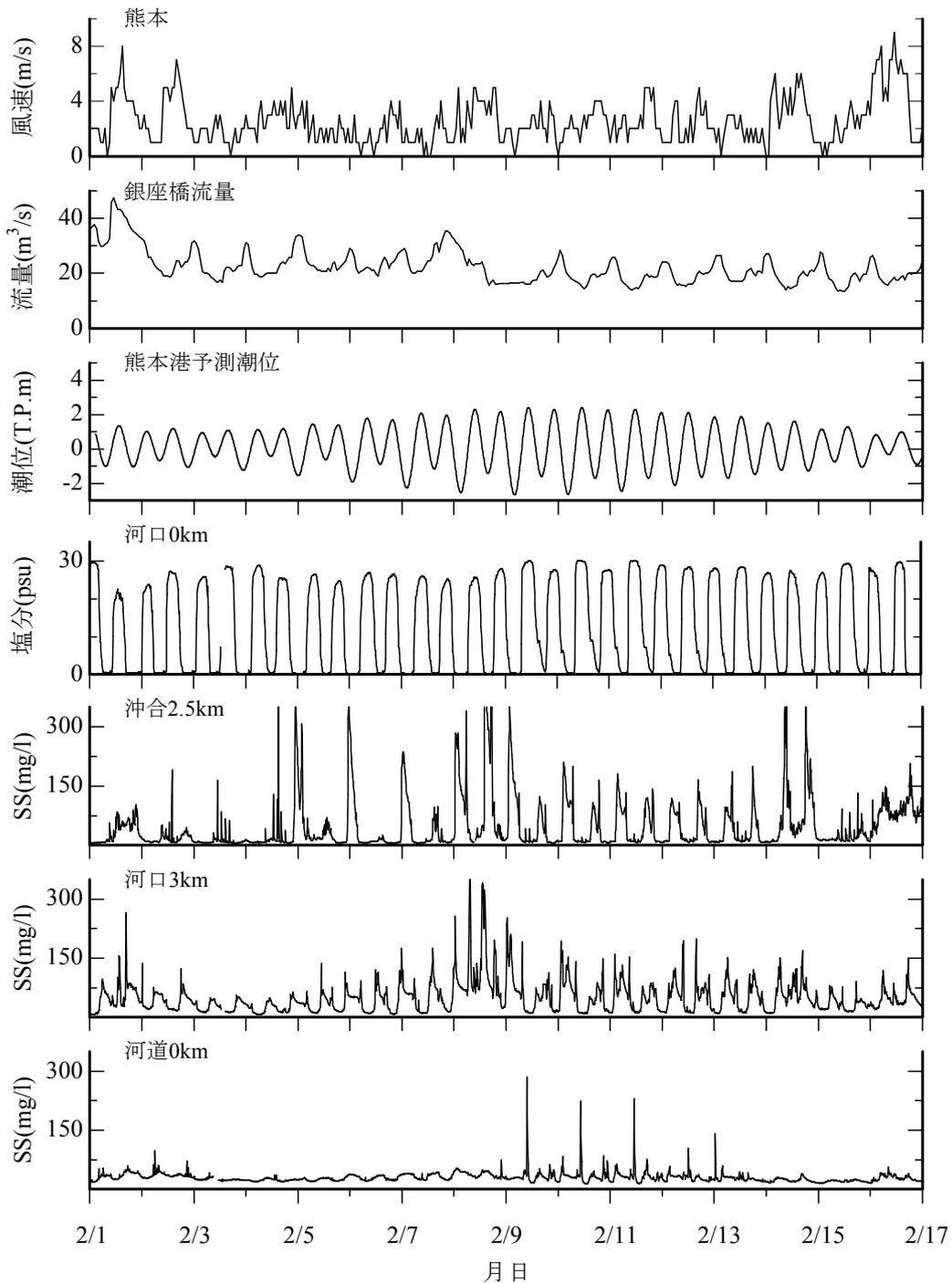


図-6-7 冬季の風速，河川流量，潮位，塩分，SSの時系列
(塩分とSSは底上0.25mのデータ)

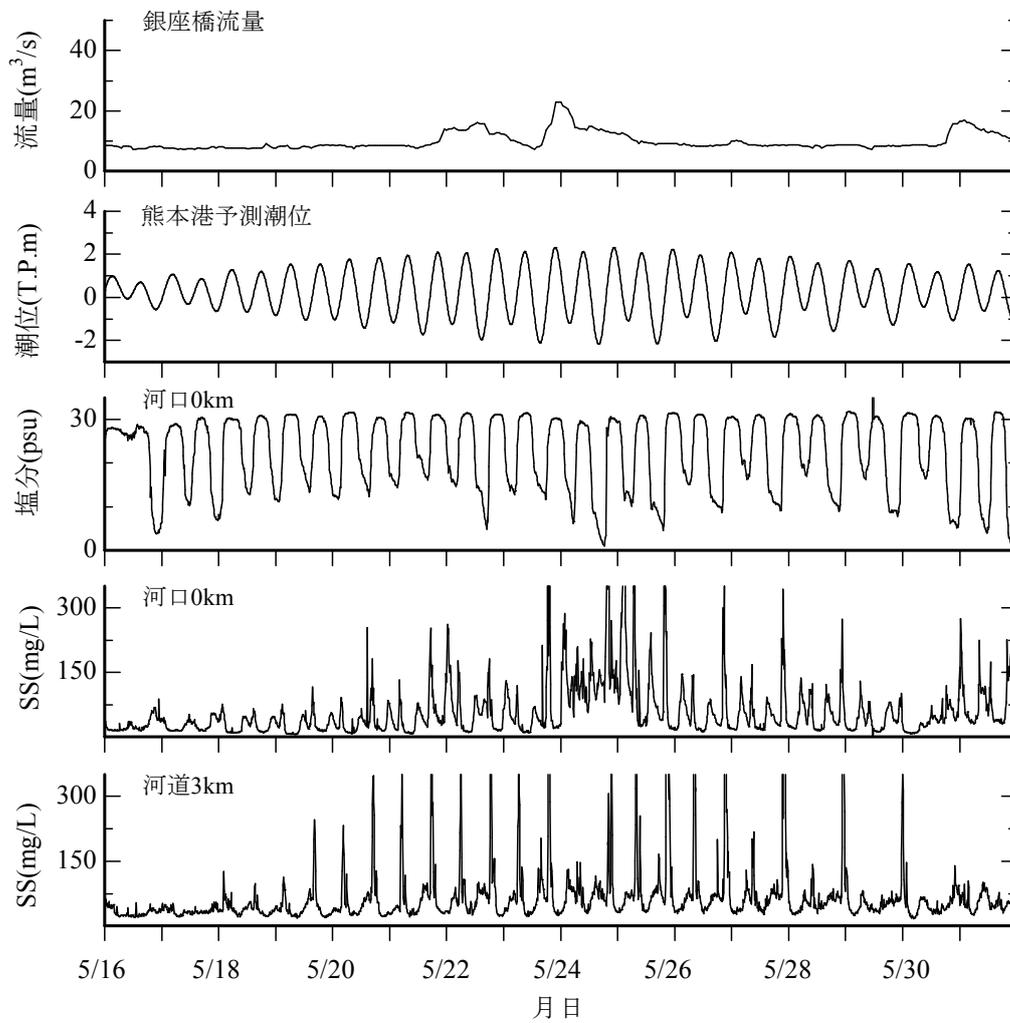


図-6-8 春季の風速，河川流量，潮位，塩分，SSの時系列
(塩分とSSは底上0.25mのデータ)

