

第二章 水域モニタリング手法の開発

本章では、近年発達してきている自記式のモニタリング装置を活用した土砂動態の調査方法を開発する。まず、従来の手法による観測の限界について述べ、その後、濁度計による河川の土砂動態計測方法と超音波流速計による河口域の土砂動態計測方法について述べる。

2-1 水域モニタリングの考え方

2-1-1 従来の方法

日本の河川では土砂濃度は洪水時に高くなり、年間の土砂輸送量の大半は洪水時のものが占め、また流送形態でみるとウォッシュロードがそのほとんどを占めると考えられる。ウォッシュロードは湖沼、貯水池、河口及び内湾などの停滞水域に流入すると沈降堆積して底質及び地形を形成することとなる。

河川におけるウォッシュロード輸送量は、流量と断面平均の濁質濃度(SS)の積から求まる。従来は、SSを採水分析により調べていたが、現場採水と実験室での分析という一連の作業には多大な労力がかかり、特に洪水時には現場作業が危険を伴うために、現象の急激な変化に対応した時間スケールでSSの連続データを得ることは困難であった。

また、河口域でも後に示す解析から濁質輸送量を計測することが重要であることが明らかとなったが、やはりここでも現象に即した時空間スケールでSSデータを取得することは困難である。

感潮区間が長い河口では、平常時に潮汐変動と河川流の相互作用により塩水密度流が遡上後退を繰り返しており、塩水楔の先端付近にはTurbidity Maximum(高濁度水塊)が発生する。例えば、多摩川、白川(図-2-1)では通常の土砂濃度が10~20mg/lであるが、高濁度水塊が発生・遡上する際にはそれぞれ100mg/l, 500mg/lに達することが後に述べる調査から明らかになっている。また、継続時間は30分~1時間であり、一潮汐12時間のうちわずかな時間帯にしか生じない。

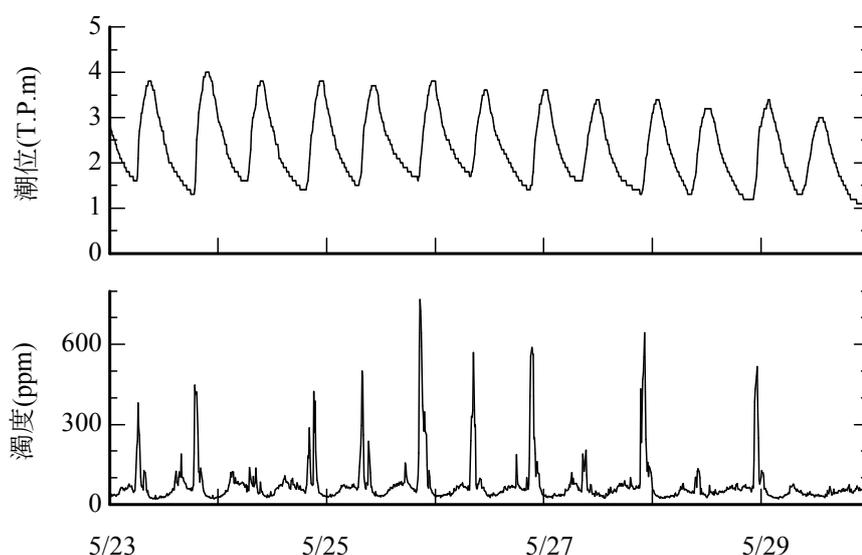
しかも、感潮区間では潮汐の影響を受けて塩水が遡上後退運動を周期的に行っているため、水深変化が大きく、淡水層と塩水層の変動がはげしい。そのため、こうした変動の大きい水域でSS分布を正確に把握するためには、例えばISO規格「感潮河道における懸濁土砂動態の計測法」で示された採水密度が必要となる(表-2-1)。

しかし、この方法では1断面あたり4500本もの採水を実施しなければならず、その分析費用と時間は莫大であり現実にはかなり困難である。過去の調査事例では大抵これより粗く設定されていた。例えば、多摩川河口域については建設省により2回調査が実施された(伊藤ら;1976,京浜工事事務所;1999)。1回目の調査では1時間間隔の採水を、2回目の調査では2時間間隔の計器測定を24時間連続で実施しているが、

いずれの調査でも高濁度水塊の挙動は捉えられていない。前節で述べたとおり多摩川での高濁度水塊の継続時間は1時間未満であるため、タイミングが合わずに現象を発見することが出来なかったと思われる。

さらに、潮汐は一日二回潮以外にも半月周期の変化や季節変化があり、河川流量は季節変化があり、これらのバランスによって高濁度水塊の発生状況が変化していると推測される。そのため、土砂の移動を把握するためには長期的な連続モニタリングが必要であるが、採水分析を連続的に実施するのは不可能である。

以上に述べたような各調査方法の実状を考えると、河川や河口域の土砂動態を長期的にモニタリングするには、省力的で精度の高い観測方法を開発する必要がある。



水位上昇時（上げ潮）に高濃度のSSが一瞬発生する

図－2－1 白川河口の水位とSS時系列の例（2001年）

表－2－1 ISO規格「感潮河道における懸濁土砂動態の計測法」

計測設定	推奨数量	計算例
横断方向	3ないし4地点	3点
水深方向	最低3点もしくは1m間隔	5点(5m)
時間	30分間隔で最低13時間、25時間が望ましい	50点(25h)
精度管理	1点あたり3回測定	3回
その他	いくつかの潮で測定すべき	2潮汐
採水本数		4500本

2-1-2 設置型機器によるモニタリング

近年、電子技術の発達により、自記式（メモリー式）の小型測定機が開発されている。例えば、塩分水温計、流速計、濁度計などであり、これらは小型の耐圧ケースにセンサー、制御回路、電池、記憶装置が格納されており、長期間無人で連続計測を行うことが出来る。こうした機器を現象の空間スケールに合わせて設置し、さらに現象の変化速度に応じて計測間隔を設定すれば、省力的に現象を把握することが可能である。

河川では、流量観測地点で土砂濃度を計測すれば通過土砂量を求めることが出来る。土砂濃度の計測には濁度計を用い、これを水位標識などに固定して連続的にモニタリングすることが有効であると考えられる。濁度計は光の透過率や散乱強度から水中の土砂濃度を推定するため計測が簡便であり、さらに最近、ゴミや付着藻類を清掃するワイパー機能を有する高濃度タイプのセンサーが実用化された。そのため、センサーを河岸に設置しておくだけで河川での長期間連続した自動計測が可能であり、近年、モニタリングの有効なツールとして活用されつつある。

ただし、検討すべき課題もいくつかある。まず、濁度は水中の懸濁粒子に対する光の反射強度であるため、粒径に対する応答特性を知る必要がある。また、同様の理由で、光強度と土砂濃度の相関関係を知る必要がある。さらに、横断面内の1点で計測した濁度が断面平均濃度を表しているかどうかについても検討する必要がある。

河口域では、塩水の遡上によって流れが往復し、さらに淡水と塩水の密度差によって水深方向に運動が異なるため、流速と土砂濃度の鉛直分布を計測する必要がある。このような場合は、超音波流速計を河床に設置して流速の鉛直分布を連続的にモニタリングすることが有効である。

土砂濃度については、前述の濁度計を鉛直的にいくつかの水深に設置する方法と、超音波流速計の反射強度から推定する方法が挙げられる。濁度計を複数設置する場合は、ロープとアンカーにより係留したり観測柱を建設する必要がある。しかし、河口域では漁船やプレジャーボート、タンカーなどの航行が盛んであり、水上構造物は関係者にとって迷惑であるため、長期的な設置は困難であることが多い。また、水深方向に著しく流れと土砂濃度が変化する場合は、濁度計を多数設置する必要があるが、費用や安全性の点で問題がある。

一方、超音波流速計を利用する方法では、河床に設置した一台の超音波流速計により流速と土砂濃度の鉛直分布を推定できると考えられるため、通過土砂量も簡単に求めることができる。ただし、この方法については土砂濃度の推定精度や通過土砂量の計算精度を検討し、実用性を確認する必要がある。

そこで次に、濁度計の粒子径に対する応答特性（2-2）、濁度計による通過土砂量の計測精度（2-3）、超音波流速計による浮遊土砂移動量の推定方法（2-4）についてそれぞれ検討する。

2-2 濁度計の粒子径に対する応答特性

2-2-1 基本的な考え方

濁度計は光の透過率や散乱強度から水中の土砂濃度を推定している。濁度計のメーカー仕様には、通常、カオリン粘土でキャリブレーションした場合の濃度レンジと精度が記載されている。しかし、濁度センサーは光の透過もしくは散乱強度から濃度を換算しているので、懸濁粒子の粒径や形、色によってその応答特性が異なると考えられる。

このうち粒径については理論的にその影響が説明される。すなわち、対象とする粒子の大きさが照射する光の波長の $1/10 \sim 1/20$ 以下であれば、散乱強度は入射光の強さと粒径の 6 乗並びに粒子濃度に比例し（レイリー理論）、その粒子の大きさが光の波長と同程度かそれ以上であれば、散乱強度は入射光の強さと粒子表面積並びに粒子濃度に比例する（ミー理論）。

多くの濁度計で用いられている波長は $600 \sim 1,000\text{nm}$ であり、粒径 $1\mu\text{m}$ 以上の土砂に対してはミー理論が適用される。この場合、粒径が大きくなるほど単位体積中の総表面積は小さくなるため、濃度が等しい濁水でも粒径が大きいと散乱強度は小さくなると考えられる。

既往の研究では、笠井ら(1999)が粒径の異なる 2 種類の砂 ($D_{50}=0.17\text{mm}$ と 0.22mm) について後方散乱式濁度計の応答を調べ、粒径が小さい方の砂では大きい方に比べて濁度出力が大きいことを示している。また、宮崎ら(1978)は粒径と濁度応答の関係を実験によって検討し、 0.0425mm 以下の粒径について、粒径が大きくなると濁度が小さく出力されることを示している。

したがって、粒径が大きくなれば濁度が小さくなることはある程度示されているが、粒径範囲が断片的で使用センサーも異なっているため定量化は難しい。実河道での土砂動態の把握という観点からすると、濁度計が計測可能な粒径の上限や、河道を流れる大小さまざまな粒径の土砂に対する濁度応答特性の把握が必要であり、粘土から粗砂までを対象とした統一的な検討を実施すべきであろう。

本研究では実河川での観測を想定し、 2mm 程度の粗砂までを検討対象として粒径別の濁度応答実験を行うこととした。なお、粒子の色調の影響については、宮崎らがほとんど影響を受けないことを示しているため、本研究では取り扱わないこととした。

2-2-2 実験方法

(1) 使用土砂の調整

本実験では、2mm までの土砂（茨城県鹿島産の山砂）を表-2-2 に示す 7 段階の粒径範囲に区分した。2mm から 0.075mm の粒径はふるい分けにより調整し、0.075mm 以下の粒径は水槽での沈降分級作業によって調整した。

また、現地河川を流下する土砂は粒度分布が広範囲に渡っているため、実際に流下している土砂を想定して、3 種類の混合粒径土砂を表-2-2 に示す混合率で調整した。検定用にはカオリン粘土を用いた。

沈降分級作業により得られた調整土砂及びカオリン粘土の粒径を確認し、また各作業で得られた調整土砂どうしの粒径の連続性を確認するために、レーザー回折式粒度分析装置（島津製作所製 SALD-3000）を用いて粒度分析を行った（図-2-2 の上 4 段）。図の 5 段目（0.075～0.18mm）はふるい分けによる調整土砂である。粒度分析の結果、カオリン粘土が最も細粒で、各調整土砂は設定粒径の順に大きくなってゆくことが確認された。

ただし、粒度分析結果は各設定粒径よりも大きめであった。0.075mm 以上の土砂はふるい分けの値が真値であるため、粒度分析装置の値は真値よりも大きめにシフトしている可能性がある。また、沈降分級作業では静水中の沈降時間を設定したが、沈降の初期段階では濁水を攪拌した影響が残っていて完全な静水になっておらず、設定粒径よりも粗い粒子が浮遊していた可能性がある。

いずれにせよ、粒径の大小の傾向は確認されたため、分級作業は適切に実施されたものと判断し、これらの土砂を実験試料として供した。

(2) 濁度センサー

同じ濁水（粒径や色調の条件が等しい）に対してもセンサーの違い（測定方式、センサー形状、測定空間の範囲）が測定値の差となって現れる可能性があるため、複数の濁度センサーを用いて比較することとした。

本研究では土砂観測技術の確立を目指しているため、洪水時の高濃度濁水（1000ppm 程度）に対応できる、自然光の影響を受けにくい、頑強な作りで現地に放置できる、等の条件を満たす現地用測定機が必要である。濁度計には一般的に、透過光式、散乱光式、積分球式などの方法が用いられているが、前述の条件に最も適合するのは赤外光を用いた後方散乱方式であると考えられる。そのため、本研究では赤外後方散乱濁度計を 3 種類、比較のために積分球式を 1 種類の合計 4 種類のセンサーを実験に用いた。各濁度センサーの諸元を表-2-3 に示す。

(3) 実験水槽

濁度計測時には土砂濃度が均一に保たれている必要がある。本実験では図-2-3 に示す攪拌水槽を作成したが、位置によっては渦や上昇・下降流が発生してしまうため、

沈降速度の大きい粗砂では均一性が保たれない恐れがある。そのため、最大粒径(0.84～2mm)の土砂を攪拌して、水槽内の位置ごとに浮遊状態を確認した。

図-2-4 に位置ごとの平均濃度と分散を示す。採水は図-2-3 のプロペラ周りに記された7箇所で行い、各位置の中層から30秒間に5回連続採水して平均と分散を求めた。

その結果、(6)の位置が設定濃度(2,000mg/l)に最も近く分散も小さいことから最適な位置と判断し、ここに濁度センサーを設置して計測することとした。なお、壁面は照射光の反射を防ぐために、つや消し黒で塗装した。

(4) 濁度計測

以上の準備のもと、粒径別濁度応答実験を行った。最初に、カオリン粘土を用いて25～2,000(mg/l)の7段階の溶液を作り、各センサーの出力値を検定した。次に、表-2-2に示した7種類の土砂と3種類の混合土砂を用いて25～2,000(mg/l)の7段階の溶液を作り、各センサーの出力値を記録した。出力値はデータロガーやパソコンを用いて、0.5～1秒間隔で30秒間取り込み、突発的に発生する異常値を排除した後に平均して濁度とした。

表-2-2 使用土砂の粒径区分と混合率

調整土砂 粒径区分(mm)	混合土砂(混合比)		
	細粒(%)	中粒(%)	粗粒(%)
0～0.015	5.5	5.5	5.5
0.015～0.037	23.0	12.3	9.6
0.037～0.075	21.9	19.2	13.7
0.075～0.18	17.8	26.0	17.8
0.18～0.42	13.7	19.2	21.9
0.42～0.84	9.6	12.3	26.0
0.84～2.0	5.5	5.5	5.5
カオリン			

表-2-3 使用センサーの諸元

センサー	A	B	C	D
測定方式	後方散乱	後方散乱	後方散乱	積分球
使用波長	880nm	860nm	875nm	660nm
測定範囲	2,000NTU	1,000NTU	2,000NTU	500NTU
精度	2%FS	5%FS	2%FS	2%FS

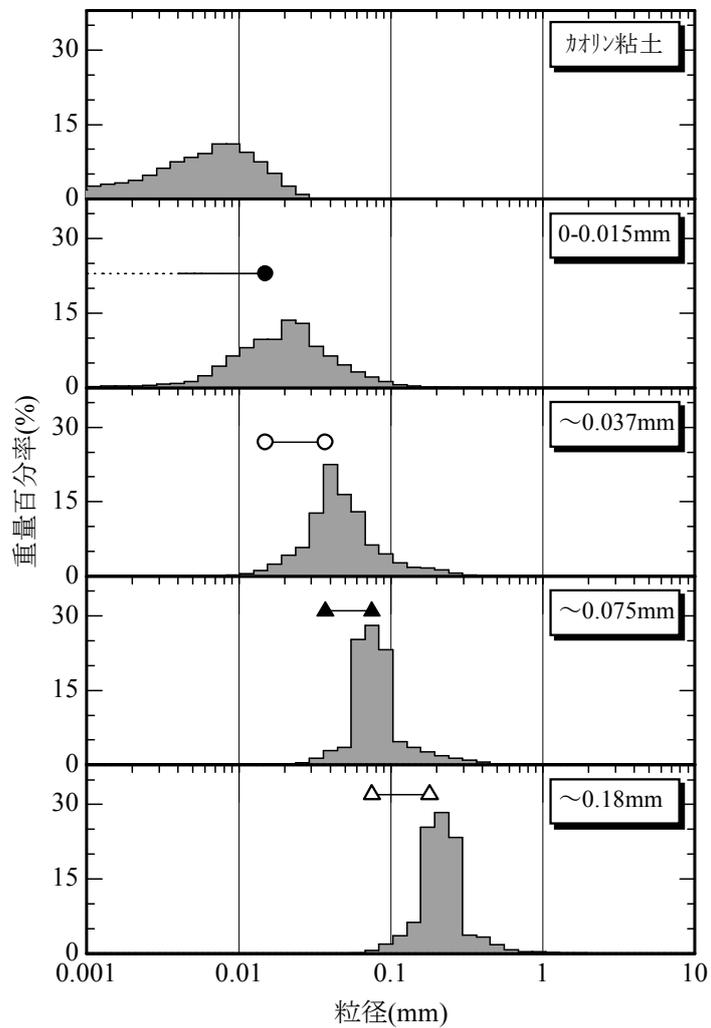
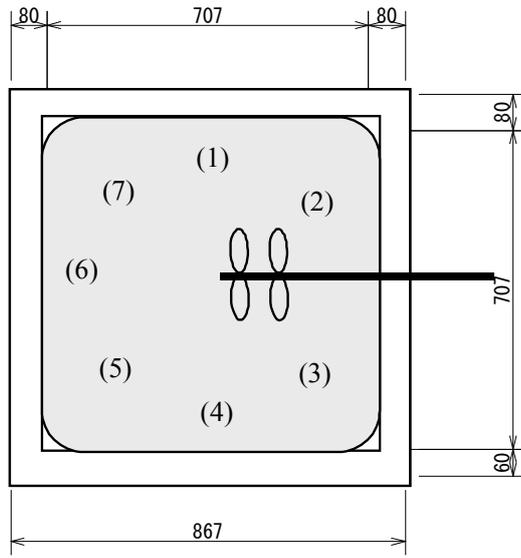