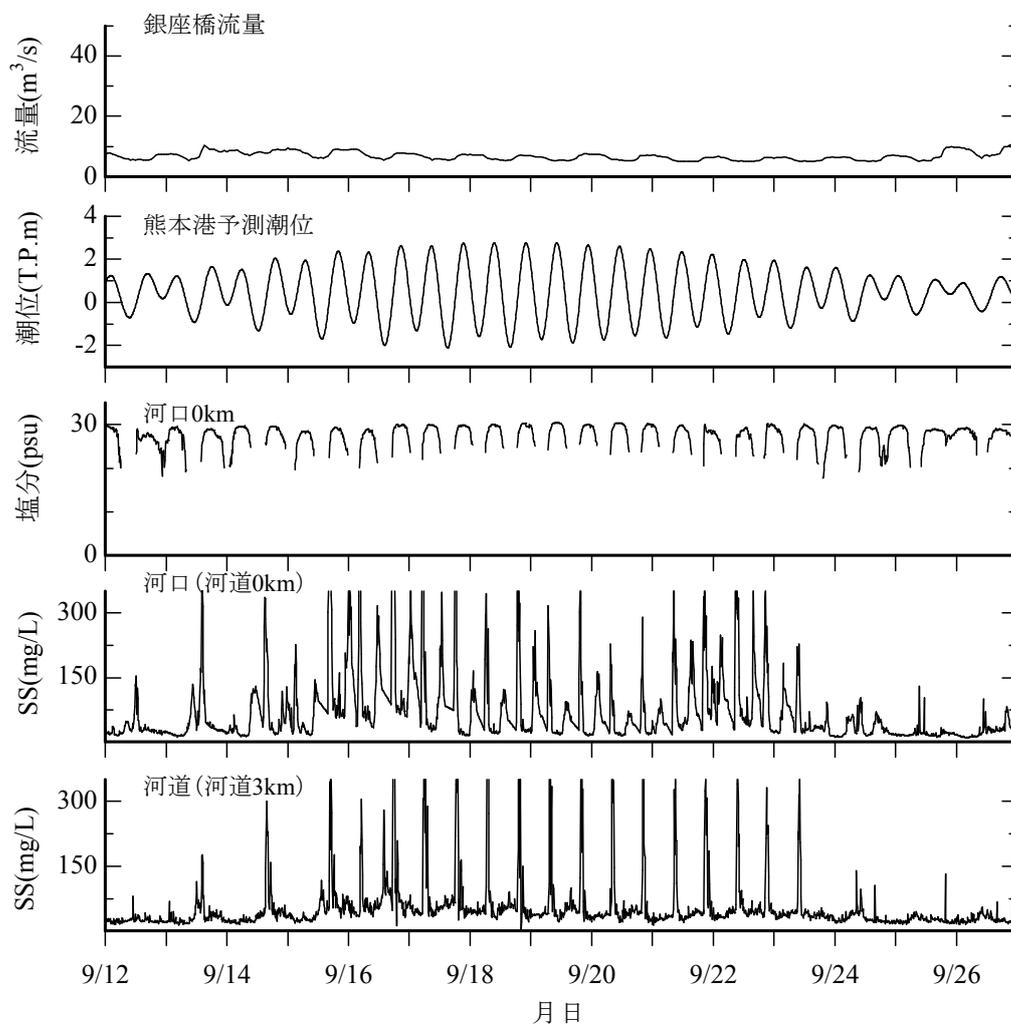
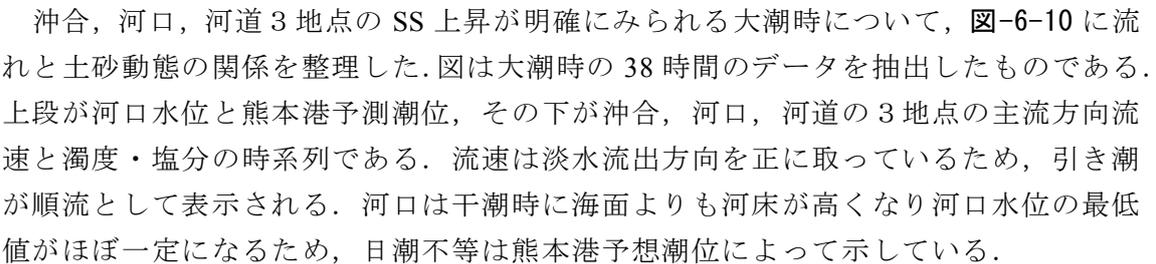


図-6-9 夏季の風速，河川流量，潮位，塩分，SSの時系列
(塩分は底上 1.0m，SS は底上 0.25m のデータ)

6-2-4 大潮～中潮期の土砂動態特性

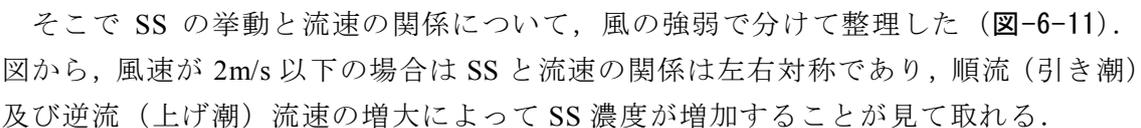
(1) 河口・沖合での SS の発生状況

沖合，河口，河道 3 地点の SS 上昇が明確にみられる大潮時について，に流れと土砂動態の関係を整理した。図は大潮時の 38 時間のデータを抽出したものである。上段が河口水位と熊本港予測潮位，その下が沖合，河口，河道の 3 地点の主流方向流速と濁度・塩分の時系列である。流速は淡水流出方向を正に取っているため，引き潮が順流として表示される。河口は干潮時に海面よりも河床が高くなり河口水位の最低値がほぼ一定になるため，日潮不等は熊本港予想潮位によって示している。

SS の発生源と思われる沖合と河口での SS 変化サイクルは次の通りである。満潮時には SS は低いが，引き潮で上昇し，干潮になると徐々に低下し，満ち潮で再び上昇して，その後すぐに消滅した。また，沖合，河口の SS ピーク発生時間の対応をみると，引き潮時には河口から沖合へと約 2 時間で推移し，満ち潮時には逆に沖合から河口へと約 1 時間半で推移していた。

この時の流速と塩分との対応をみると，流速の絶対値と塩分の変化率が大きいときに SS のピークが発生していることが分かる。これらより，沖合と河口での SS は，潮汐作用に伴う塩水フロントの移動によって底泥が巻き上げられて発生し，塩水フロントとともに移動していると考えられる。

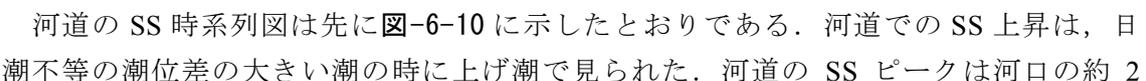
(2) 河口・沖合での SS の発生要因

そこで SS の挙動と流速の関係について，風の強弱で分けて整理した ()。図から，風速が 2m/s 以下の場合には SS と流速の関係は左右対称であり，順流（引き潮）及び逆流（上げ潮）流速の増大によって SS 濃度が増加することが見て取れる。

一方，風速が 2m/s を越える場合は流速との相関は見られない。ただし，流速に対する濁度の下限値は順流の方が高い傾向を示し，流速の最大値は逆流で生じている。観測期間の冬季風は沖から岸に吹き寄せる方向が卓越しているため，引き潮と強風が重なった場合は，流速は低下するものの波浪や擾乱の影響によって SS が発生しやすくなるものと推測される。

なお，東京湾盤州干潟（内山ら，2000）や有明海諫早湾（近藤ら，1996）での研究によれば，潮の満ち引きに伴って底面剪断応力が大きくなる際に底質の巻き上がりが発生すると報告されている。本研究では超音波流速計による時空間平均流（時間 120 秒，層厚 0.2m の平均）しか得られていないため，底面剪断応力を精度良く算出することが出来なかったが，白川河口域でも同じような機構で SS が発生している可能性がある。