図-2-2 調整土砂の粒度分布（レーザー粒度分析装置による確認）

平面図



断面図

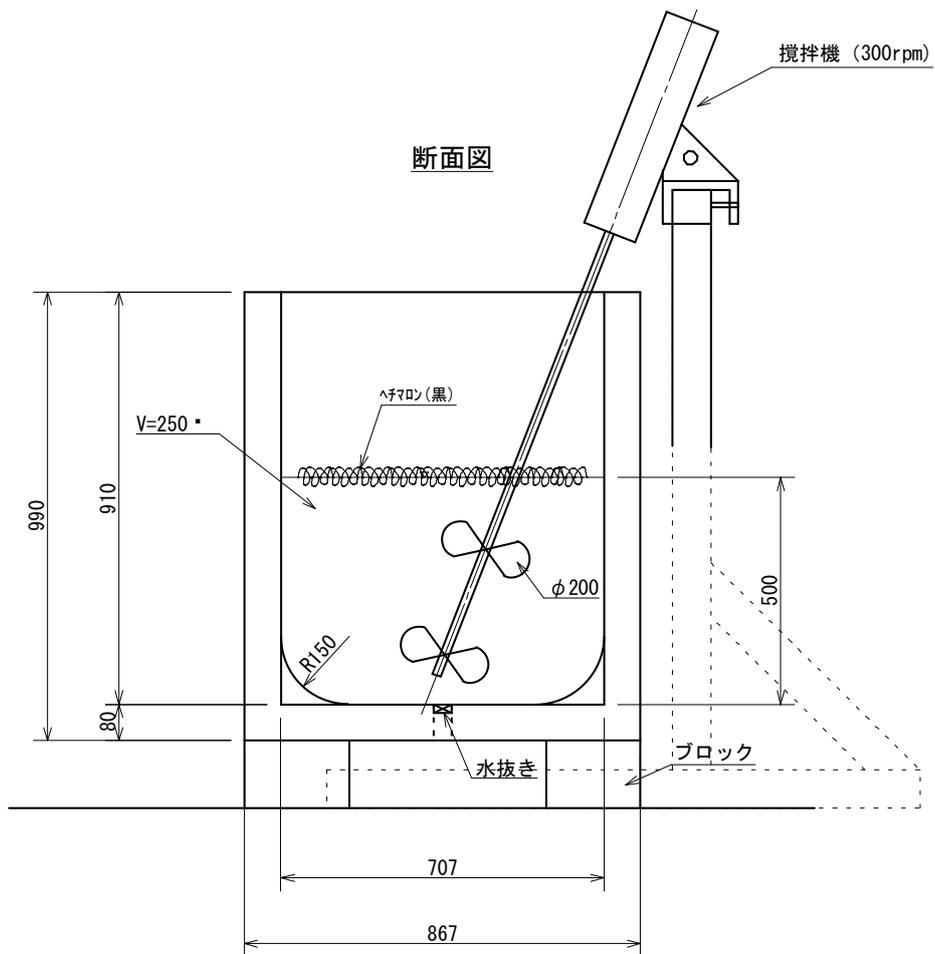


図-2-3 攪拌装置の概要と攪拌状態の確認位置

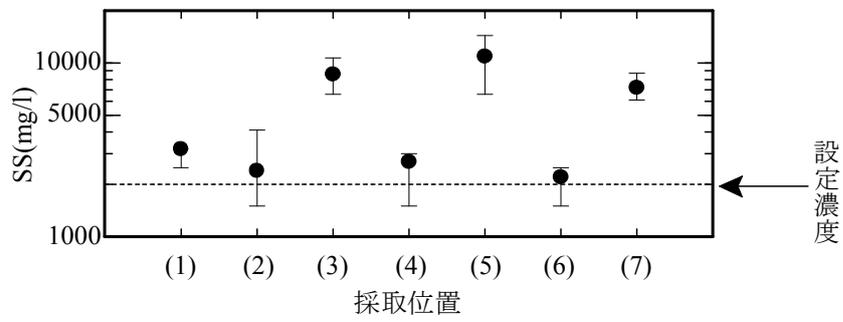


図-2-4 攪拌装置の各位置での平均濃度と分散

2-2-3 実験結果

ここでは、最初に粒径別の濁度計測を行い、その結果を整理して粒径をパラメーターにして土砂濃度-濁度の関係を定式化した。次に、この式により混合粒径土砂の濃度を濁度と粒径から推定し、実験結果と比較した。

(1) 粒径別の濁度計測結果

図-2-5(1)～(2)に各粒径の設定濃度に対する濁度計測値(時系列)をセンサー別に示す。この結果を用いて濁度の平均値を求め、粒径別に濁度と土砂濃度の関係を整理した(図-2-6)。なお、カオリン粘土は濁度の検定に用いているので、濁度と土砂濃度は等しい。

まず、図-2-6を見ると、土砂濃度に対する濁度の値はセンサーごとに異なっており、特に同じ赤外後方散乱方式(A～C)でも出力の様子が異なる。例えば、Aは2mmまでの粒径に対して出力が線形的だが、Bは0.42mm以上でほとんど反応せず、Cは0.18mmを越える頃より出力が線形的でなくなる。また、積分球式のDは0.075mmを越える頃より出力が非常に低くなり、精度以下(25ppm)の反応となった。

したがって、現地で異なるセンサーを混在して使用する際には、その取り扱いに注意を払うべきである。また、赤外後方散乱方式濁度計が計測できる粒径は、機種による差もあるが大体の目安として0.42mm以下(土質区分上の細砂以下)と言える。

次に、濁度計測値(図-2-5)を見ると、どのセンサーでも細かい粒子では出力値は時間的に安定しているが、粒径が大きくなるにつれ分散がはげしくなる。また、同じ設定濃度でも粒径が大きくなるほど出力濁度は低下する。

この原因は次のように考えられる。粒子径が大きくなると沈降速度も大きくなるために、乱流中では時空間的に濃度の不均一性が大きくなる。また、同じ濃度であっても粒子径が大きくなるほど粒子数は減少するため、センサーの発光が粒子の散乱を受ける時間的な確率は減少する。このことは河川水中でも同じであるから、大きな粒子は細粒成分に比べて計測しにくいと言える。

濁度平均値で整理した図-2-6によれば、例えば、実験で使用した2番目に大きい0～0.015mmの粒径についてみると、赤外後方散乱方式(A～C)では濁度はSSの7割程度、積分球式のDでは3割程度の値となった。

そこで次に、粒径・濁度と土砂濃度の関係を定式化する。なお、本実験で用いた積分球式濁度計は粗粒分への応答が最も悪かったので、検討から除外した。

(2) 粒径と濁度の相関関係

ミーの散乱理論によれば、赤外光濁度計では $1\mu\text{m}$ 以上の粒子について散乱強度(濁度)は濃度と粒子比表面積に比例するので、この関係は次式のように表される。

$$T_b = \alpha \left(\frac{1}{d} \right)^n SS \quad (2-1)$$

ここで、 T_b は濁度、 SS は土砂濃度、 d は粒径、 α と n は補正係数である。粒子表面積との比例関係を厳密に言うと $n=1$ であるが、実験で用いた各粒径土砂は粒度分布があり、粒子形状の均一性も不明であるので、それらの要因を考慮すると n は1からずれる可能性がある。

式(2-1)を各センサーの濁度計測結果に適用して、計算値と実験値の差が最小となるように α と n を決定した。計算に用いる粒径は設定粒径範囲の対数軸上の中央値とし、カオリン粘土の粒径は図-2-2より0.006mmとした。

残差が最小となる係数はいずれのセンサーでも $n=1$ 、 $\alpha=0.006$ となった。同じ係数が得られたのは、最小粒径（カオリン粘土）の影響が最も強く利いた結果である。

式(2-1)に係数を適用して濁度を推定すると図-2-7が得られた。AとBは比較的精度良く濁度を再現できていることが分かる。Cは100ppm以下の値で再現性が低い。これは図-2-6に示されているように土砂濃度が100mg/l以下の時に線形性が保たれていないためである。

以上より、粒径に対する応答性はセンサーごとに異なり、応答性の良いセンサーでは濁度と粒径の関係を定式化できることが示された。

(3) 土砂濃度の推定

前節では土砂濃度と濁度及び粒径の関係が明らかになったので、次に実際の河川を想定して、粒度分布を持った混合粒径土砂の土砂濃度を推定する。

粒度分布が分割数 k 、それぞれの粒径に対する重量比が P_i として与えられているとき、各粒径の土砂濃度 SS_i と濁度 T_{bi} は次式で与えられる。

$$SS_i = SS \times P_i \times k \quad (2-2)$$

$$T_{bi} = \alpha \left(\frac{1}{d_i} \right)^n SS_i \quad (2-3)$$

$$T_b = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k T_{bi} \quad (2-4)$$

これらを整理すると、次式が求まる。

$$SS = T_b / \alpha \sum_{i=1}^k \frac{P_i}{d_i^n} \quad (2-5)$$

検証に用いるのは表-2-2に示した3種類の混合土砂であり、この粒度分布（粒径別の混合比）と計測濁度を式(2-5)に代入して元の土砂濃度を推定した。図-2-8に土砂濃度の推定値と設定値の比較を示す。AとBについては、誤差が1~2割程度あるが、線形性が良いためまずまずの結果であるといえる。

したがって、濁度と粒度分布から土砂濃度を求めるためには、まず単粒径に対する濁度応答関係を求め、次に混合粒径土砂を用いた実験によって式(2-5)の検定を行えばよい。

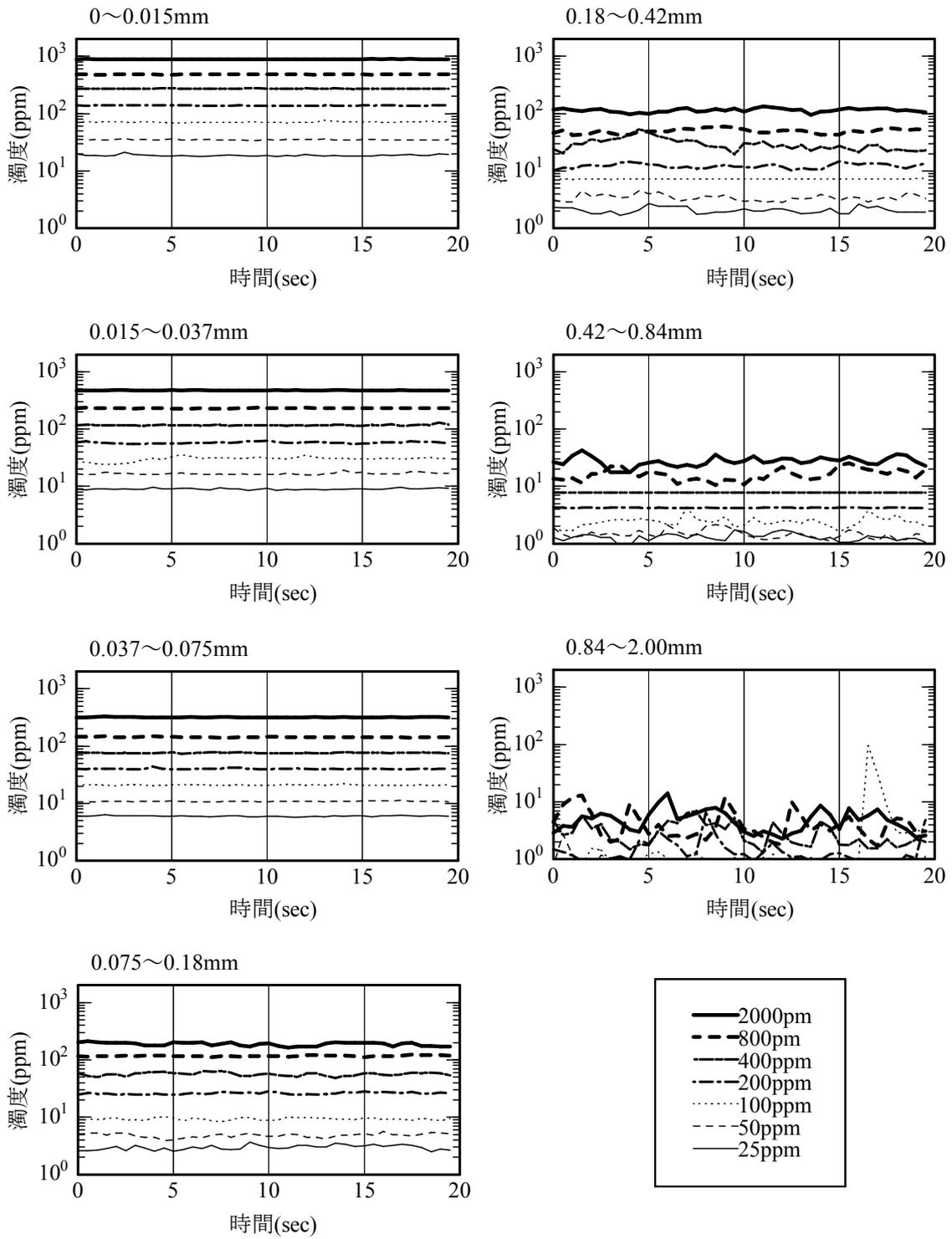


図-2-5 (1) 各粒径土砂に対する濁度計測結果 (センサーA)

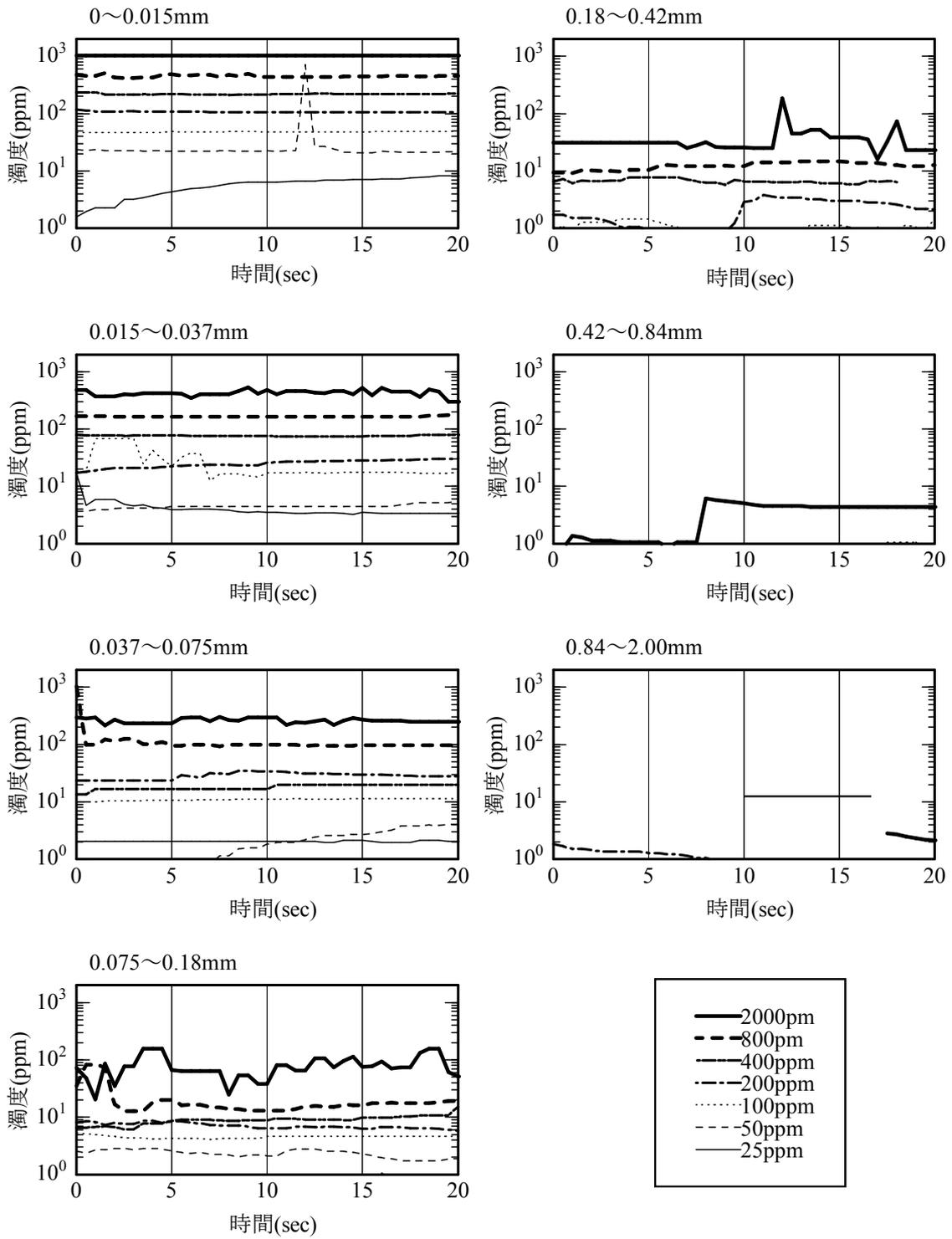


図-2-5 (2) 各粒径土砂に対する濁度計測結果 (センサーB)