(3) 河道への SS の移動

河道の SS 時系列図は先にに示したとおりである。河道での SS 上昇は，日潮不等の潮位差の大きい潮の時に上げ潮で見られた。河道の SS ピークは河口の約 2

時間後に生じており、塩分の上昇についても同様であった。平均的な逆流流速は 0.4m/s であったため、河口から河道への濁水到達時間を計算したところ約 2 時間となり、ピーク推移時間とほぼ一致していた。

以上より、河道での SS の上昇は沖合、河口で発生した濁水が塩水とともに遡上してきたものと考えられる。

ただし、河道での SS は満ち潮時に必ず出現するわけではなく、日潮不等（一日 2 回潮の各潮位に差が見られること）の潮位差の大きい潮でみられた。潮位差の大きい潮の時は、満ち潮時の塩分と SS は急激に上昇し、また SS が最大となるときの塩分は 5~10psu である。つまり、潮位差の大きい潮では塩水フロントが強い境界を持っており、濁質は塩水フロントの前面部分の混合領域に位置しているため、塩水フロントと共に河道まで遡上してくると考えられる。これを模式図に示すと図-6-12 のようになる。

また、SS が河口よりも河道の方が大きくなっているが、これも強い境界の存在によるものと考えられる。河川水から供給される懸濁土砂は塩淡混合によってフロックを形成して沈降速度が増大すると言われているが、この説に基づけば、土砂フロックは塩水フロントの前面に集積し、遡上に伴って高濁度水塊が成長すると考えられる。

一方、潮位差の小さい潮の時は、満ち潮時の塩分は緩やかに上昇し、SS は塩分よりも遅れて上昇する。従って潮位差の小さい潮ではフロントが混合しており、かつ SS はフロント内部に存在するため、河道内への移動に伴い拡散して薄くなると推測される。

そこで次に、高濁度水塊中の浮遊土砂（フロック）について確認する。

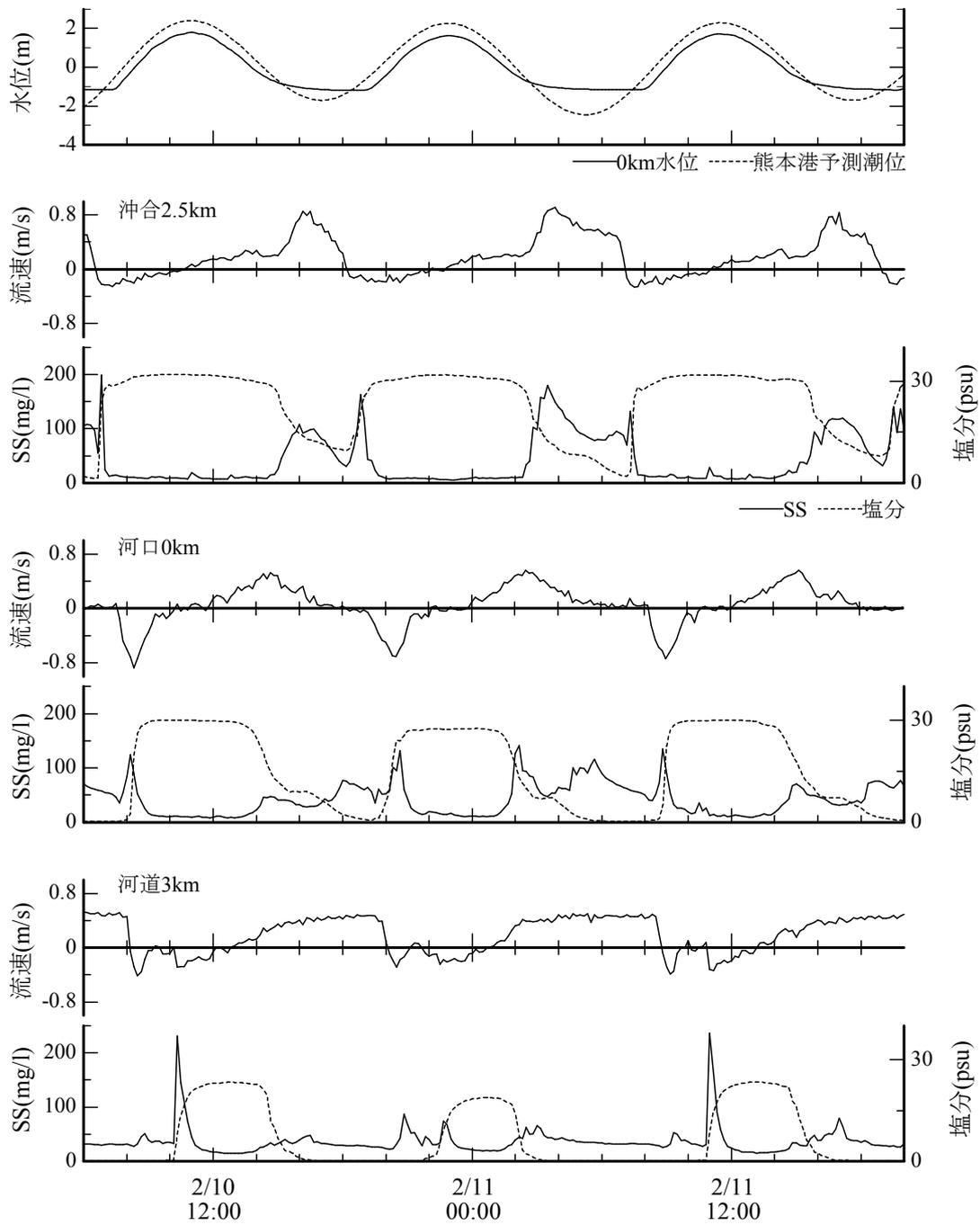


図-6-10 大潮時の水位，流速，SS，塩分時系列（河床より0.25～0.5m）

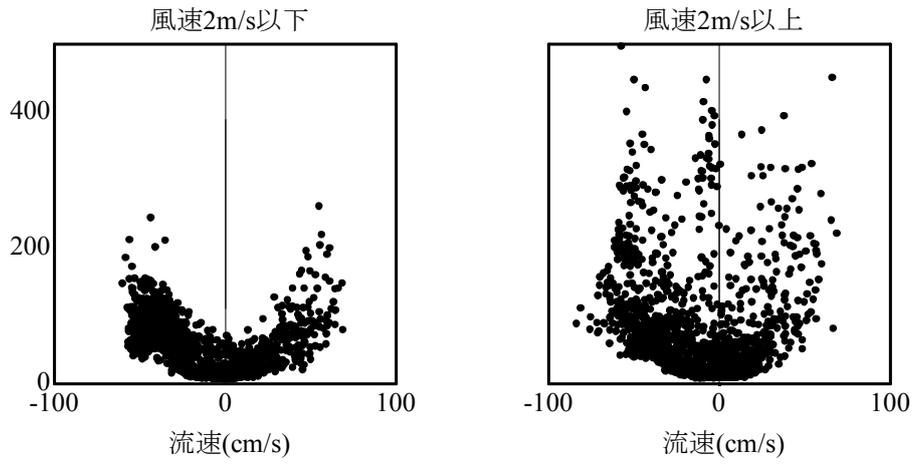


図-6-11 河口の流速とSSの関係（風速2m/sで場合分け）

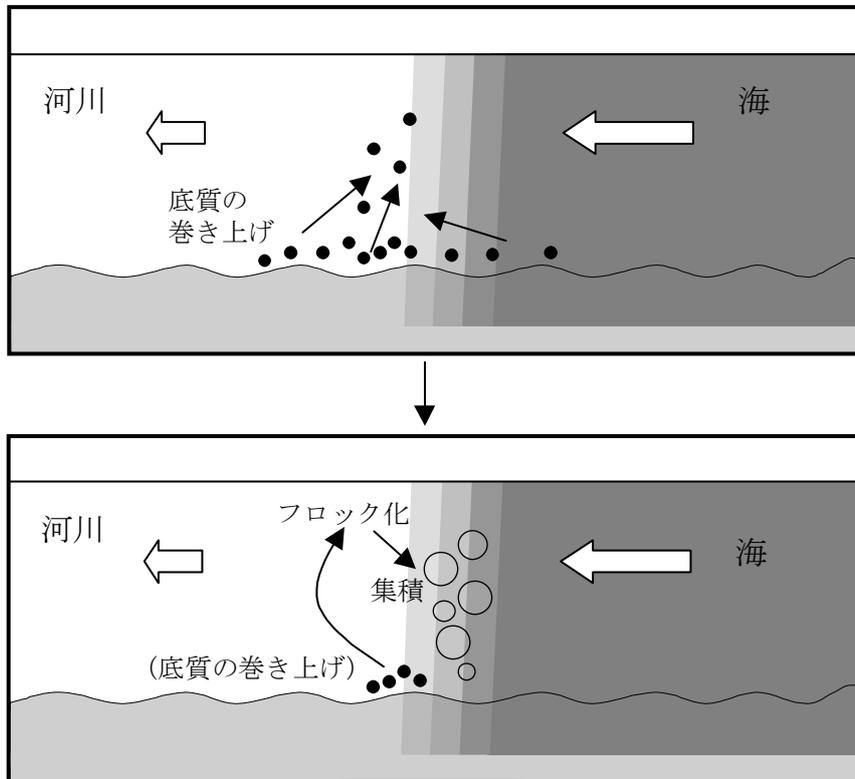


図-6-12 塩水フロントへのSSの集積（模式図）

6-2-5 高濁度水塊中の浮遊土砂の物性

高濁度水塊から採取した浮遊土砂をデジタル顕微鏡で観察し、写真-6-9を得た。サンプルは9月5日の8時に河道の底上50cmで採取した濁水である。輪郭の不鮮明な団粒状のものはフロックであり、輪郭の鮮明なものは鉱物粒子である。鉱物の内容は、主に火山ガラスや斜長石、重鉱物、岩屑であった。フロックと鉱物粒子の正確な存在比率は把握できなかったが、高濁度水塊中には両者が共に存在していることが確認された。

濁水中のフロックは大きいものでは0.1mm以上あったが、団粒構造を超音波振動により壊してから粒子単体の粒度分布を計測したところ、 $D_{50}=0.009\text{mm}$ 、 $D_{90}=0.026\text{mm}$ が得られ、粒径はフロックの10分の1程度であった。これは逆に言えば、フロックが大きく成長していたこととなる。

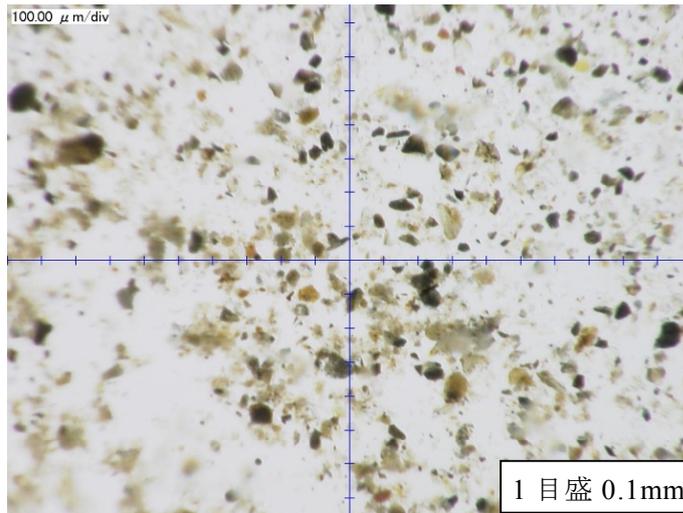
次に、高濁度水塊の発生源と考えられる干潟部の土砂を調べる。干潟には写真-6-10に示すような、砂と浮泥が分布している。写真-6-11は浮泥の顕微鏡写真であるが、粒子単体ではなく弱い結合体のような状態である。また、火山ガラスや斜長石、重鉱物、岩屑といった鉱物粒子も見受けられる。浮泥の粒度分布を上記と同様に計測したところ、 $D_{50}=0.013\text{mm}$ 、 $D_{90}=0.070\text{mm}$ が得られ、フロックを構成する粒子の大きさとほぼ同じであり、また鉱物粒子の組成もほぼ同じであった。

したがって、高濁度水塊に含まれるフロックや鉱物粒子は干潟部の浮泥から供給されている可能性が高い。ただし、フロックを構成する粘土鉱物については、組成の分析を行っていないため、完全には断定できない。

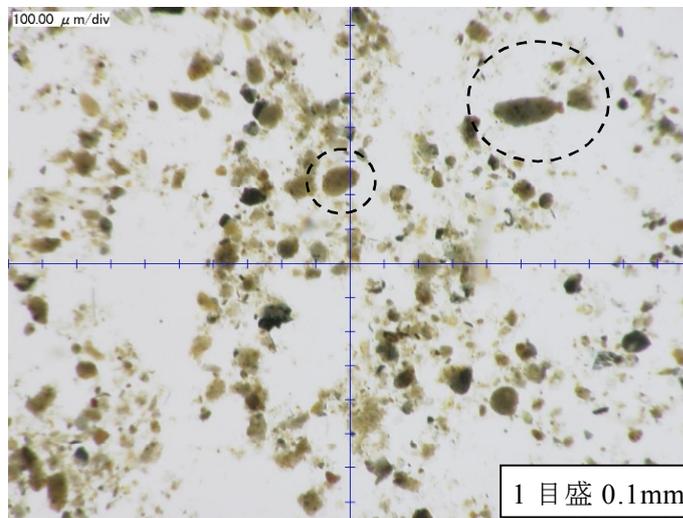
なお、干潟の砂質土を顕微鏡で観察した結果(写真-6-12)、火山ガラス、斜長石、重鉱物、白雲母、岩屑が多く見られた。菅野ら(1962)は、阿蘇降下火山灰(ヨナ)の鉱物組成は、斜長石、火山ガラス、重鉱物、単斜輝石としている。このことから、これまでに観察した全ての土砂に含まれる鉱物粒子は阿蘇山起源であると考えられる。

6-2-6 土砂移動状況のまとめ

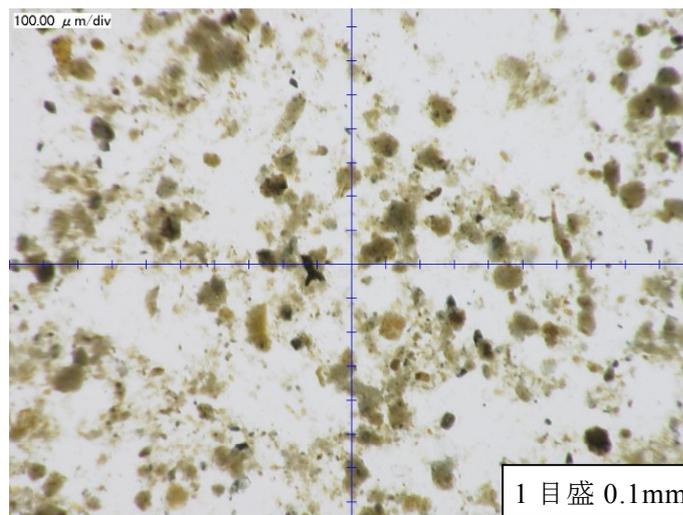
以上より高濁度水塊の挙動を推測すると、上げ潮によって塩水遡上(逆流)流速が大きくなる際に、河口ないし沖合で干潟の表層底質が巻き上げられて高濁度水塊が発生する。そして、塩水フロントの前面に乗ってフロックを成長させながら河道を遡上し、上流に行くにつれ粒子が拡散もしくは沈降して濃度が低くなるものと考えられる。また、濁水中の土砂は阿蘇山によって生産されたものであることが分かった。