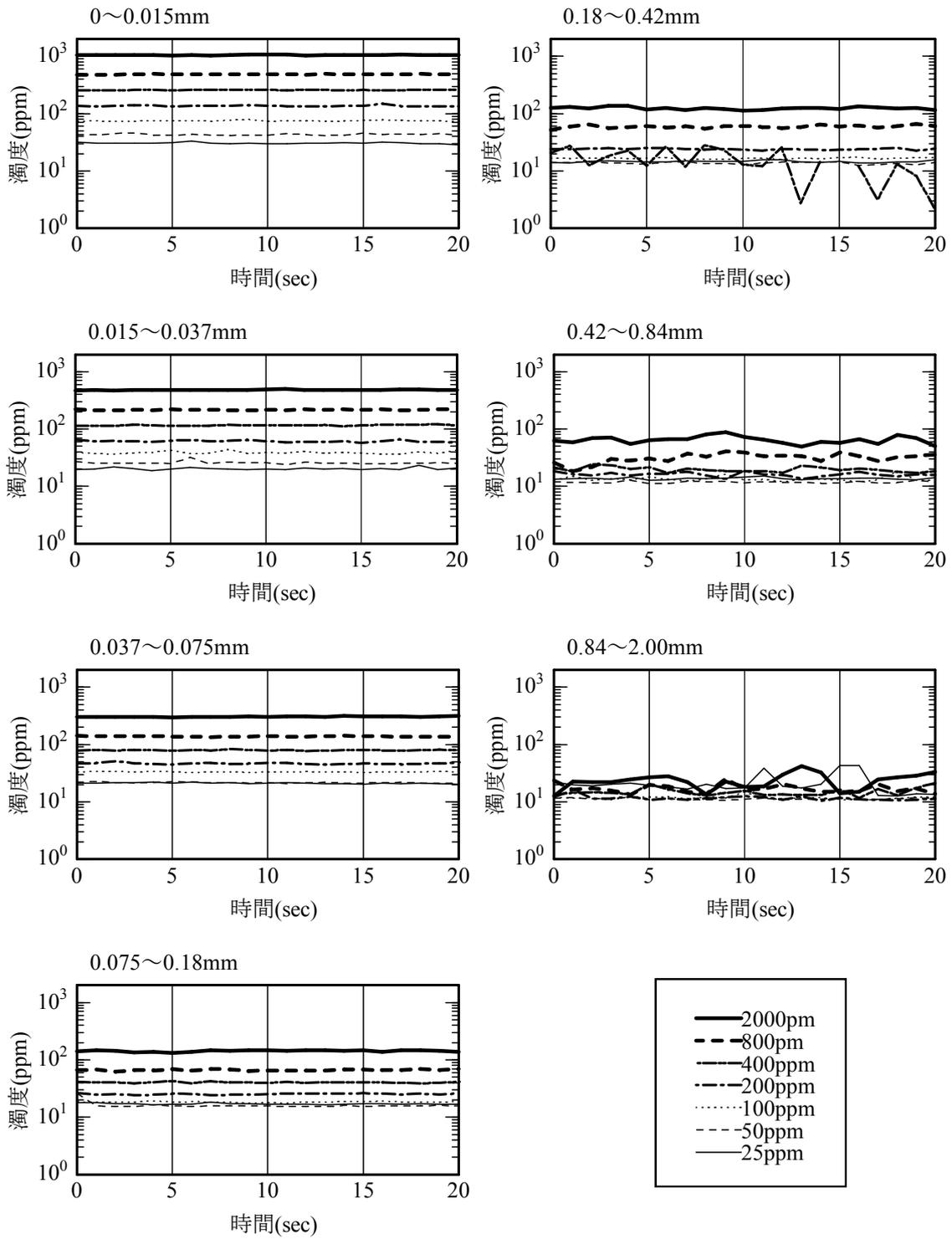


図-2-5 (3) 各粒径土砂に対する濁度計測結果 (センサーC)

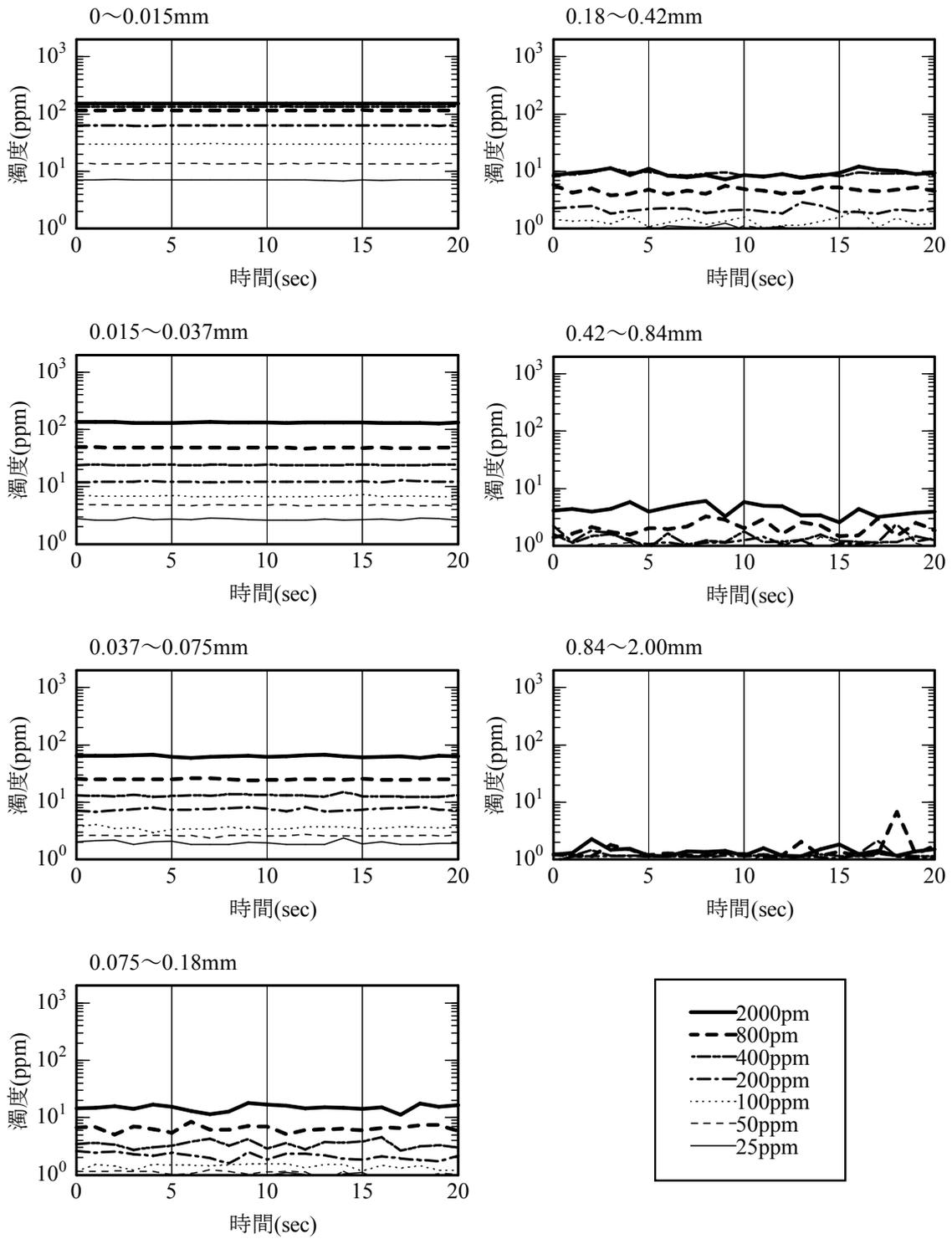


図-2-5 (4) 各粒径土砂に対する濁度計測結果 (センサーD)

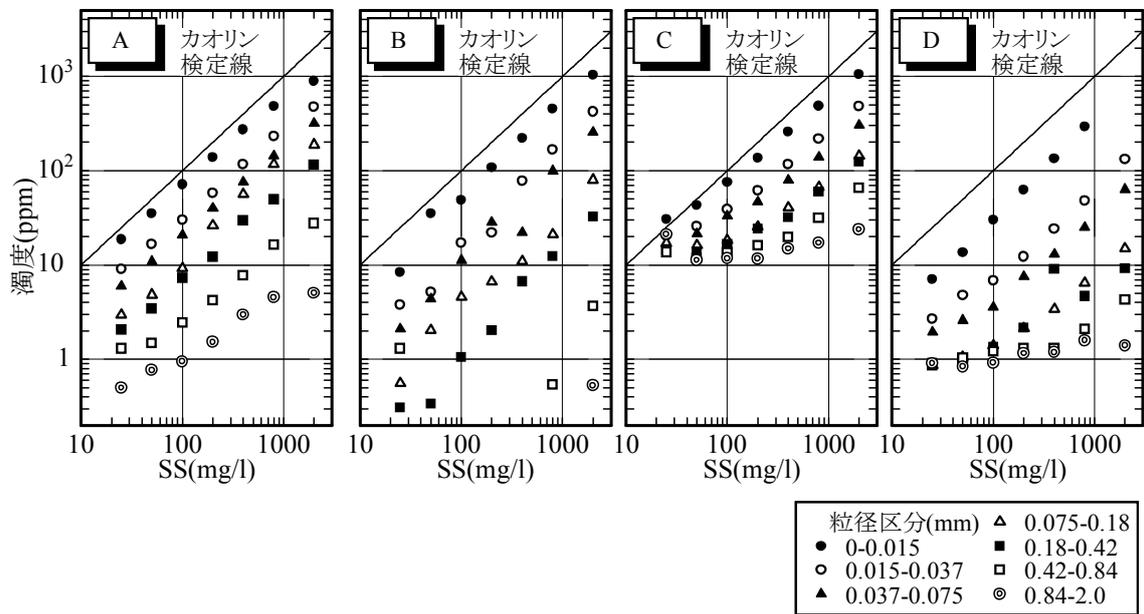


図-2-6 各粒径土砂に対する土砂濃度と濁度の関係 (センサーA~D)

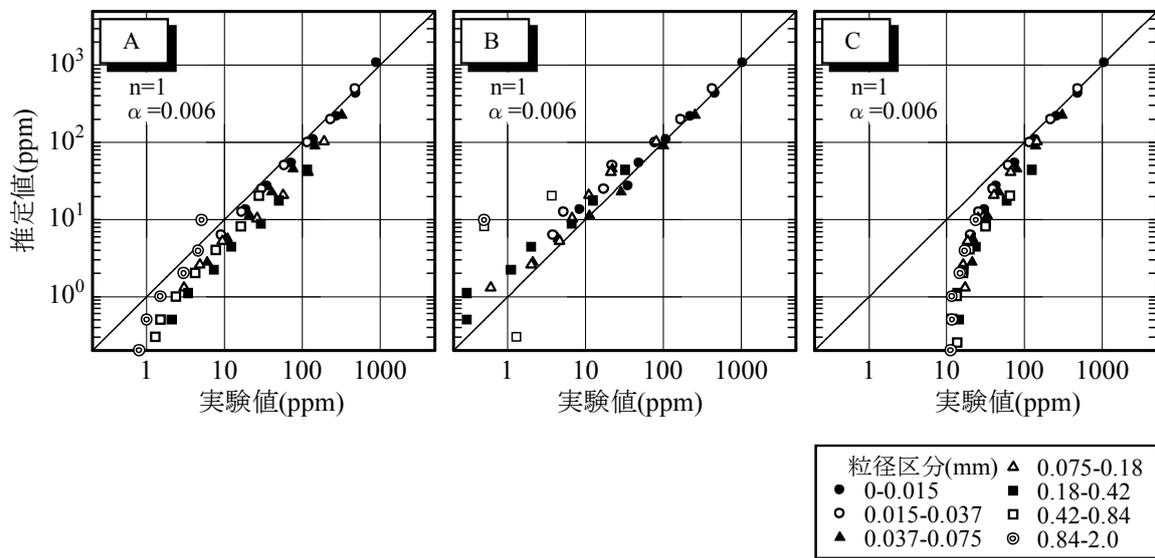


図-2-7 粒径と土砂濃度から推定した濁度の検証

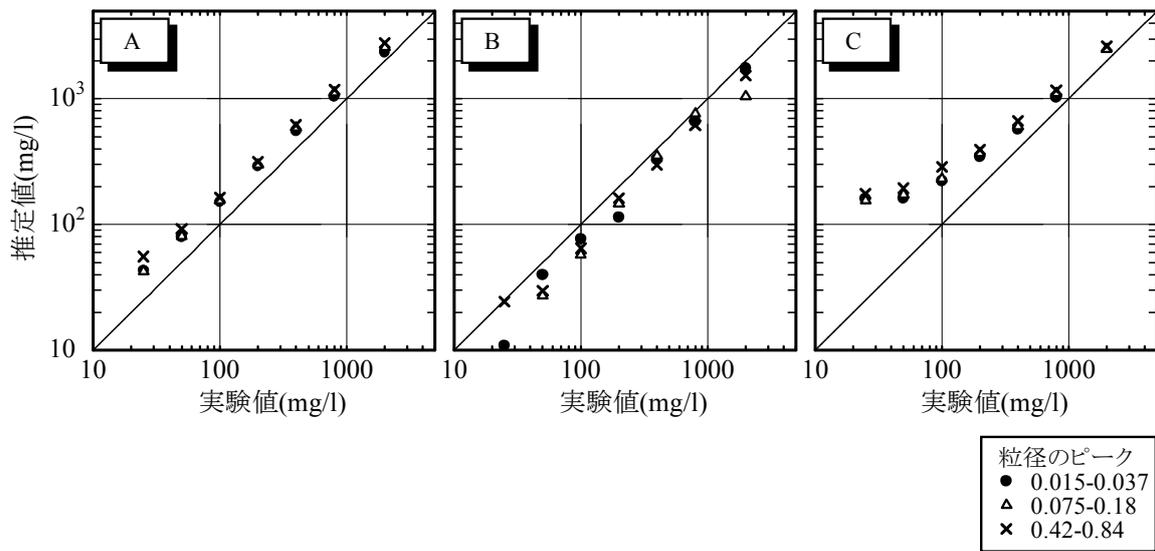


図-2-8 混合粒径土砂の粒度分布と濁度から推定した土砂濃度の検証

2-2-4 現地での適用範囲

これまでの結果をまとめると、濁度計が感知できる土砂粒径は機種による差があるが上限が概ね 0.42mm 程度である、濁度計の応答は粒径依存性が非常に強い、濁度と粒度分布から土砂濃度を推定できる、となる。

一方、現地で土砂観測することを考えて上記の結果を言い換えると、河道を流れる砂分は把握できず、土砂濃度を知るためには粒度分析を行う必要がある、ということになる。そのため、初めに述べた「土砂モニタリングの有効なツール」とはあまり言えなさそうである。

しかし多くの洪水観測では、粒度分布を無視しても濁度と土砂濃度の相関は高いことが示されている（清水ら，1998；張ら，1994；川村ら，1997；坊野ら，1998；山口ら，2000）。本研究の実験結果と現地観測事例の違いは何であるか。

これを確かめるために、先に実施した混合粒径土砂の実験結果について、図-2-9 に粒度分布（混合比）及び、土砂濃度と濁度の関係（センサーA）を示す。混合粒径のピークは1オーダー以上異なるが、濁度は2割程度しか変わらない。濁度は細粒成分に強く反応するため、実験で最小粒径の比率を同じにしたことがこの結果を導いている。したがって、シルトや砂の構成比が変化しても濁度にはあまり影響を及ぼさないとと言える。

次に、現地観測事例として、図-2-10～12 に宮城県七ヶ宿ダム流域における洪水時の採水観測結果を示す。この流域には2つの河川が流れ、合流した直後にダムに流入している。1996年9月の洪水時に現地観測を実施し、2河川とダム上流端でバケツ採水を行い、その場で濁度を計測した後に実験室でSSと粒度分布を分析した。なお、この調査結果は著者のうちの一人が本研究とは別に実施したものを引用している（横山ら，2000）。

図-2-10の上段は洪水概況、下段は各地点での懸濁土砂のD50の時系列である。これにより、河川Aの代表粒径は0.01～0.02mm、河川Bは0.03～0.04mm、ダムは0.005～0.007mmと地点ごとに分布が異なるものの、洪水の流況変化による粒径の変動は少ないことが分かる。

また、図-2-11に粒度分布の一例として河川Aとダム地点のピーク流量時の分析結果を示す。河川では粘土から砂まで含まれているが（0.0003～0.4mm）、ダム地点では細かい成分のみとなっている。これは、停滞水域に流入したことで分級されたためである。

このような特徴を持つ各地点の濁水について、「濁度－土砂濃度の相関」は図-2-12のようになり、地点ごとに異なる関係が現れた。河川AとBでは、Aの方が粒径が細かいため濁度もわずかに高くなっている（もっとも、この程度は現地計測における誤差の範囲と考えても良い）。また、ダムでは粒径が河川の1/5程度と小さかったため、濁度にもその傾向が明確に現れている。

別の観測事例として、図-2-13、14に白川での洪水時の採水観測結果を示す。図の上段は洪水概況、下段は懸濁土砂のD10、D50、D90の時系列である。白川の観測地

点は下流の1地点のみであり、観測及び分析方法は上と同じである。これより、**図-2-13**はピーク流量が $95(\text{m}^3/\text{s})$ であり、**図-2-14**は $1,100(\text{m}^3/\text{s})$ と大きく異なるにもかかわらず、粒径(D50)は $0.009\sim 0.02\text{mm}$ の範囲にあり、大きな変動は見られない。

図-2-10, 11, 13, 14のような粒径変動特性がどの程度一般性を有するかは分からない。しかし多くの河川で固有の「濁度-土砂濃度の相関式」が示されており、このことから逆に考えて、流域地質条件や河床勾配、水理量などが大きく変化しなければ流送される土砂の粒径構成もあまり変わらない可能性が高い。

以上より、濁度応答は粒径依存性が高いが、現地で移動している土砂の特性を把握しておけばモニタリングツールとして活用できると言える。つまり、予め採水分析によって地点ごとに「濁度-土砂濃度の相関式」を作成し、濁度のみから土砂濃度を推定することとなる。

例えば、河道の定点で連続観測を実施する場合、流送される土砂の粒径構成はあまり変わらず、また粒度分布が粘土から砂まで広範囲にわたっているために、予め作成した「濁度-土砂濃度の相関式」により砂分を含んだ通過土砂濃度を通年で時系列的に把握できるであろう。

そこで次に、濁度計による通過土砂量の推定精度について検討を行う。

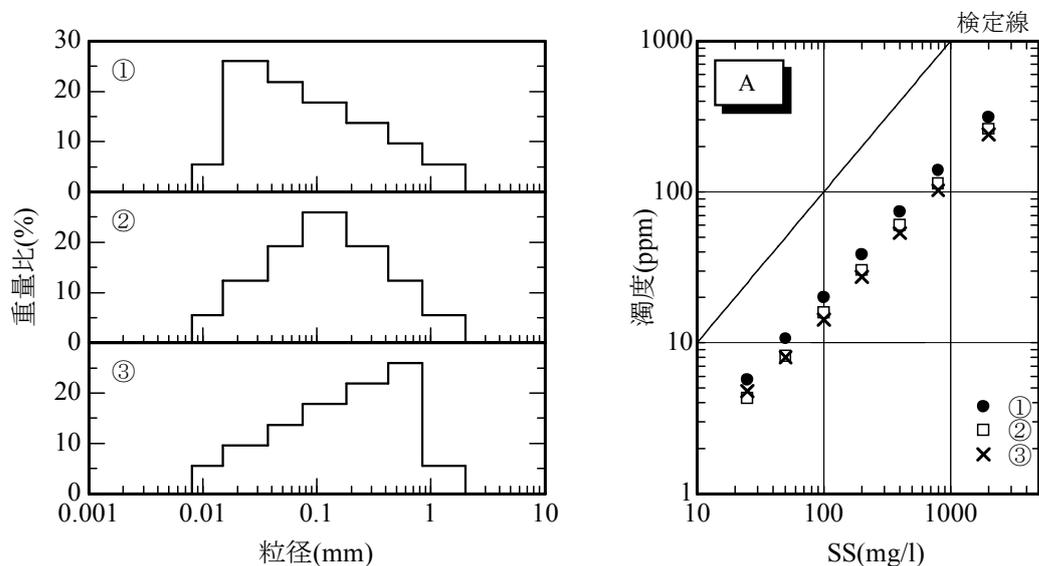


図-2-9 混合粒径土砂の粒度分布(左)と各土砂に対する濁度出力(右)