火山ガラスなどの鉱物が多くみられる



囲み部の団粒状のものがフロック



フロックと鉱物粒子が混在している

写真－6－9 高濁度水塊中の浮遊土砂の顕微鏡写真

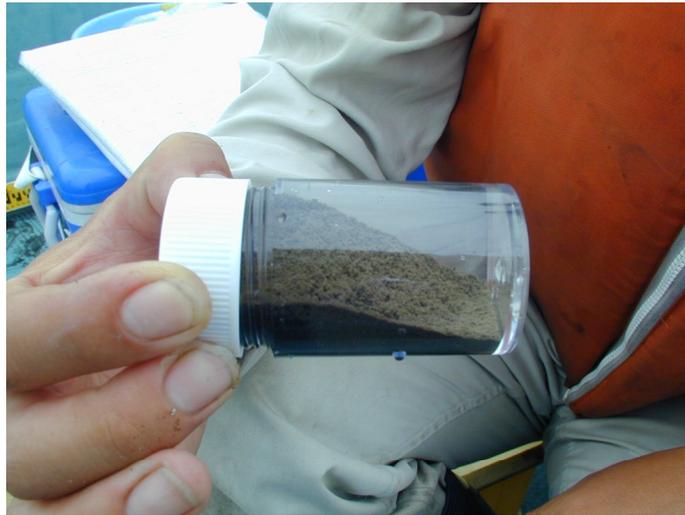
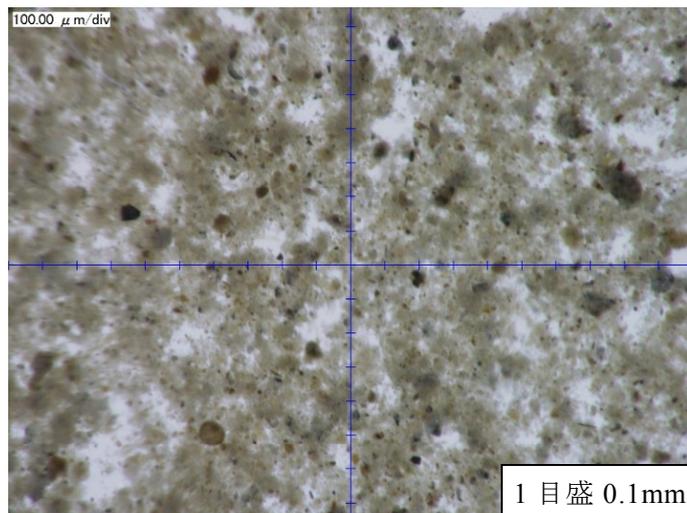


写真-6-10 干潟における土砂（表層をダイバーが静かに採取）



モヤモヤ状のものが
シルト・粘土成分

写真-6-11 干潟の浮泥の顕微鏡写真

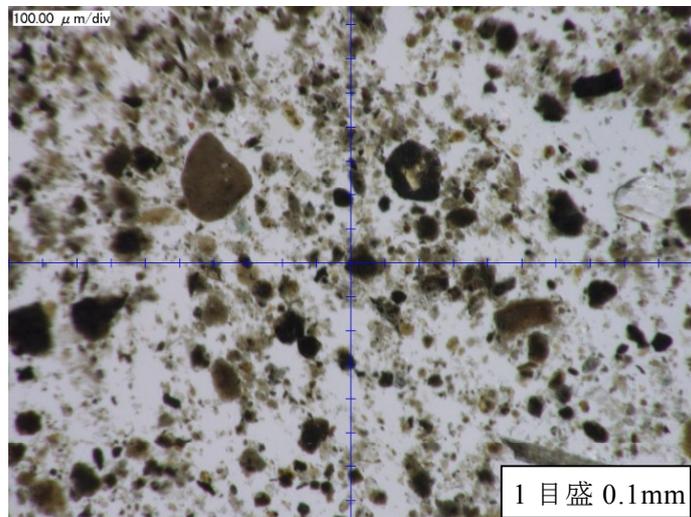
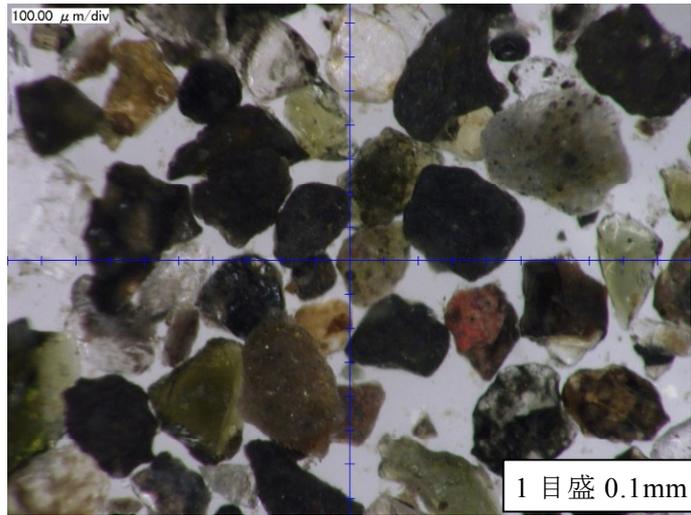


写真-6-12 干潟の砂の顕微鏡写真

6-3 河口沖合の流速分布

河口沖合の潮流分布観測は、上げ潮と下げ潮により流れが最も強くなる時間帯に移動しながら計測を行った。6 測線を計測するのに 2.5 時間かかるため、計測の最初と最後では流況が変化している恐れがある。そのため、以下の観測結果では、潮汐流の概況を把握するにとどめる。

上げ潮時の流速平面分布を図-6-13 に示す。表示水深は 0.93m である。また、調査日の潮位と測定時間を図中に示す。計測は沖の測線から開始したため、最後の岸付近の測線では満潮にさしかかっている。潮汐による流れは南西から入射し、干潟上である 2.0km 付近で向きをかえ、河口内部に入ってゆく動きを示している。最大流速は 0.5m/s を越え、川のように流れていた。また、一つの測線で流速分布状況を見ると、測線の始点と終点付近では流速が大きく、測線の中程では相対的に流速が小さい。測線の中程において干潟の標高が最も高いため、水が干潟外縁部を回り込むように流れていると考えられる。

下げ潮時の流速平面分布を図-6-14 に示す。表示水深は 0.93m である。この観測は満潮から下げ始めた頃に岸からスタートした。潮汐による流れは全体的にやや南よりの西方向であり、場所ごとの違いは明瞭ではない。最大流速は 0.5m/s を越え、上げ潮と同様に速い流れであった。

これより潮汐による河口沖合の流れは、上げ潮では南東から入射して干潟の外縁部に回り込みながら白川河口に向かってゆき、下げ潮では一斉にやや南よりの西方に流出してゆくことが明らかとなった。

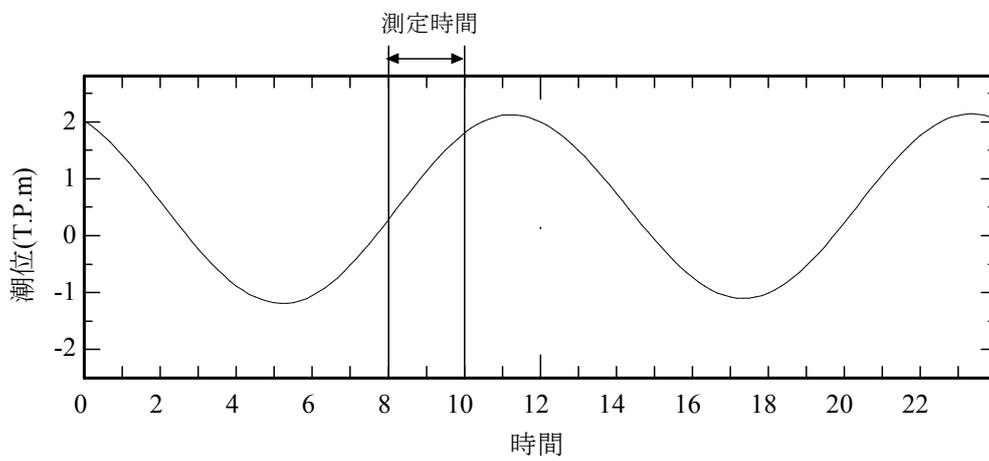
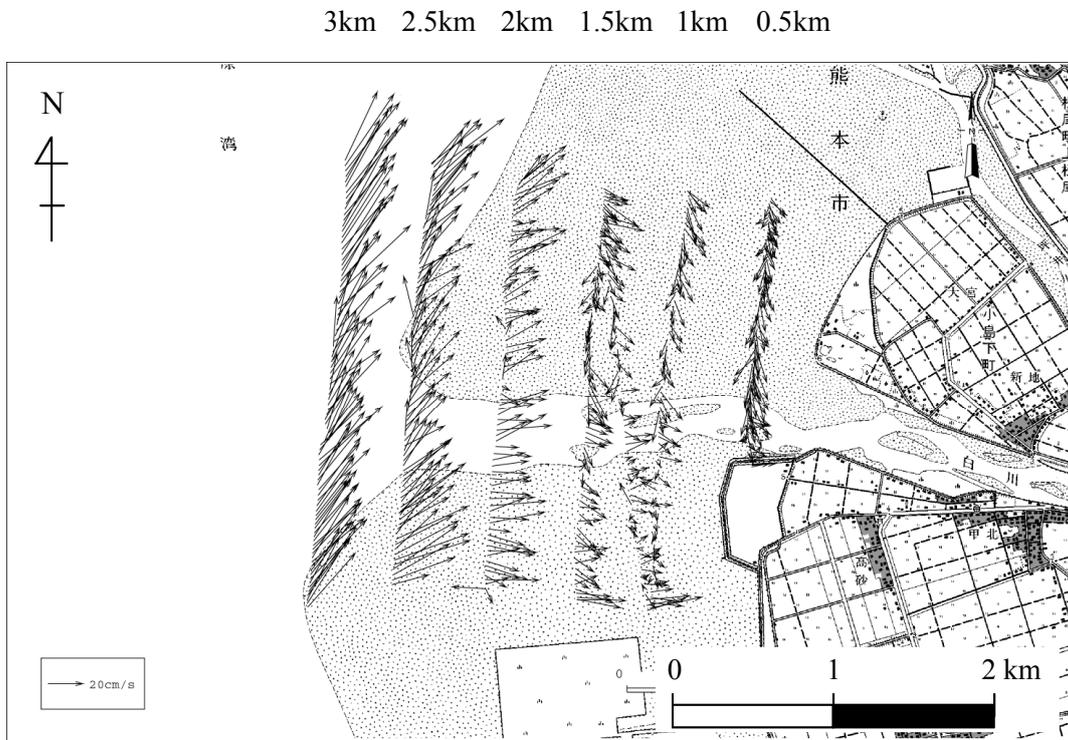


図-6-13 上げ潮の潮流分布と測定時間帯 (2001/9/7)

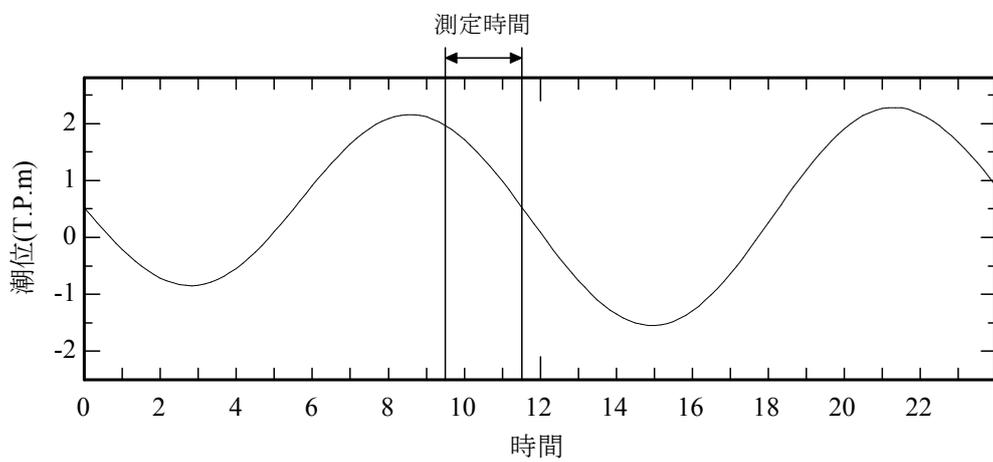
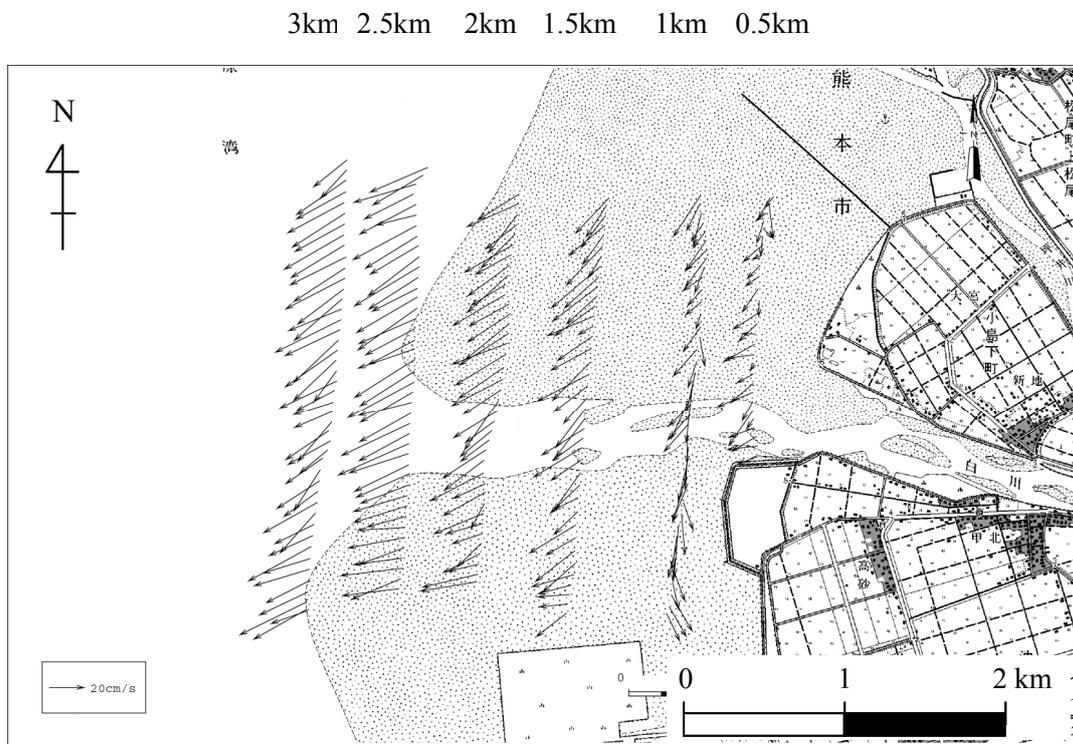