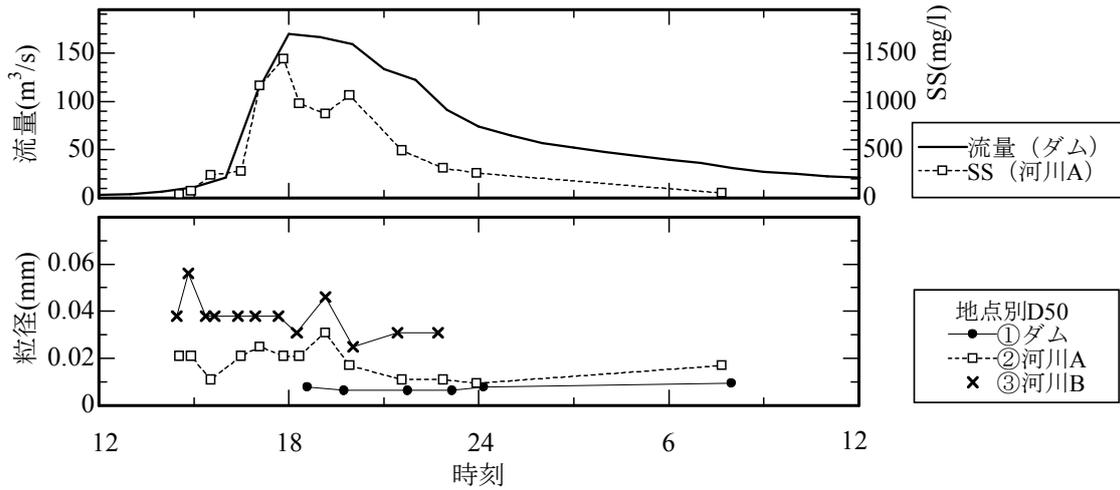


図-2-10 洪水時懸濁土砂の粒径時系列 (宮城県七ヶ宿貯水池流域)

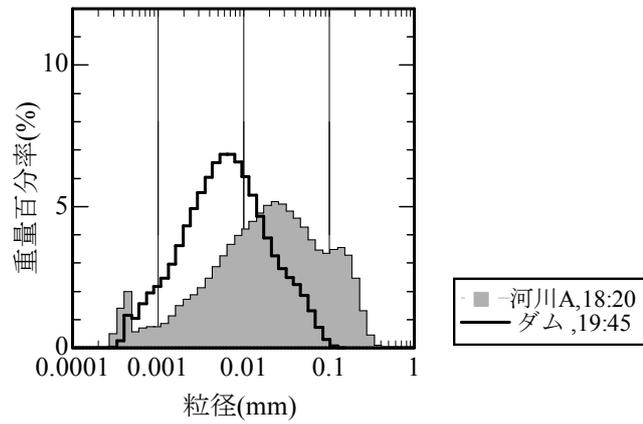


図-2-11 粒度分布の例

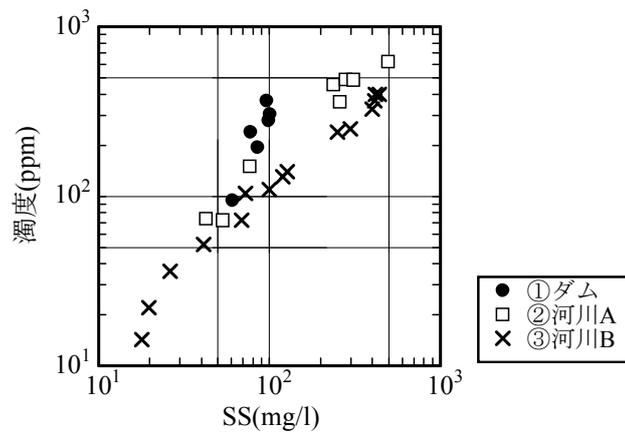


図-2-12 土砂濃度と濁度の地点別相関

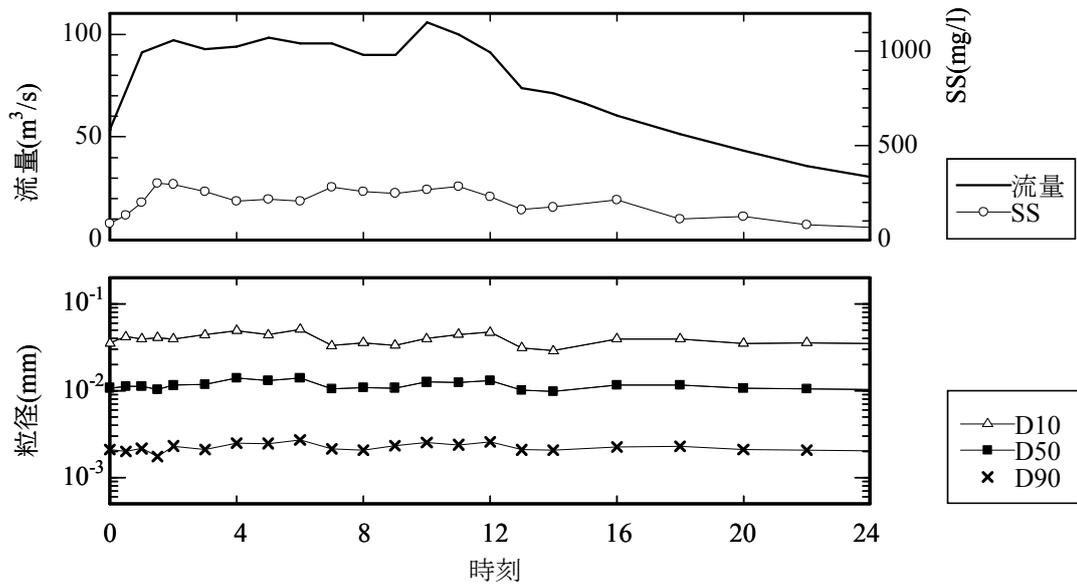


図-2-13 洪水時懸濁土砂の粒径時系列 (白川, 2001/6/14)

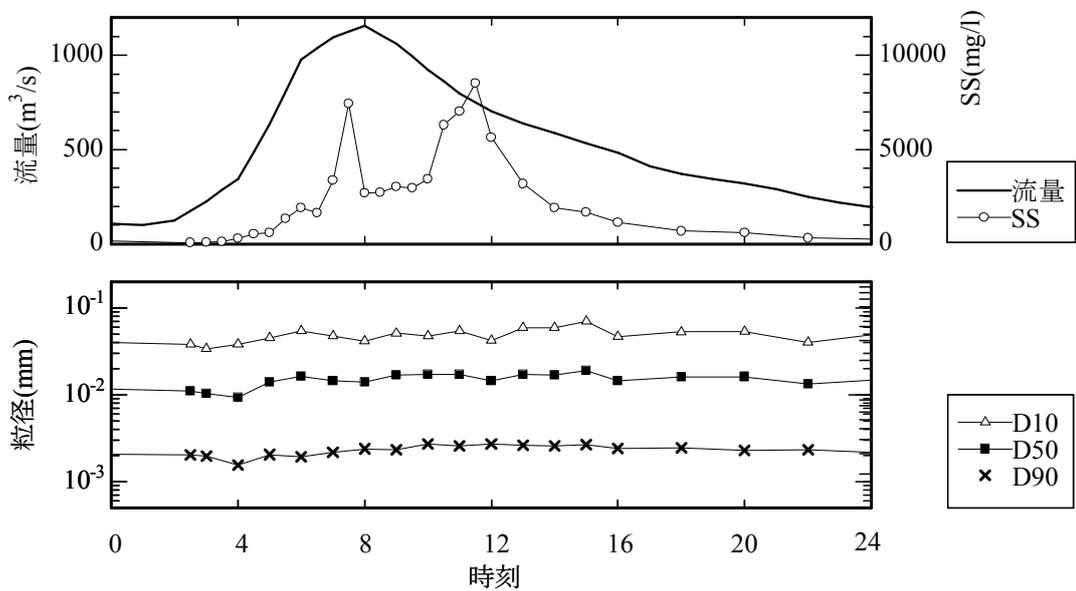


図-2-14 洪水時懸濁土砂の粒径時系列 (白川, 2001/6/29)

2-3 濁度計による通過土砂量の計測精度

2-3-1 一洪水での精度検証

ここでは、一回の洪水で貯水池に流入した土砂量を検討する。貯水池への流入土砂量は流入端における濁度計測から求め、この土砂が貯水池に堆積した結果をセディメントトラップによる調査から求めて、両者を比較する。なお、この調査結果は著者のうちの一人が本研究とは別に実施したものを引用している（横山ら、2000）。

（1）観測方法

試験対象地は宮城県七ヶ宿ダム貯水池であり、図-2-15 に貯水池の平面図と観測地点を示す。貯水池の総貯水容量は約 $1.0 \times 10^8 \text{m}^3$ であり、オールサーチャージ方式で常時表層放流を実施している。貯水池上流端には貯砂ダム（総貯水容量は約 $1.0 \times 10^6 \text{m}^3$ ）が設置されている。流域面積は約 240km^2 であり、このうち 185km^2 が上流河川の流域で（77%）、残りの 55km^2 は貯水池に直接接している残流域である。上流河川は貯砂ダムを經由して貯水池に流入する。

貯水池への流入土砂量を計測するために、貯砂ダムの越流部分に自記式濁度計（アレック電子製、MTB-16K）を設置し1時間間隔で連続計測した。また洪水時には、30分から2時間間隔で越流濁水をバケツにより採水して、その場で濁度と水温を計測し、その後採水を実験室に持ち帰ってSSと粒度分布を分析した。

貯水池内の土砂堆積量は、貯水池の10地点において湖底から1mの高さにセディメントトラップ（口面積： 92.2cm^2 、高さ：20cm）を設置して計測した。セディメントトラップの設置期間は、洪水前から洪水後にかけての約1ヶ月間である。なお、この貯水池では洪水時に表層放流を実施しているため、ほとんどの濁質は貯水池内に沈殿すると考えてよい。

（2）精度検証

検証材料は1996年9月22日の洪水である。洪水時の採水分析の結果、濁度とSSの相関は図-2-16 のようになった。これより、両者の相関は高いことが分かるので、この相関関係を用いて濁度時系列をSS時系列に変換する。図-2-17 に貯砂ダムにおける流量とSS時系列を示す。この洪水で貯水池に流入した土砂量は、SSに流量をかけて時間積分して求めた。

一方、この洪水による貯水池の土砂堆積量（SS沈殿量）は図-2-18 に示す分布となった。ここで、セディメントトラップは洪水を挟んで1ヶ月間設置したため、洪水以外の平常時の沈殿も見込まれる。しかし、この量を直接求めることは出来ないため、洪水のなかった同年6月から8月までに計測した沈殿量より日平均沈殿量を算出して、検証期間の平常沈殿量を求めた（図の白抜き部分）。正味の洪水時沈殿量は、各地点の全沈殿量から平常時沈殿量を差し引き、これに地図上で区分した各地点の支配面積をかけて合計した。

計算の結果、貯水池への総濁質輸送量は 1,084ton となり、一方、貯水池内の総沈殿量は 1,213ton となった。沈殿量の方が 1 割ほど多いが、これは残流域（全流域面積の 23%を占める）からの流入の影響であると考えられ、このことを考慮すれば両者は概ね一致していると言える。

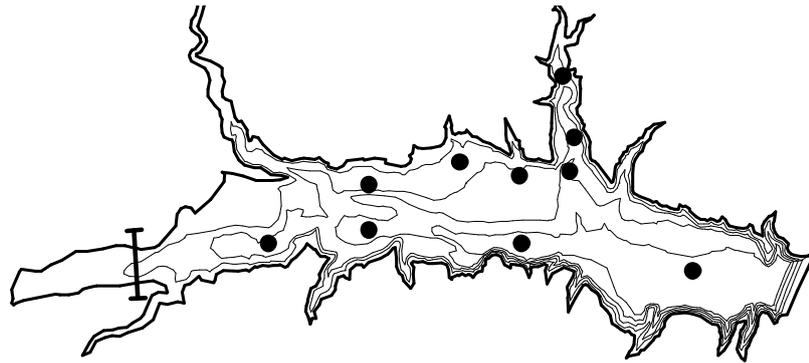


図-2-15 七ヶ宿貯水池の平面図と観測地点

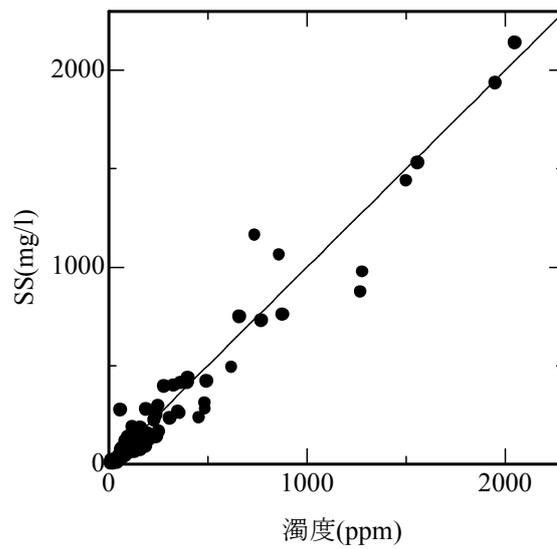


図-2-16 濁度と SS の相関

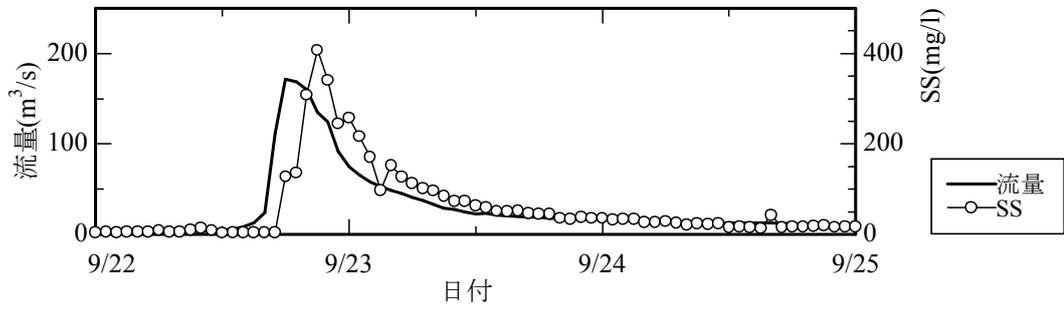


図-2-17 貯砂ダムにおける流量とSSの時系列

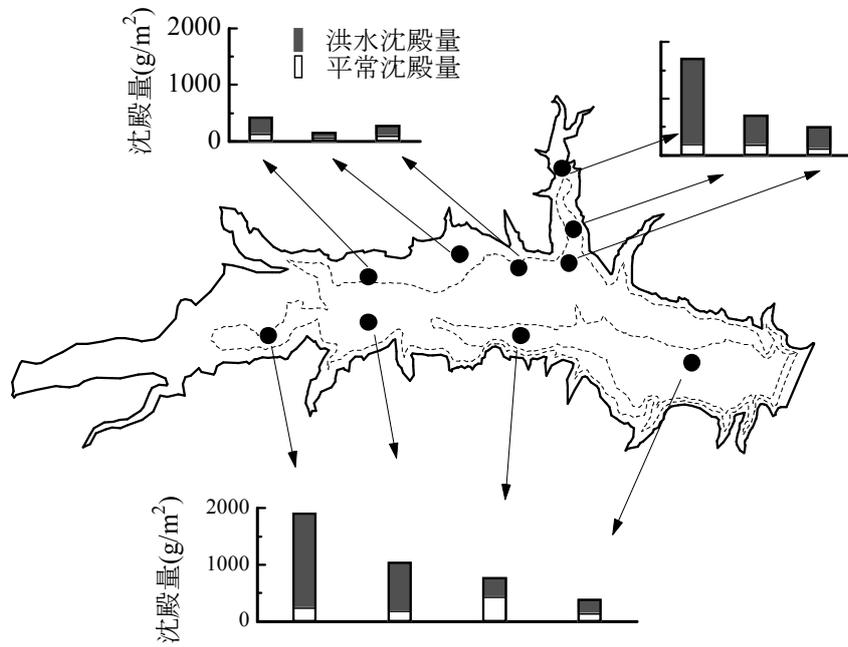


図-2-18 貯水池内の土砂堆積量分布

2-3-2 一年間を通じた精度検証

ここでは一年間に汽水湖に出入りする懸濁土砂量を検討する。汽水湖への流入土砂量は上流河川における濁度計測から求め、一方、汽水湖から海域への流出土砂量は、感潮河道における濁度及び流速鉛直分布の計測から断面通過量として求める。この両者の差から汽水湖での一年間の堆積量を求め、地質学的な堆積速度と比較する。

(1) 観測方法

観測対象地は茨城県那珂川水系涸沼川である。図-2-19 に流域の概要と観測地点を、図-2-20 に涸沼下流域について河床縦断面図を示す。涸沼川は標高 300~500m の低平山地に源を發し、流路延長 65km、流域面積 459km² である。涸沼川は下流の沖積平野において支川の涸沼前川が合流して涸沼に流入する。涸沼は湖面積が約 9km²、最大水深 3.1m、平均水深 2.1m と浅く、また湖面標高は 0m である。さらに、涸沼は約 8km の感潮河道を通じて那珂川河口に接続しており、日常的に塩水が遡上する汽水湖となっている。

上流河川での観測では、涸沼川本川と支川の 2ヶ所に濁度計（写真-2-1）と水位計を設置し、2000年9月1日から2001年8月31日までの1年間にわたって20分間隔で連続モニタリングした。濁度計の設置状況を写真-2-1に示す。また、各地点に自動採水機を設置して、洪水時には毎正時に濁水を1リットルずつ採取した。サンプルボトルは洪水終了後に回収して、実験室でSSと粒度分布を分析した。