図-6-14 下げ潮での潮流分布と測定時間帯 (2001/9/2)

6-4 潮汐に伴う土砂移動量の計算

さて、これまでに河口干潟から感潮河道における平水期の土砂移動状況が明らかとなったので、次に日々の土砂移動が長期的に地形変化に及ぼす影響を定量的に評価する。

そこで、第二章の4節で提案した超音波流速計による浮遊土砂移動量の推定方法を用いて、年間の土砂移動量を算出する。この方法は、河床に設置した超音波流速計の流速鉛直分布から断面通過水量を計算し、また反射強度の鉛直分布から土砂濃度分布を推定し、両者の積から断面通過土砂量を得るものであり、以下に計算結果を示す。

6-4-1 一潮汐あたりの土砂移動量

図-6-15に河口0kmと河道3kmにおける36時間観測(9月)で得られたSS時系列と、超音波流速計から得られた通過土砂量の時系列を示す。これより、SS濃度は上流に位置する3kmの方が高いか同程度であるが、通過土砂量は0kmの方が多いことが分かる。9月4日18時から翌朝6時までの一潮汐あたりの正味の土砂移動量は、0kmで -78m^3 、3kmで -35m^3 と推定された。河道における通過土砂量は河口の4割程度であることから、残りの6割は0km~3kmの区間で沈降、堆積したことになる。

前述の通り、浮遊土砂が河口から河道へと移流する間に、塩水フロントの前面に集積して高濁度水塊の濃度が上昇するが、それと同時に粒子がフロックを形成する。そのために、沈降速度が増大して、河口から河道へと移流してくる間に沈降、堆積していると考えられる。

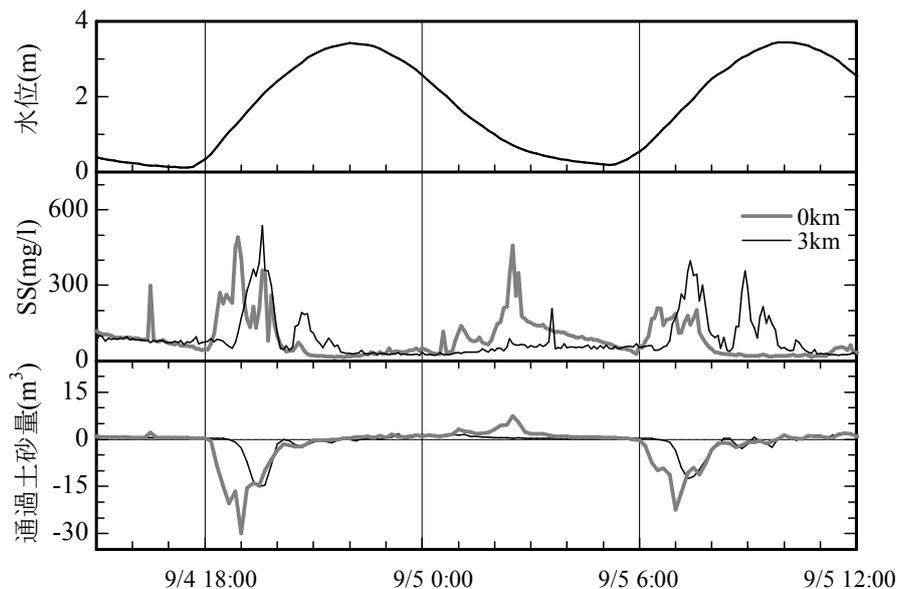


図-6-15 SS時系列と通過土砂量時系列(36時間)

6-4-2 季節別の土砂移動量

潮汐は半月周期で大きな変動と小さな変動を交互に繰り返しているため、土砂移動量を計算する上で潮汐周期を考慮する必要がある。そこで潮汐の大きな変動と小さな変動が含まれる1ヶ月間で通過土砂量を計算する。

1ヶ月連続で超音波流速計が正常に動作したのは2001年9月、11月、2002年2月、3月の合計4ヶ月であった。ここで、6-2-3において河川流量の違いがSSの遡上に影響を及ぼすことが推測された。各月の流量状況(図-6-6)を見ると、9月は一年のうちで最も流量が少ない時期、11月は最も多い時期(出水期を除く)、2002年2月と3月はその中間である。

そこで、各月について第二章4節で算出した流速補正係数を用いて断面通過土砂量を計算し、地点ごとに土砂移動量を得た。表-6-2に計算結果を、図-6-16に土砂移動の方向を分かりやすく示した模式図を示す。これらには、河川の上流から供給された土砂量を濁度モニタリングデータから計算して、併せて示している。模式図の数値は見やすいように100以下を四捨五入している。

9月は河口と河道の両地点で、順流土砂量よりも逆流の方が多く、正味では土砂は海域から河道内へと流入している。さらに2地点間には $1,100\text{m}^3$ の土砂が堆積している結果となった。また、上流からの供給土砂量と河道の順流土砂量がほぼ等しいので河道を遡上したSSは上流の感潮区間(1.5km)に堆積したと見られる。

11月は両地点で土砂の流れが海域へと向かっており、9月と正反対であった。これには前に述べたとおり河川流量が関係していると考えられる。9月の流量は $10\text{m}^3/\text{s}$ 程度であるが、11月は $24\text{m}^3/\text{s}$ であって2倍程度大きいため、塩水遡上が9月よりも抑えられて、むしろ河川から流出する方向が卓越したと考えられる。

ただし、2地点間の収支を取ると $2,100\text{m}^3$ の土砂が堆積している結果となった。また、上流からの供給土砂量と河道の遡上土砂量が全て流出すると $1,650\text{m}^3$ になる計算だが、実際の流出量は $3,300\text{m}^3$ であることから、上流の感潮区間において河床が侵食されたことになる。

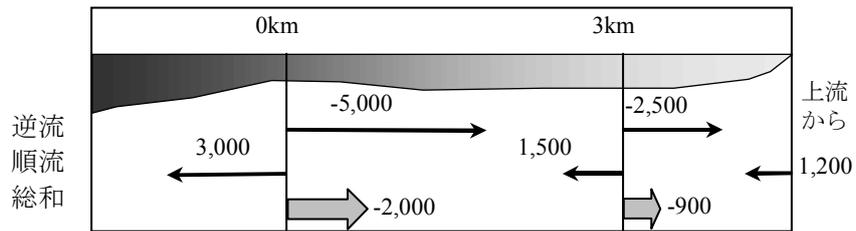
2月と3月は、正味の土砂量にして河口では逆流もしくはほとんど動きが無く、河道では順流であり、土砂移動の方向は9月と11月の中間的な傾向であった。これも、流量との関係によっていると考えられる。また、2地点間の土砂収支は堆積であった。

以上から、各地点における土砂移動の方向は流量に依存していると考えられるが、2地点間の収支を取ると、流量規模にかかわらず必ず土砂が堆積していることが明らかになった。