また、流量の公的な観測データは無いため、独自に洪水流量観測を実施してH-Q式を作成し、水位より流量を求めた。ここでは年間の物質輸送量を検討するため、洪水時の大流量だけではなく低水流量についても精度が必要である。そのため、2つの河川について、流域面積比と年間累積流量の割合の整合性、流出率の整合性を検討して、低水流量を補正した。

感潮河道では河口より6kmの地点に超音波流速計と濁度計、塩分水温計を設置し、30分間隔でモニタリングした。観測期間は上流と同じである。超音波流速計は河床に設置して鉛直上方の流速分布を計測し、濁度計と塩分水温計は河床より1m、4m、7mの位置に係留した。

本観測で用いた機器類は、濁度計（アレック電子製 ATU-8M）、水位計（ダイバー）、塩分水温計（アレック電子製 MDS-CT）、超音波流速計（RDI社製 ADCP1200 kHz）、自動採水機（ISCO6700）である。

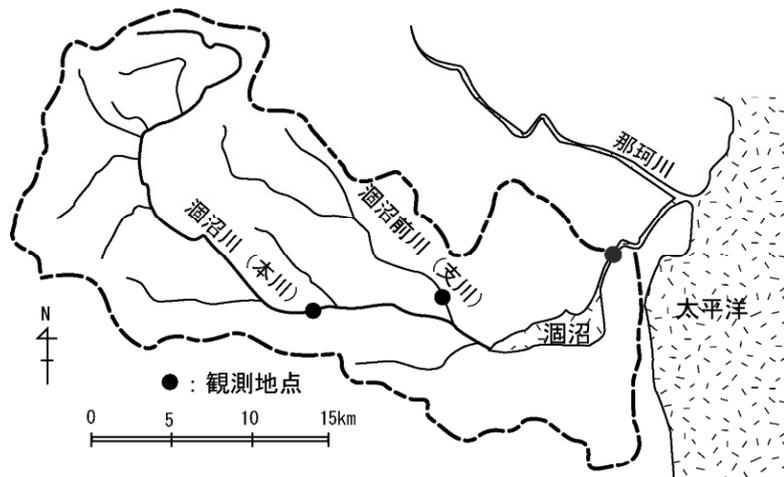


図-2-19 涸沼流域の概要と観測地点

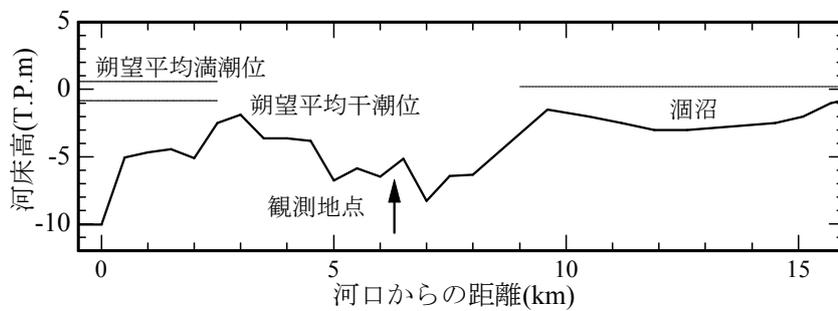


図-2-20 涸沼下流域の河床縦断面図



ワイパーによりセンサー周辺だけ汚れの付着がない



水位標識にゴムバンドで固定

写真-2-1 ワイパー機能付き濁度計 (左) とその設置状況 (右)

(2) 上流河川の観測結果

図-2-21 に涸沼川本川の濁度モニタリング結果を示す。図の上段は河川流量，下段が濁度である。これより，濁度が洪水時に発生している様子が捉えられており，一年間にわたってデータが連続的に取得できていることが分かる。この観測で用いた濁度計にはワイパー機能があり（写真-2-1），光学センサーの汚れやゴミを計測直前に除去することが可能であるため，安定して計測が行われた。なお観測期間の流況は，最大流量が $125\text{m}^3/\text{s}$ であるが，一方で過去 11 年間の平均年最大流量は $134\text{m}^3/\text{s}$ であるため，この年は平均的な出水規模であったと言える。

洪水観測により得られた SS と濁度のデータを整理したところ，図-2-22 に示す相関図が得られ，ここでも高い相関が認められた。そのため相関関係を用いれば，濁度時系列データから一年間の SS 時系列データを作成することが出来る。これについては後に解析する。

(3) 感潮河道の流れの状況

涸沼下流の感潮河道における平常時の流れの典型例を図-2-23 に示す。流速・塩分・濁度のいずれもほぼ全層一様となっているが，上げ潮や下げ潮によって流れが逆転する際にわずかに勾配が生ずる。白川や多摩川の感潮河道で観測された高濁度水塊（後述）は，ここでは 1 年を通じてほとんど確認されなかった。その原因については現時点では不明である。

なお，参考までに河口で合流している那珂川の 8km 地点での観測結果を示すが（図-2-24），那珂川では塩水楔が形成されて塩淡二層状態となっている。両者に違いが生ずる要因は次のように推測される。

那珂川の河床縦断形状は平坦であるが，涸沼下流域は河口から 3km の地点に浅いマウンドがあり，ここで混合が促進される可能性がある。次に，感潮河道の上流端には涸沼（湖面標高 0m）が存在し，その容積は感潮河道の約 10 倍ある。そのため，塩水の遡上・後退による水位変動が涸沼で緩衝されて海面と湖面の相対水位差が大きくなり，流れが大きな流速になる可能性がある。平均流速は約 $\pm 0.4\text{m}/\text{s}$ であり，水塊は 6 時間で約 8.5km 移動する。これは，海水（もしくは湖水）が河口と涸沼の間を一潮汐で往復している計算となり，強混合的な速い流れを生み出す要因となっていると考えられる。

(4) 涸沼の懸濁土砂の通過状況

涸沼における土砂の通過状況をみるために，図-2-25 に涸沼川と感潮河道における 1 ヶ月間の濁度の時系列を示す。7 月 18 日に平均年最大流量に対して半分程度の規模の洪水が発生し，それに伴って河川では濁度が上昇したが感潮河道ではほとんど濁度の上昇がみられない。

この洪水で発生した河川水の総量は 340万 m^3 であり，一方涸沼の容積は $1,900 \text{万 m}^3$ であるため，湖水を全て入れ替える規模ではない。そのため，涸沼で一旦滞留する

間に沈殿し、あるいは希釈されることによって流出水の土砂濃度が低下したと考えられる。

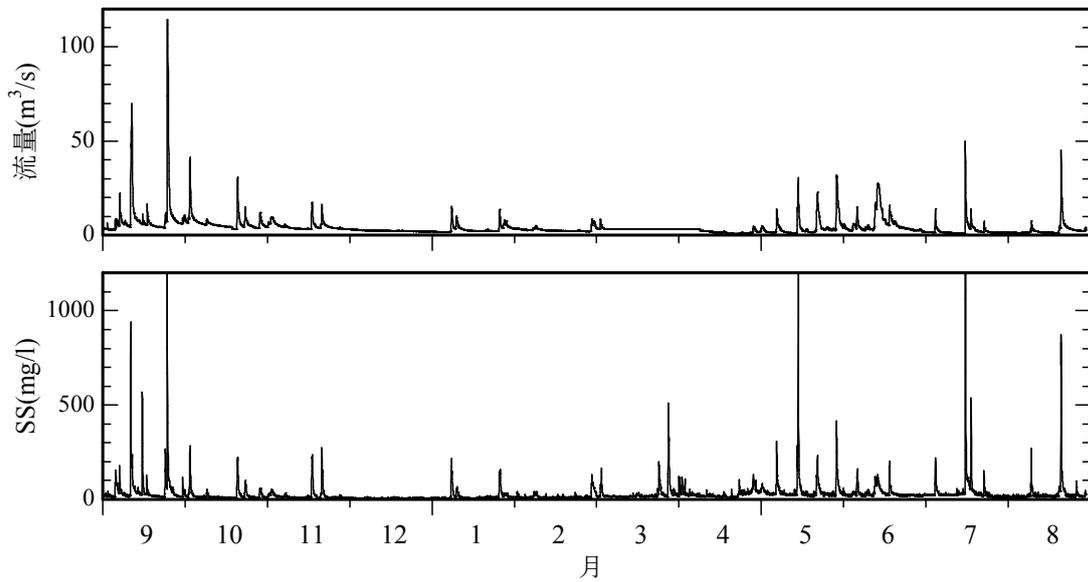


図-2-21 澗沼川本川の濁度モニタリング結果 (2000年9月~2001年8月)

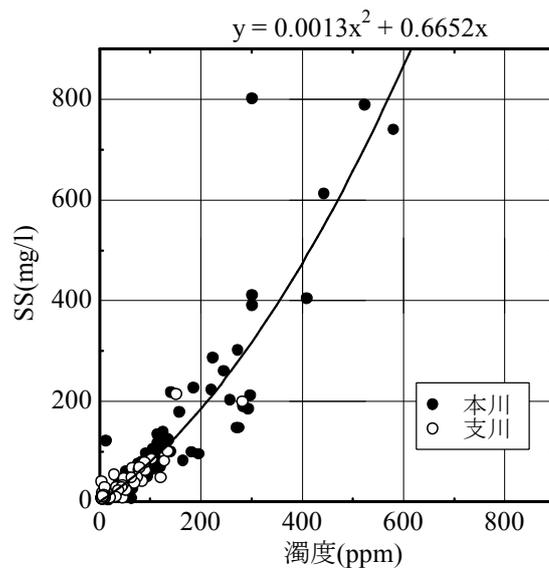


図-2-22 濁度とSSの相関

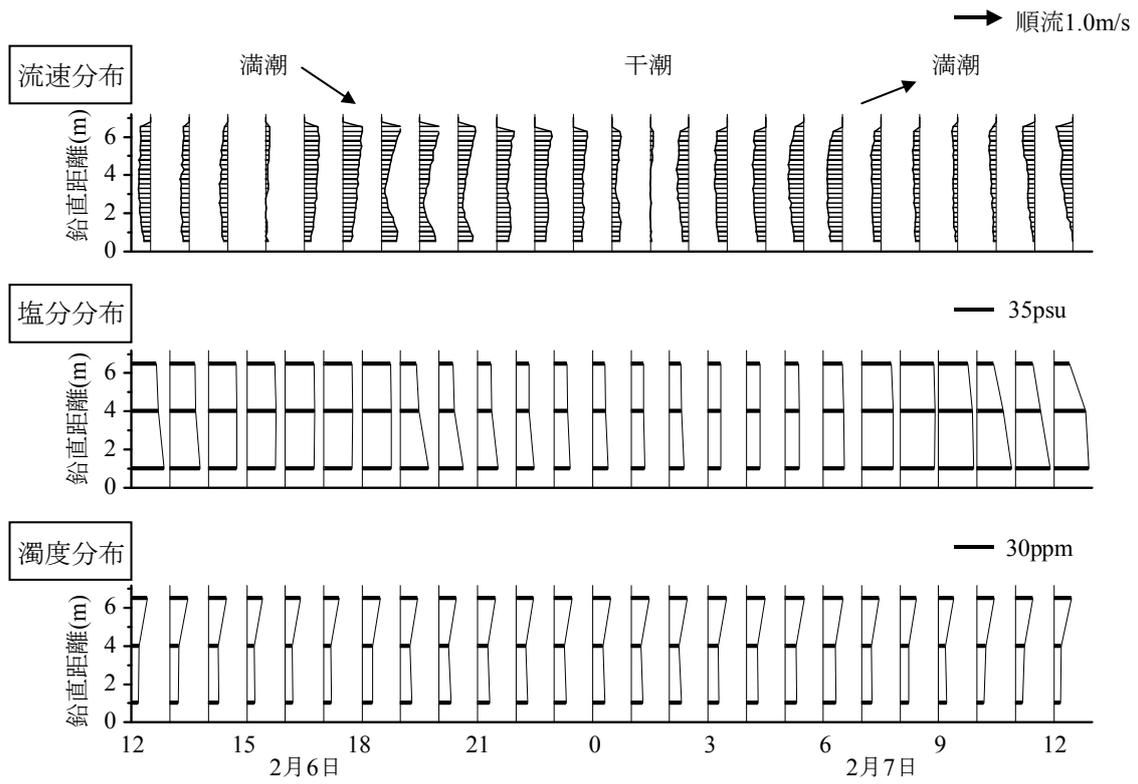


図-2-23 涸沼下流の感潮河道における平常時の流況
 (流速分布・塩分分布・濁度分布の24時間時系列, 大潮)

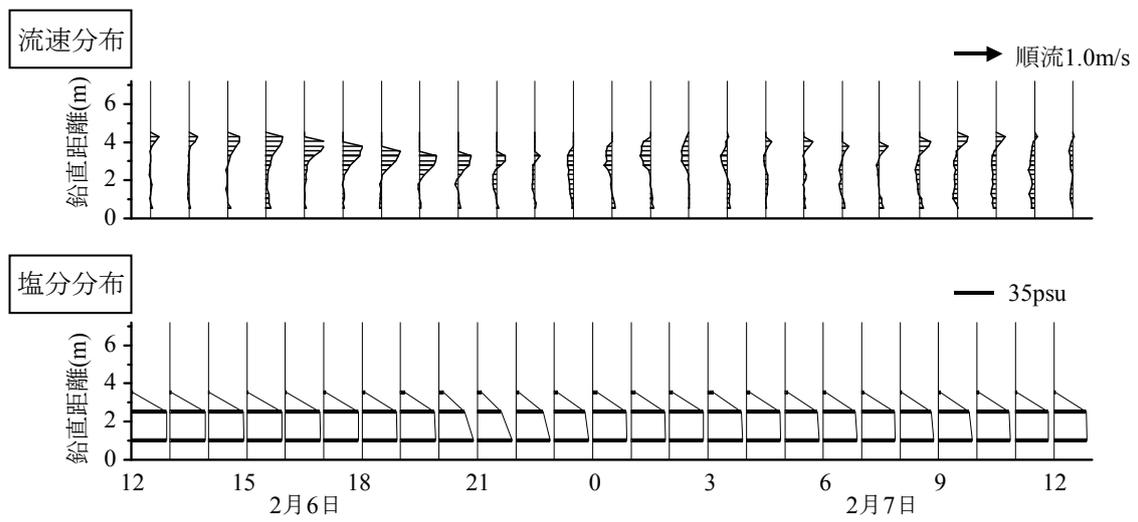


図-2-24 那珂川の感潮区間における平常時の流況
 (流速分布・塩分分布の24時間時系列, 大潮)

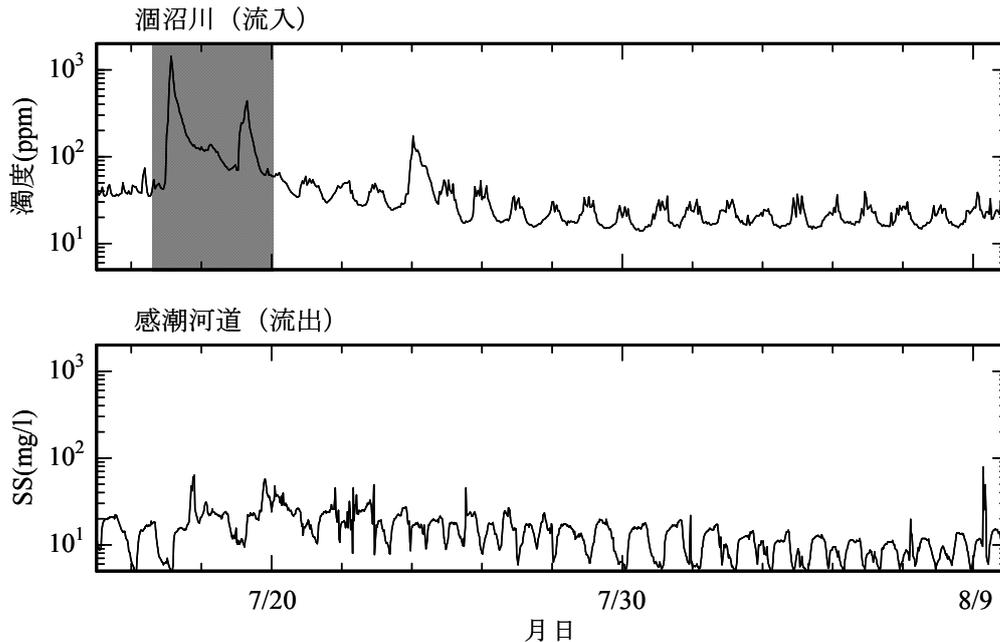


図-2-25 澗沼川と感潮河道の土砂通過状況の比較（2001年7月）

(5) 精度検証

これまでの上流河道と感潮河道の観測結果を用いて、1年間の土砂輸送量と澗沼内部への堆積量を計算する。

計算対象期間は図-2-21に示した2000年9月1日から2001年8月31日までの1年間である。澗沼川（本川・支川）から澗沼に流入する懸濁土砂量は、濁度観測値をSSに換算して流量と乗じることで求めた。澗沼から河口に流出する懸濁土砂量は、3水深の濁度観測値をSSに換算して、また流速の鉛直分布データから上中下3断面の通過水量を求め、両者を乗じて求めた。ただし、流速の計測は河央で実施しており、横断面内で見れば最強流速を計測しているため、平均流速は観測値の8割と仮定した。

なお、既往の調査によれば澗沼湖盆の堆積物はシルト・粘土であり、比重は2.55～2.65、含水比は100～300%とのことである（阿須間ら、1998）。したがって、流入河川と流出河川でそれぞれ濁度計により計測した懸濁土砂の差分が澗沼の湖盆に堆積していると考えてよい。また、上記含水比より土砂の密度は1.26とした。

計算結果を図-2-26に示す。図は上から、河川流量と濁度、感潮区間の中層濁度、流入流出水量、流入流出土砂量である。まず、流出入水量を比較すると、両者はほぼ一致しており、上流での流量観測と感潮河道での流速分布観測が整合していると言える。

次に、流出入土砂量を比較すると、澗沼に流入する懸濁土砂は洪水イベントごとに累積されてゆくのに対し、流出する懸濁土砂は洪水の影響をあまり受けずに徐々に出てゆく様子が分かる。したがって、流入する土砂の大半は澗沼で滞留する間に堆積し

て行くと言える。計算の結果、流入土砂量が $11,380\text{m}^3$ 、流出土砂量が $3,230\text{m}^3$ となり、両者の差から涸沼には1年間に $8,150\text{m}^3$ の懸濁土砂が堆積していた。これを湖盆の面積で割ると堆積厚さは 1.02mm となった。前述の通り、この年は平均的な出水規模の年であるから、平均堆積速度は 1mm 程度と見てよい。

一方、湖盆の底泥調査より地質学的に推定された堆積速度（表-2-4）は 1mm/year であり、濁度計測から得られた堆積速度と一致した。なお、浜名湖や中海・宍道湖といった汽水湖でも $1\sim 8\text{mm/year}$ 程度の値となっており、河川上流域のダム湖に比べて非常にゆっくりと堆積していることが分かる。

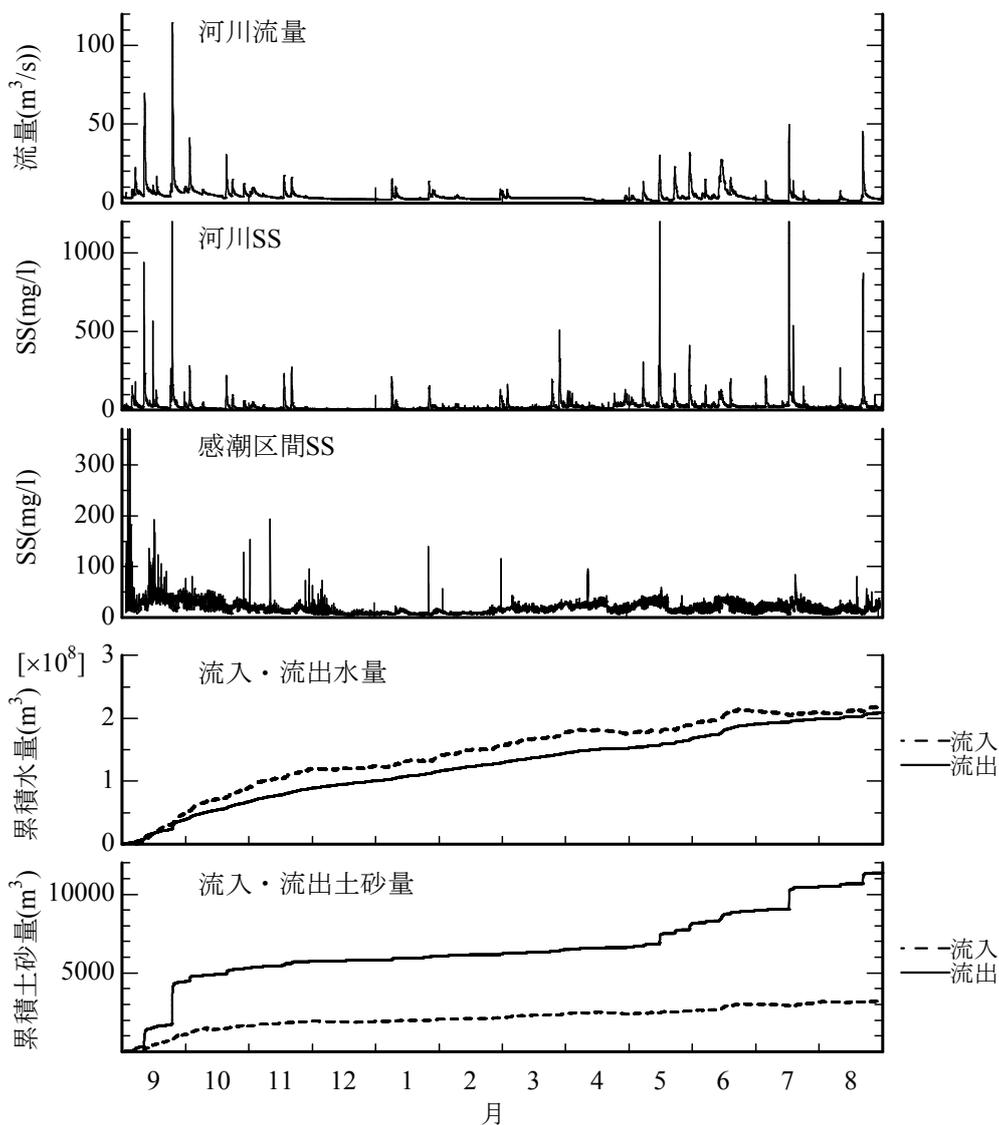


図-2-26 涸沼の年間流入・流出土砂量(2000.9~2001.8)
(河川流量, 河川SS, 感潮区間SS, 流入流出水量, 流入流出土砂量)

表－２－４ 湖沼の土砂堆積速度

種別	名称	堆積速度 (mm/year)	分析方法	文献
汽水湖	涸沼	1	堆積厚の地質学的判断	阿賀野ら,1998
	浜名湖	3	C14法,地震履歴	森田ら,1998
	中海	2.5	C14法,火山灰	三瓶ら,1994
	宍道湖	1.25～7.5	硫黄濃度分析	田村ら,1996
ダム湖	東北地方12 ダム平均	1,550	年間堆砂量	建設省,1997

2-3-3 精度検証のまとめ

河川に濁度計を設置して連続モニタリングした結果、長期的に安定して計測が可能であることが分かった。また、洪水時に濁水を採取してSSを分析した結果、水域ごとに濁度とSSの相関関係が見いだせることが分かった。

次に、濁度とSSの相関式を用いて濁度の時系列データをSSデータに変換し、これを時間積分したところ、一回の洪水で貯水池に輸送される懸濁土砂量と、一年間に湖沼に輸送される懸濁土砂量がそれぞれ別の方法で求めた堆積量とほぼ一致した。

以上より、濁度計はセンサー周辺の高々数センチの範囲を光学的に計測しているに過ぎないが、これを河川横断面内のある一点に簡易的に設置するだけで、懸濁土砂の輸送量を時系列的に非常に精度高く把握できることが示された。ただし、この方法では掃流砂の観測は出来ない。

2-4 超音波流速計による浮遊土砂移動量の推定方法

2-4-1 基本的な考え方

超音波流速計（写真-2-2）は音波のドップラー効果を利用して、多層の流速を同時に計測をする機器であり、次の原理で測定を行う。図-2-27 に示すように、送受信器から水中にパルス状の超音波を発射し、水中の浮遊粒子やプランクトンなどによる反射波を受信し、その反射波と発信音の周波数の差から、送受信器と水中の音波反射体との相対速度を求める。

ここで、超音波は水中の浮遊粒子に当たって反射するため、その反射強度は粒子濃度と相関があると考えられる。そのため、超音波の反射強度から懸濁土砂濃度を精度良く推定することができれば、一台の超音波流速計から流速と土砂濃度の鉛直分布が同時に得られ、超音波流速計が計測している鉛直軸上の通過土砂フラックスを推定することが可能になる。

なお、超音波の反射強度から水中の懸濁土砂濃度を推定するアイデアは川西ら（1996）によって提案されており、本研究のオリジナルではない。しかし本研究は、河川や感潮河道において懸濁土砂の通過量を精度良く計測することを目指している。

そこで、超音波流速計の機種による応答特性の違いを明らかにして土砂濃度によく反応する機種を見だし、この機種を用いて数百 mg/l にも及ぶ幅広い濃度範囲において土砂濃度の推定精度を検証する。次に、超音波流速計が計測している流速鉛直分布の河道横断面内における代表性を調べ、流量の計算方法を検討する。最後に、これらの結果を用いて河道の断面通過土砂量を計算して、河道の土砂堆積量と比較することで精度検証を行う。

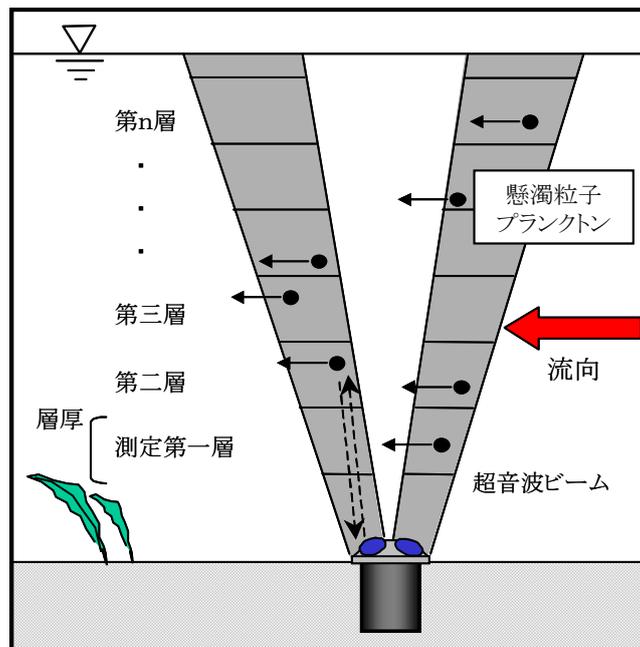


図-2-27 超音波流速計の計測模式図



写真－2－2 (a) 超音波流速計 (Narrow Band Type : 1.5MHz, 有線式)



写真－2－2 (b) (Narrow Band Type : 2.0MHz)



写真－2－2 (c) (Broad Band Type : 1.2MHz)

2-4-2 計測方法

テスト場所は熊本県白川の河口であり、感潮区間が4.4kmある。白川河口は有明海に面しているため、干満差が最大で4m程度ある。干潮時には海面が最深河床よりも低くなるため、河道の塩水は全て流出し、一方、上げ潮時には海水が河川水を押し上げながら強混合状態で逆流する。そのため、感潮区間における河川水と海水の出入を比較的単純化して考えることが出来る。

図-2-28にテスト場所の河床縦断図を示す。超音波流速計は河口0kmと河道3kmの滯筋部の河床に埋設し、2000年11月から10分間隔で測定している。測定層厚は0.2m、河床面からのブランクは0.2mである。

現在、超音波流速計は2機種があり、超音波技術の違いから Narrow Band type と Broad Band type に分けられる。そのため、この2つを同じ地点に設置して流速精度や土砂濃度への応答特性がどの程度異なるのか比較することとした(写真-2-2(b)と写真-2-2(c))。以下、前者をNBタイプ、後者をBBタイプと称する。なお、音波が干渉しないように発振時間帯をずらした。

また、超音波流速計による水量及び土砂量の計算精度を検証するために、各地点の底面上0.25mで濁度モニタリングを実施し、さらに2001年9月4日に濁度・SS・塩分・水温の鉛直分布を10分間隔で36時間にわたって計測した。本研究では、流れの向きを河川から海域に流出する方向をプラスとして全ての解析を進める。

感潮区間への淡水流入量は上流(河道13km)で熊本工事事務所が計測した流量を用いた。河川流量はH-Q曲線から推定されているが、年間の流出率を計算して、流量値が大きな誤差を持っていないものと判断した。

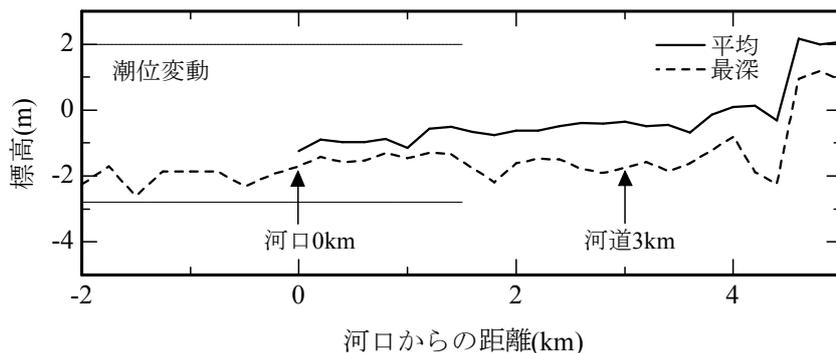


図-2-28 テスト場所(白川の感潮区間)の河床縦断図

2-4-3 機種を選定

各センサーの反射強度と SS の時系列を図-2-29 に示す。両項目は同じ位置のデータを比較している。これより NB タイプは 2 つの波形の相似性が非常に高く、一方で BB タイプは相似性が低い。なお、別の水域（多摩川）でセンサー周波数 1.5MHz の NB タイプ（写真-2-2 (a)）を使用した事例を図-2-30 に示す。こちらも高い相似性が見られる。したがって、土砂濃度を推定するには NB タイプの超音波流速計が適していると判断した。

ただし、Zhu ら(2000)らは海域での調査において BB タイプでも相関がみられると報告しており、その結果は本研究ほど高い相関を示していないものの、両タイプの違いについてはより多面的な比較検討が必要である。

また、その他の性質について記すと、反射強度の距離減衰は NB タイプでは見られるが BB タイプでは見られない（図-2-31）。流速については、BB タイプは発振ピン数が NB タイプの半分以下でも精度は高いため、本来の流速計測の性能では BB タイプが優れている（図-2-32）。

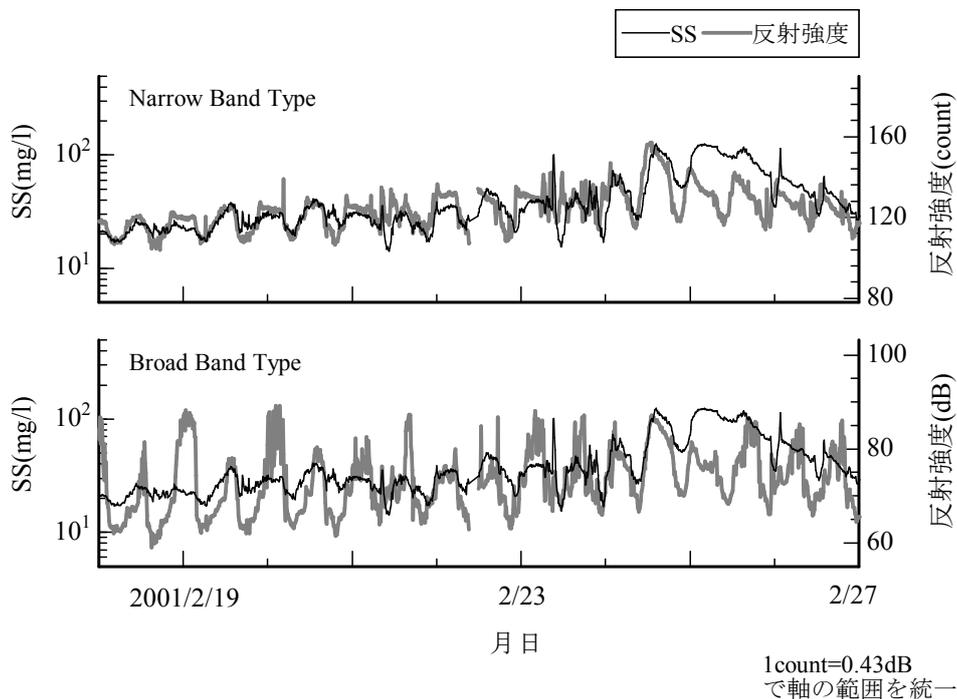


図-2-29 各センサーの反射強度と SS の時系列（2001，白川河口）

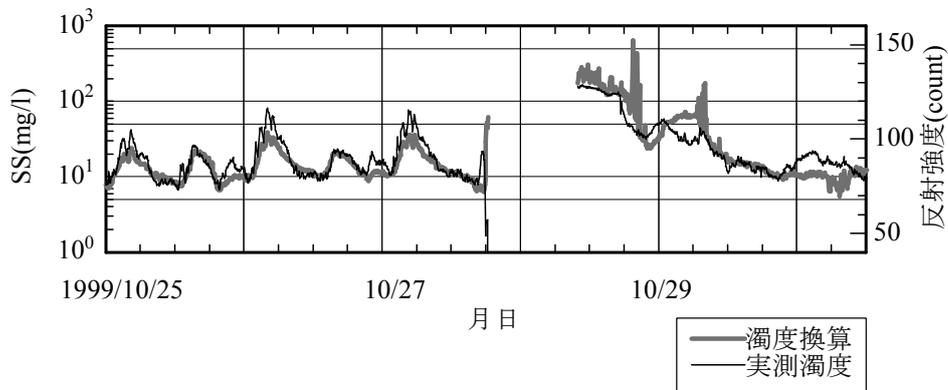


図-2-30 NBタイプの反射強度とSSの時系列(1999, 多摩川河口)

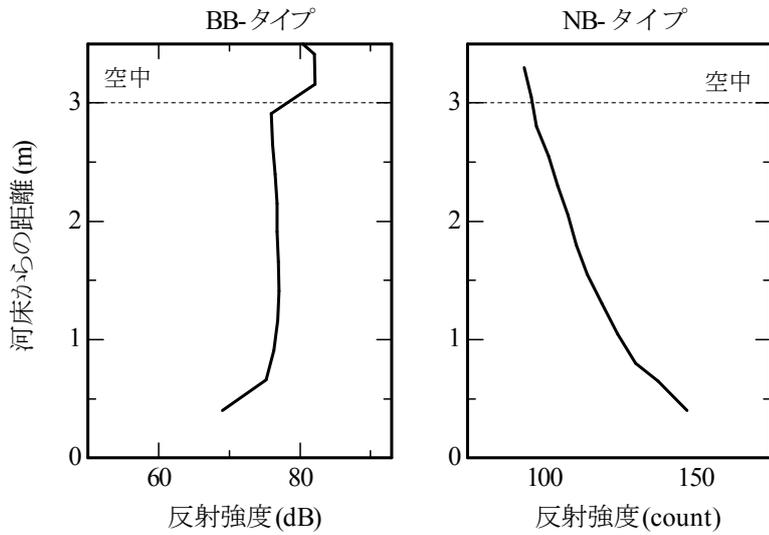


図-2-31 各センサーの反射強度の距離減衰(2001, 白川河口)