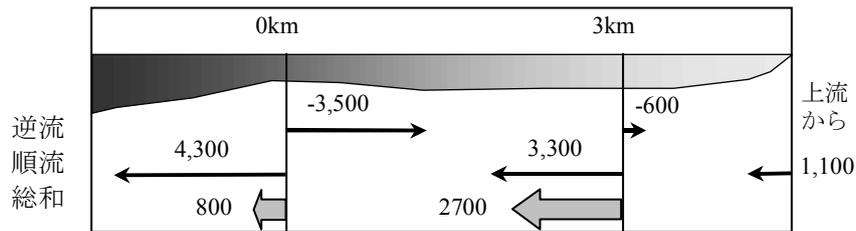
表－6－2 月別土砂移動量

内訳	9月			11月			2月			3月		
	累積値 (m ³)	順流 (m ³)	逆流 (m ³)	累積値 (m ³)	順流 (m ³)	逆流 (m ³)	累積値 (m ³)	順流 (m ³)	逆流 (m ³)	累積値 (m ³)	順流 (m ³)	逆流 (m ³)
0km	-2024	2949	-4973	794	4332	-3538	-183	6253	-6436	57	3631	-3574
3km	-941	1542	-2483	2673	3275	-602	2837	5321	-2027	4023	5712	-1689

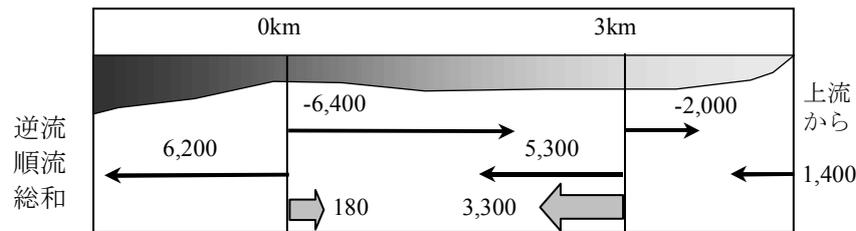
9月（流量：10m³/s程度）



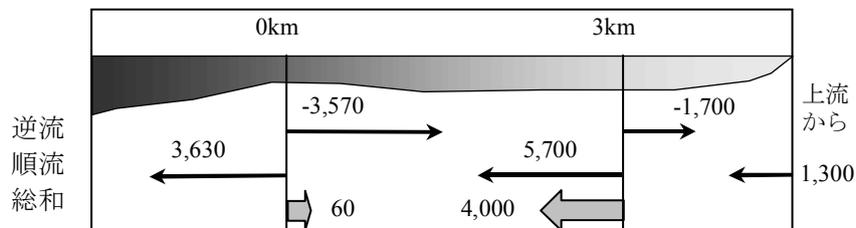
11月（流量：24m³/s程度）



2月（流量：22m³/s程度）



3月（流量：24m³/s程度）



図－6－16 月別土砂移動量の模式図

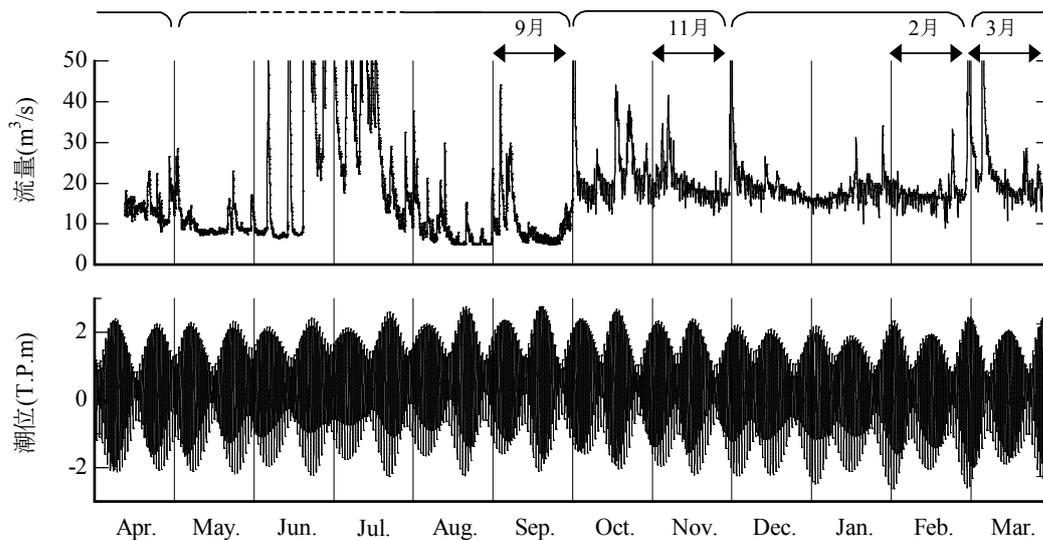
6-4-3 1年間の土砂移動量

次に年間の土砂移動量を計算する。前述の通り、河口と河道の2地点で1ヶ月間にわたって超音波流速計の観測が欠測なく実施できた期間は2001年9月、11月、2002年2月、3月の4ヶ月である。そのため、この4つの期間の土砂移動量を用いて、年間土砂移動量を推定する。

これまでの検討により、土砂移動は河川流量に左右されることが明らかになったので、1年間の河川流況における上記4ヶ月の代表性を調べる。ここで計算対象期間は2001年4月から2002年3月までとする。図-6-17に1年間の流量と潮汐を、表-6-3に各月の平均流量を示す。

これより、最も流量が少ない年9月は5月～9月の代表として（出水期を除く）、最も流量が多い11月は10月～11月の代表として、その中間である2月は12月～2月の代表として、3月は3月～4月の代表として見なすことができる。

表-6-2に示した各月の土砂移動量をそれぞれが代表している期間に引き延ばして累積したところ、図-6-18が得られた。これより、1年間に河口では $50,000\text{m}^3$ 前後の浮遊土砂が出入りし、このうち $8,600\text{m}^3$ が上流に遡上していた。一方、河道では $17,400\text{m}^3$ の浮遊土砂が流下しており、2地点間の収支としては $26,000\text{m}^3$ が堆積したことになる。

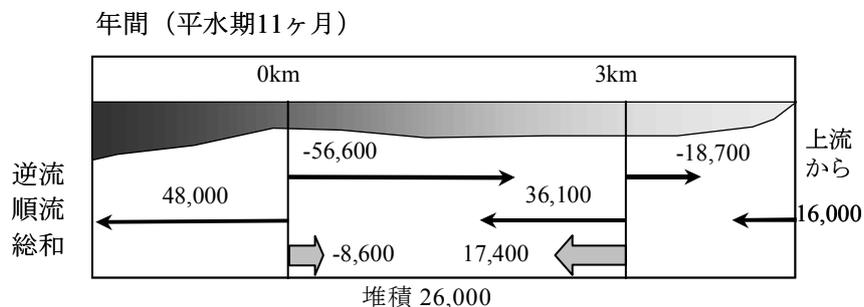


図－ 6 － 1 7 1年間の河川流量と潮汐（2001年4月～2002年3月）

表－ 6 － 3 月別平均流量

月	H13												H14		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3
流量	19.8	22.9	20.8	14.0	10.4	56.7	39.7	8.6	10.6	22.7	24.1	18.8	17.8	17.1	24.0

単位：m³



図－ 6 － 1 8 1年間の土砂移動量（模式図）

参考文献

- 内山雄介・加藤一正・栗山善昭・古川恵太(2000)：東京湾盤州干潟の漂砂特性について，海岸工学論文集，第47巻，pp.521-525.
- 菅野一郎（1962）：「日本の土壌型」農村漁村文化協会，pp.69-76.
- 近藤雅秋・戸原義男・平松和昭・四ヶ所四男美・森健(1996)：潮流による底泥の巻き上げ特性に関する研究，農業土木学会論文集，No.182，pp.109-115.
- 西条八束・奥田節夫(1996)：河川感潮域，名古屋大学出版会，pp.85-96.
- Wolanski, E., Gibbs, R. J.(1995):Flocculation of suspended sediment in the FLY RIVER estuary, PAPUA NEW GUINEA, J.Coastal Research, Vol.11, No.3, pp.754-762 .