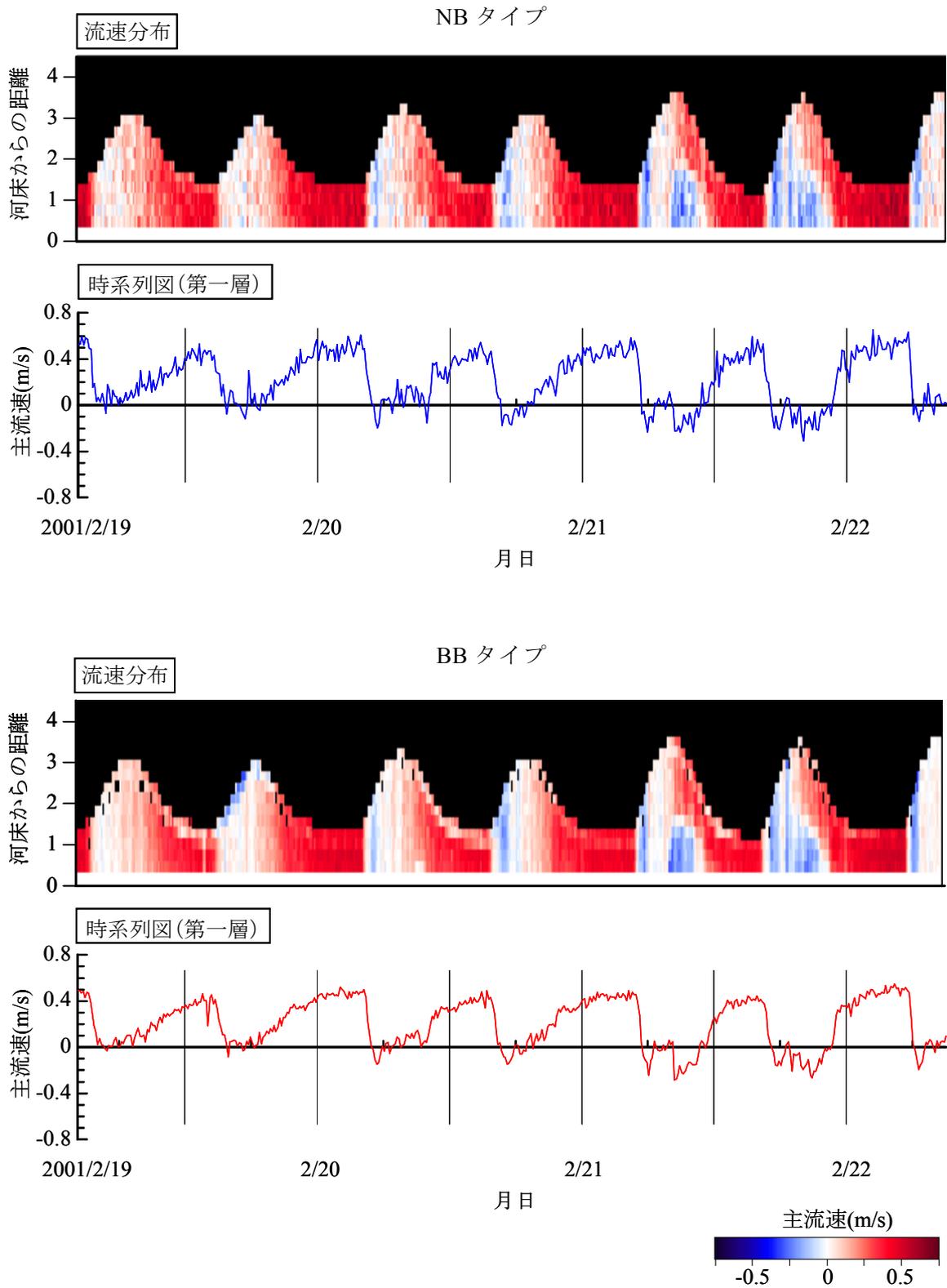


図-2-32 各センサーの流速計測結果(2001, 白川河口)

2-4-4 土砂濃度の推定方法

先ほどの検討をふまえ、NB タイプの超音波流速計について反射強度から土砂濃度を推定する方法を検討する。

海洋における音波伝搬理論として、海中を音波が伝搬する際には諸要因によってエネルギーが損失する伝搬損失があることが知られている。伝搬損失は拡散損失と減衰損失の和として表される。このうち、拡散損失は距離の対数に比例して変化する幾何学的効果であり、減衰損失は吸収、散乱、その他の影響によるもので、距離に比例する効果として説明されている (Robert j.Urick, 1978)。これを式で表すと、次のようになる。

$$T = k \log r + 2\alpha r \quad (2-6)$$

ここで、 T : 伝搬損失 (dB), r : センサーからの距離, α : 吸収係数 (dB/km) である。 α は周波数の関数として、以下のような様々な式が提案されている (実吉ほか, 1960)。

$$\alpha = \frac{40f^2}{4100 + f^2} + 0.0003f^2 \quad (2-7)$$

$$\alpha = \frac{43.5f^2}{7000 + f^2} + 0.00033f^2 \quad (2-8)$$

$$\alpha = 0.22f + 0.000175f^2 \quad (2-9)$$

ここで、 f : センサー周波数(kHz)である。 $f=2.0\text{MHz}$ の場合について (2-7) ~ (2-9) 式から α を計算したところ、概ね 1.1 から 1.3 の範囲であった。そこで $\alpha=1.2$ (dB/m) とした。ただし、本研究で使用した超音波流速計の反射強度の単位は count という単位であり、1count=0.43dB であるため、 $\alpha=2.8$ (count/m) となる。

次に、36 時間観測によって得られた SS と超音波流速計によって得られた反射強度の関係について、同一水深毎に整理したところ図-2-33 (河道 3km) と図-2-34 (河口 0km) のような結果が得られた。また、別の水域 (多摩川) でセンサー周波数 1.5MHz の NB タイプを用いたときの結果は図-2-35 のようになった。

図-2-33 と 34 は相関が非常に高く、図-2-35 は多少ばらつきが見られる。この原因としては、水の物性 (水温, 塩分, SS など) が鉛直方向に不均質なことや、音波の波長 (0.75mm) が懸濁粒子径よりも相当大きいために散乱応答が悪いことが考えられる。特に、センサー近傍の音響データもばらついていることから、後者の影響が大きいと考えられる。本研究ではこれらの要因について詳細に取り扱うのは困難なため、均一な場を仮定した伝搬損失での散乱について考える。

音響強度と濁度の関係について、伝搬損失を考慮した式は次のようになる。

$$40 \log C = I - B + T \quad (2-10)$$

ここで C : 土砂濃度, I : 音響強度, B : 基準音圧である.

係数 B と k は, (2-6) 式を (2-10) に代入して, $C=1$ (mg/l) での音響強度 I を水深毎に整理すれば求まる. 係数 B と k は, これまでの経験から測定の設定 (周波数, 測定層厚, 層数, 平均化時間など) によって変わる. しかし, 現段階ではそれらを定式化出来ていないため, 各サイトでの SS 計測値を用いて個別にキャリブレーションする必要がある.

図-2-33 (河道 3km) の相関を表現できるように B と k を調整すると, 次式が得られた.

$$40 \log C = I - 60 + 45 \log r + 2 \times 2.8r \quad (2-11)$$

また, 図-2-34 (河口 0km) の相関を表現できるように B と k を調整すると, 次式が得られた.

$$40 \log C = I - 77 + 53 \log r + 2 \times 2.8r \quad (2-12)$$

この 2 地点には同一メーカーの同一機種を設置して同一設定で計測したが, それにもかかわらず B と k が地点ごとに異なっていた. この理由としては, 反射強度には浮遊粒子の粒径や密度が反映されるため, 2 地点で SS の性状が異なっている可能性があると考えられる. 詳細は後の章で述べるが, 白川の感潮区間では塩水フロントの遡上に伴って高濁度水塊が成長してゆくため, この過程で土砂粒子のフロック化によって粒径や密度が変化していると考えられる.

図-2-36 に実測 SS と換算 SS の時系列を示す. これより, SS の時系列変化がよく表されていることが分かる. 次に図-2-37 (河道 3km), 図-2-38 (河口 0km) に実測 SS と換算 SS の鉛直分布図を示す. これより上げ潮に伴う濁度上昇の様子や, 満潮時の低濃度の様子など, 細部にわたって非常によく再現できている. 以上より NB タイプの超音波流速計により土砂濃度を推定できることが示された.

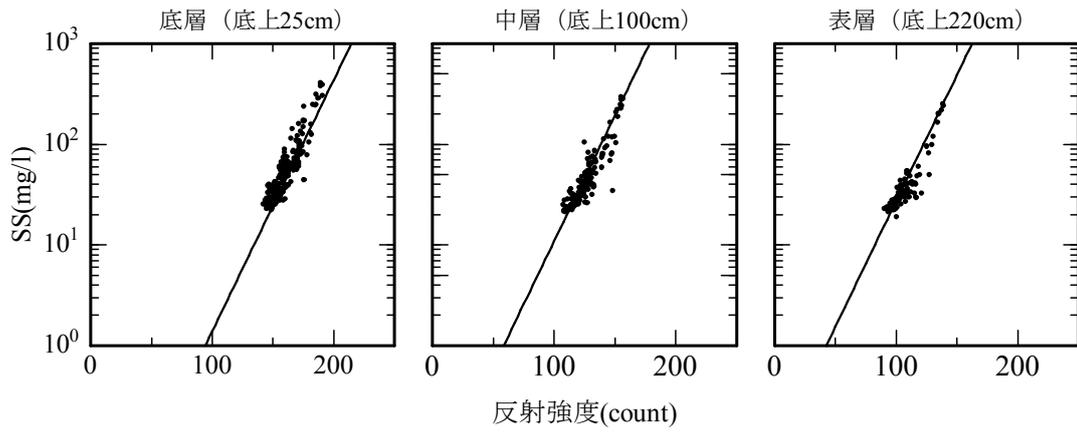


図-2-33 反射強度とSSの相関 (白川河道 3km)

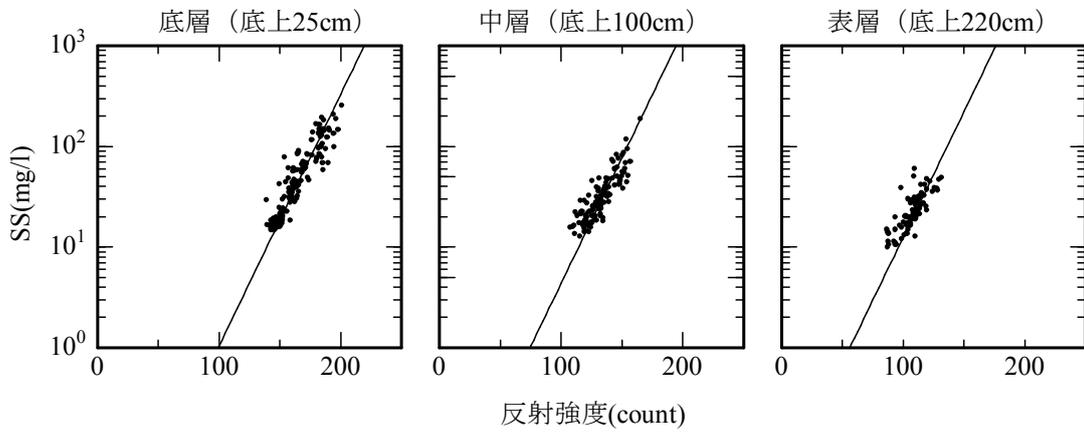


図-2-34 反射強度とSSの相関 (白川河口 0km)

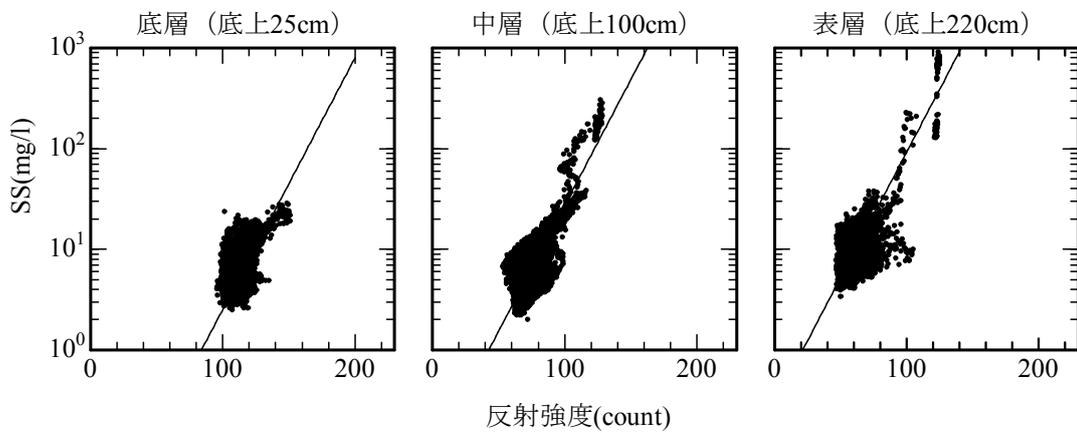


図-2-35 反射強度とSSの相関 (多摩川, 周波数 1.5MHz)

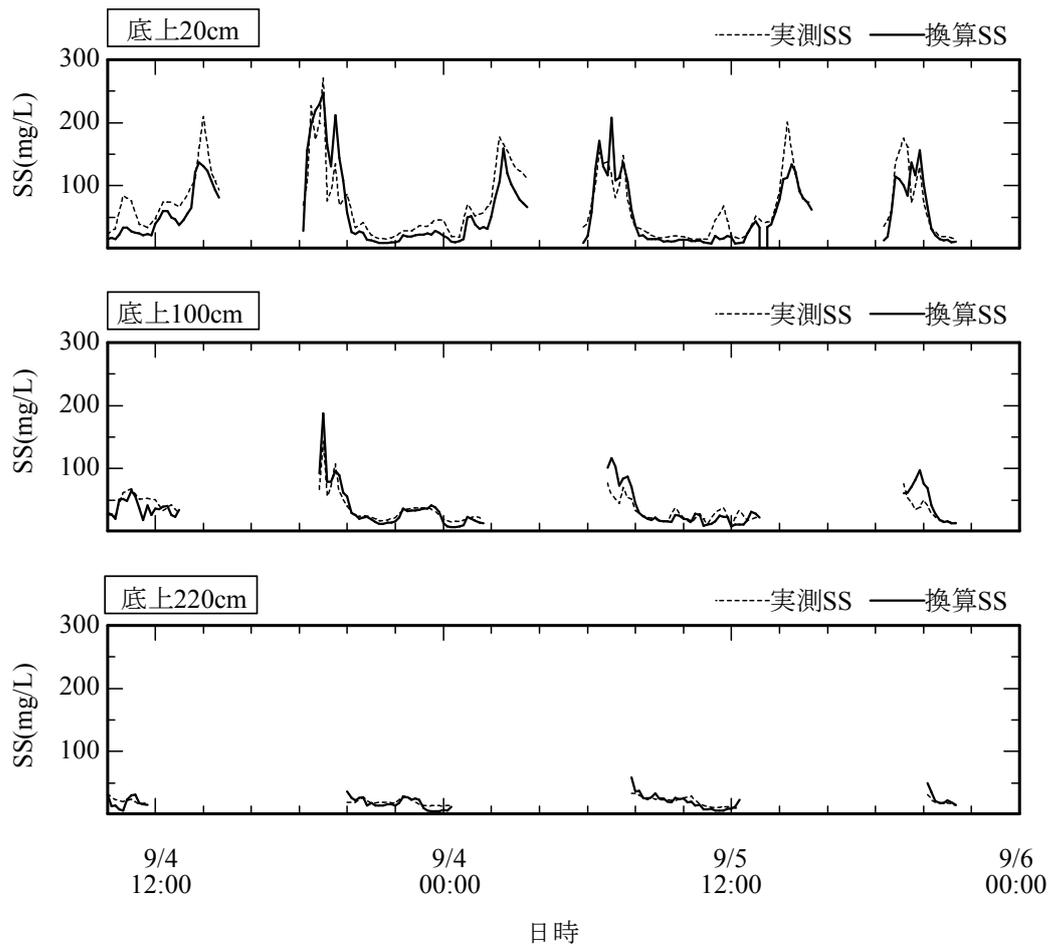


図-2-36 実測 SS と換算 SS の時系列

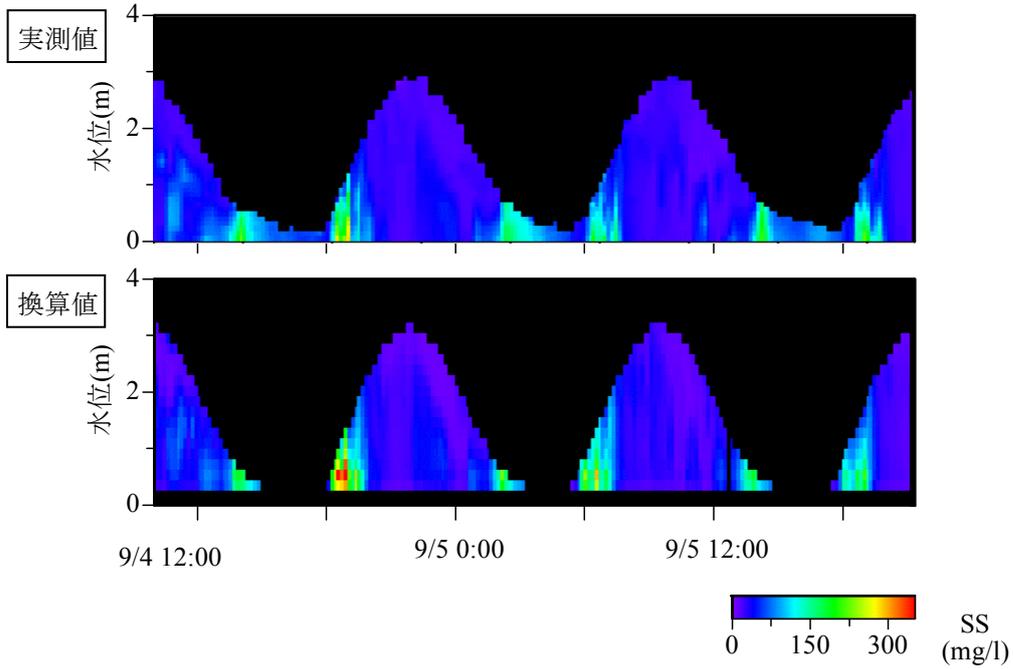


図-2-37 実測 SS と換算 SS の鉛直分布図 (河道 3km)

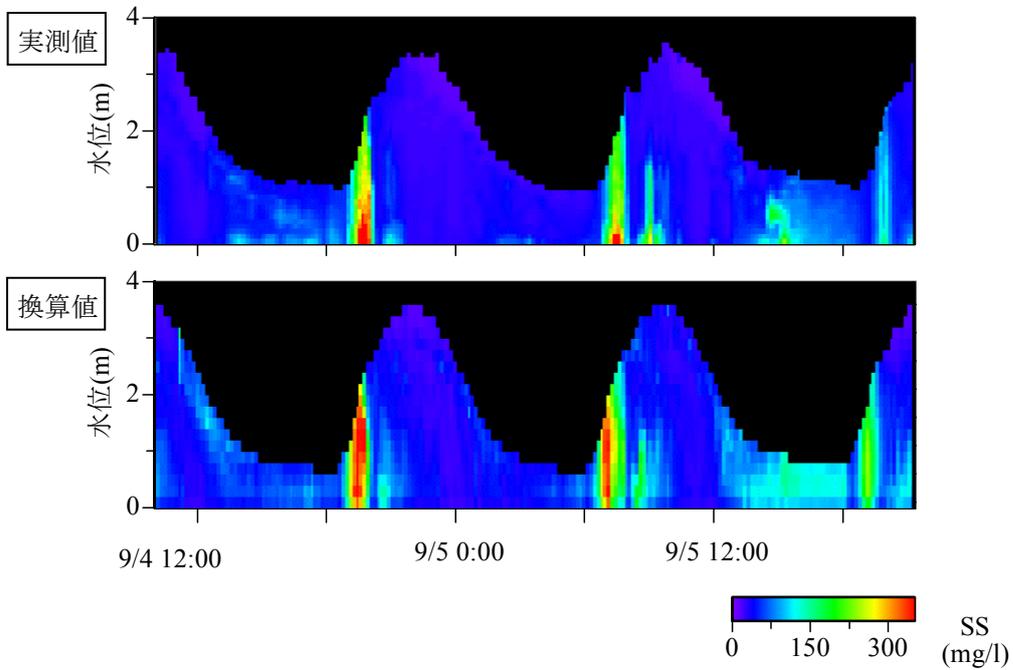


図-2-38 実測 SS と換算 SS の鉛直分布図 (河口 0km)

2-4-5 流量の計算方法

(1) 流速の補正係数

ここでは、流量（断面通過水量）の計算方法について検討する。河川では横断面内で見たとき主流部の流速が最も大きく、河床や岸に近づくほど流速が低下する。本研究では超音波流速計を河床の1点に設置して流速の鉛直分布を計測しているため、河道断面を通過する水量を求めるには、各水深の流速を横断方向の平均流速に変換する必要がある。そこで、横断方向の平均流速とそれから計算される断面通過水量を次のように設定する。

$$V_i = \beta v_i \quad (2-13)$$

$$Q = \beta \sum_{i=1}^n v_i S_i \quad (2-14)$$

ここで、 V_i :横断方向の平均流速、 v_i :測定流速、 Q :通過水量、 i :河床を基準とした測定層の位置、 β :流速補正係数、 S_i :測定層の横断面積である。

流速補正係数 β は、既知の水量と超音波流速計から計算される水量の比較から求められる。既知の水量としては、次に示す理由から感潮河道を満たす塩水の容積と、上流の河川流量を使用した。

36時間観測の結果、感潮区間での塩水と淡水の分布状況は図-2-39（河口0km）、図-2-40（河道3km）のとおりであった。これより、白川の感潮河道では干潮時に塩水がほとんど流出している。また、上げ潮時には強混合で海水が逆流して、河口0kmでは全水深が塩水に、河道3kmでは塩淡水界面が表層付近に存在する。したがって、一回の上げ潮で感潮河道を満たす塩水遡上量は塩水層に相当する河道容積に等しくなる。この検討は、河床地形データ（200mピッチの横断測量資料）と2001年9月4日の36時間観測から得た塩水層厚のデータを用いて行う。

また同様の理由から、一潮汐で見れば塩水の侵入量と流出量が等しいため、一潮汐の通過水量を積分すれば正味の塩水移動量は0となる。そのため、通過水量の計算結果は淡水流量を表しており、累積通過水量と上流からの淡水流入量（河川流量）が等しくなると考えてよい。ただし、淡水流量が少ない場合は各地点間でタイムラグが生じるため、精度向上のために1ヶ月間の累積を計算して検討する。

(2) 計算結果

塩水遡上量の計算結果を表-2-5に示す。超音波流速計から計算される河口0kmの塩水遡上量が115万 m^3 であるのに対し、河口から感潮区間の上端までの満潮時の塩水層に相当する容積は122万 m^3 となった。従って $\beta(0km)$ は1.1となった。一方、河道3kmについては、この地点を遡上した塩水量が20.6万 m^3 で、3kmより上流の満潮時の河道容積が33万 m^3 となり、 $\beta(3km)$ は1.6となった。

次に、淡水流量の計算結果を図-2-41に示す。これより、河川流量と河口0kmの累

積水量はほぼ一致しており β (0km)は 1.1 となった。一方、河道 3km の累積水量は少なく、 β (3km)は 1.6 となった。

以上の 2 種類の検討結果をまとめると表-2-6 になる。また他の期間についても同様の計算をした。他の期間は塩水層厚のデータを取得していないので、淡水流量の比較のみであり、また 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。

これより、9 月については、2 つの方法で求めた流速補正係数 β が地点ごとに概ね一致していることから、 β の信頼性は高いと考えられる。

ここで、超音波流速計は滞筋の河床に埋設したので、横断面内の最強流速を計測していると考えられる。そのため、 β は 1 以下になるはずであるが、9 月の計算結果はいずれも 1 以上となった。一方、9 月以外は β が 1 以下になっている。9 月は計測期間のうちで最も河川流量が少ない時期であったため、各地点において流速の横断分布形状が変化して最強流速を計測していなかった可能性がある。

以上より、超音波流速計により得られた流速鉛直分布を地点ごとに補正して用いることで、断面通過水量を精度良く求められることが示された。

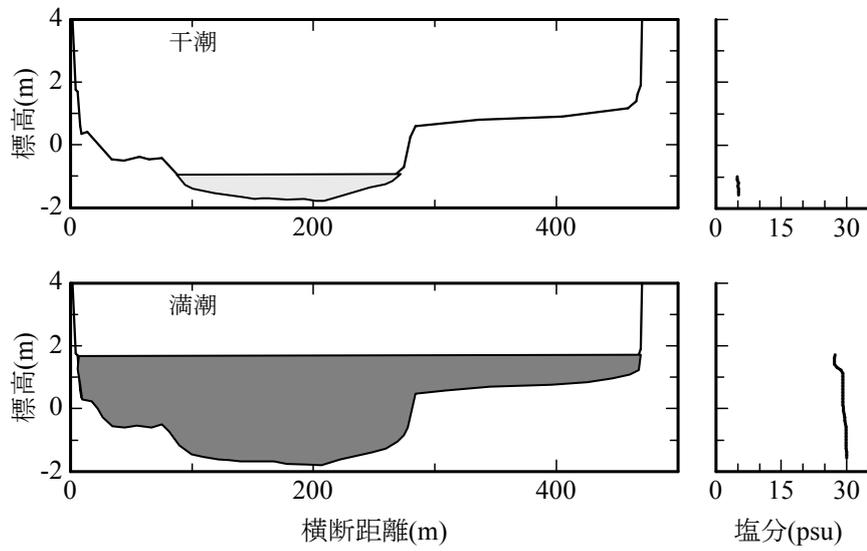


図-2-39 0 km 断面における塩水と淡水の分布状況

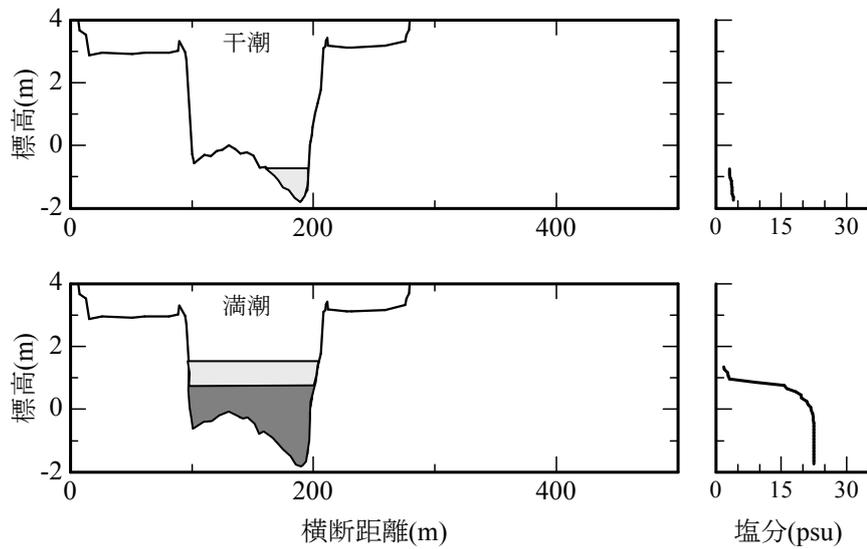
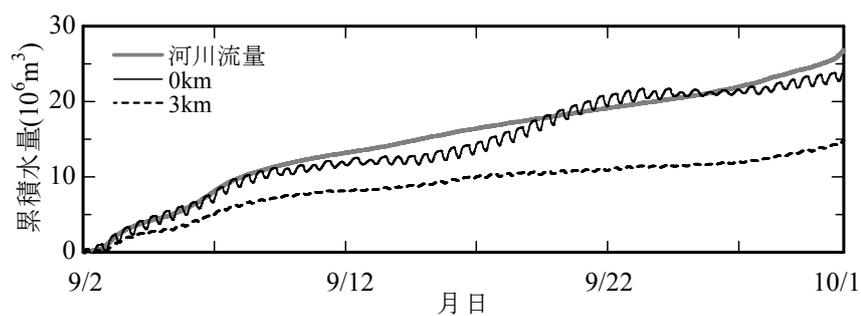


図-2-40 3 km 断面における塩水と淡水の分布状況

表－２－５ 塩水遡上量の計算結果と河道容積の比較

	塩水遡上量 超音波流速より	河道容積 地形と塩水層のデータより
河口	115.3	122.5 (0～4.4km)
河道	20.6	33.0 (3～4.4km)

単位：万 m³



図－２－４１ 淡水流量の計算結果と河川流量の比較

表－２－６ 流速補正係数の比較

検討方法	9月		11月	2月	3月
	塩水遡上	淡水流量	淡水流量	淡水流量	淡水流量
α (0km)	1.1	1.1	0.7	0.9	1.0
α (3km)	1.6	1.5	1.0	1.0	1.0

2-4-6 断面通過土砂量の計算

(1) 計算方法

土砂濃度と平均流速の鉛直分布が推定されたので、これらを用いて次式により断面通過土砂量 F を計算することが出来る。

$$F = \beta \sum_{i=1}^n v_i S_i C_i \quad (2-15)$$

なお、土砂濃度は横断方向に一様と仮定している。白川感潮域での平水時の浮遊土砂は、D50 が 0.009mm、D90 が 0.026mm でありシルト・粘土であったため、横断方向には均一に浮遊していると考えた。この浮遊土砂が河口域に堆積した場合の密度は、同じ粒径の底泥の分析結果から 1.3 とする。

(2) 年間の土砂移動量

超音波流速計のモニタリング結果から計算される年間土砂移動量と感潮区間の地形変化量の整合性を検討する。

前述の通り、超音波流速計の連続データが取得できたのは 2001 年 9 月、11 月、2002 年 2 月、3 月の合計 4 ヶ月であった。そこで、各月について 2-4-5 で算出した流速補正係数を用いて移動土砂量を計算し、地点ごとに累積土砂移動量を得た(表-2-7)。

これより、各月で土砂移動の方向は異なるが、2 地点間の収支としては 0km と 3km の間に常に堆積することが明らかとなった。次にこの結果を用いて、出水期を除く 11 ヶ月間の土砂堆積量を推定する。

土砂移動の方向は、河川流量が少なければ塩水遡上が相対的に強くなるため逆流傾向となり、河川流量が多ければ順流傾向となる(詳細は後述)。そこで図-2-42 に示すように、2001 年 4 月から 2002 年 3 月までの出水期(6 月中旬～7 月中旬)を除く 11 ヶ月を、流量ごとに 4 区分し、上記の計算結果を引き延ばして年間土砂堆積量を推定した。その結果、0km から 3km の区間に 26,000m³ 堆積すると見積もられた。

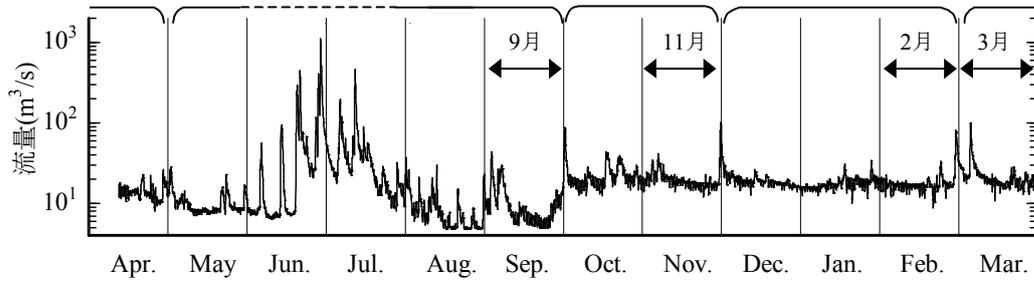
ここで、目視と測量による河道内部の土砂の堆積・侵食の状況は次の通りであった。河床の滯筋周辺では 1 年間を通じて変化がなく砂質であった。一方、河岸部は泥質であったが、洪水により写真-2-3 に示すように侵食が起こった。2001 年 6 月の出水による侵食量は、正確には把握は出来なかったが(厚い泥層で歩けないため)目視の確認では水際の 10～20m の範囲が 10～50cm ほど削れて崖状になり、その後、1 年ほどで地形は再び元の状態に戻っていた。河道兩岸において幅 10m、厚さ 50cm の土砂が 3km の距離で侵食されたと仮定し、これが 1 年で元に戻ったとすると堆積量は 30,000m³ となる。つまり、年間では 10⁴ オーダーの泥質土砂が移動及び堆積していると推測される。

したがって、超音波流速計から推定される年間の土砂堆積量と地形の変化量はオーダー的に整合しており、実測堆砂量が正確ではないという課題はあるが、長期的な計算精度が保証されていることが示された。

表－２－７ 月別の累積土砂移動量

	9月	10月	11月	12月
河口0km	-2,000	800	-700	-180
河道3km	-900	2,700	2,800	3,300
収支	1,100	1,900	3,500	3,480

(+の収支は堆積) 単位：万 m³



図－２－４２ 年間の流量区分 (2001年4月～2002年3月)



写真－２－３ 洪水による河岸泥質の侵食状況

２－４－７ 浮遊土砂移動量の推定方法のまとめ

超音波流速計の反射強度が浮遊土砂濃度との相関が高い性質を利用して、土砂移動量を推定する方法を検討し、以下の結論を得た。

- (１) 超音波流速計の機種(超音波技術の違い)によって土砂濃度への応答が異なり、Narrow Band タイプの超音波流速計が適していることが分かった。
- (２) 音波の伝搬損失を考慮して、反射強度から SS の鉛直分布を推定する式を作成した。なお、係数は計測の設定を変えるごとに個別にキャリブレーションする必要がある。
- (３) 河床設置型の超音波流速計では横断方向の流速分布が分からないため、塩水遡上量と上流の河川流量を既知の水量として、観測流速を平均流速に変換した。
- (４) 上記で推定した土砂濃度と平均流速の鉛直分布から年間の土砂移動量を計算した。その結果、白川の河口 0km と河道 3km の区間に堆積した浮遊土砂量が、現地踏査から推定された河岸泥質の移動状況を説明しうるオーダーであった。
- (５) 以上より、一台の超音波流速計から断面通過土砂量を長期にわたって把握できることが示され、特に感潮河道において土砂動態モニタリングを行う上で非常に有効な手段であることが明らかとなった。

参考文献

- 阿須間幸男・堀江美紀・石井亮・三浦敬吾・大嶋和雄（1998）：茨城県涸沼の環境資源，茨城大学地域総合研究所年報，No.31，pp.1-21.
- 伊藤雄二・馬場洋二（1977）：多摩川における浮遊砂量と塩水楔の関係についての現地観測，第32回年次学術講演会概要集，第2部，pp.414-415.
- 笠井雅広，福島雅紀，佐藤慎司（1999）：後方散乱式浮遊砂濃度計の基本特性について，土木学会第54回年次学術講演会概要集，pp.112-113.
- 川西澄・小谷英史・余越正一郎（1996）：超音波ドップラー流速計を用いた感潮域の流動と懸濁物質濃度の現地観測，海岸工学論文集，第43巻，pp.1086-1090.
- 川村力，清水康行，藤田睦博，市川嘉輝（1997）：山地河川における流砂の観測と解析，水工学論文集，第41巻，pp.771-776.
- 建設省東北地方建設局（1997）：東北地方ダム管理フォローアップ委員会資料
- 建設省京浜工事事務所（1999）：平成11年度多摩川汽水域調査検討業務報告書
- 実吉淳一，菊池喜充，能本乙彦（1960）：超音波技術便覧，日刊工業新聞社，pp.168.
- 三瓶良和・松本英二（1994）：汽水域における完新世の古環境解析－中海堆積物を例として－，平成5年度名古屋大学大気水圏科学研究所共同研究報告書，pp.77-86.
- 清水康行，嵯峨浩，早川博，品川守（1998）：石狩川の土砂流出に関する研究，水工学論文集，第42巻，pp.1039-1044.
- 田村嘉之・丹後雅憲・井内美郎・徳岡隆夫（1996）：宍道湖における17世紀初頭の汽水から淡水への環境変化－コアのCT画像解析と堆積，C-N-S元素分析による検討－，汽水域研究，No.3，pp.49-56.
- 張旭紅，首藤伸夫，田中仁（1994）：降雨に伴う濁質の発生及び流出過程，水工学論文集，第38巻，pp.259-264.
- 坊野聡子，清水康行，斎藤大作，吉田義一，黒木幹男（1998）：出水時のダム貯水池における濁質観測，水工学論文集，第42巻，pp.715-720.
- 宮崎昭児，早乙女保二，増田勝人（1978）：濁度測定における粒径の影響について，運輸省港湾技研資料，No.284.
- 森田英之・鹿島薫・高安克己（1998）：湖底堆積物中の珪藻遺骸群集から復元された浜名湖・宍道湖の過去10,000年間の古環境変遷，汽水域研究，No.5，pp.47-53.
- 山口甲，三田村一弘，渡辺浩司（2000）：大河川における濁度観測値による土砂輸送量の計算，水工学論文集，第44巻，pp.401-406.
- 横山勝英，石川忠晴：濁質生産量の推定方法に関する研究（2000）：ダム工学，第10巻4号，pp.311-322.
- Robert.J.Urick (1978)：水中音響の原理，共立出版株式会社，pp.99-110.
- Zhu, X.H., Takasugi Y., Nagao M. and Hashimoto E.(2000): Diurnal cycle of sound scatterers and measurements of turbidity using ADCP in Beppu Bay, J. Oceanography, Vol.56, pp.559-565.