

ISSN 1356 - 7328

国総研資料 第 231 号

平成 17 年 3 月

国土技術政策総合研究所資料

TECHNICAL NOTE of

National Institute for Land and Infrastructure Management

No.231

March 2005

土砂管理施策のためのキーノート

～土砂動態の時空間的不連続性を考慮した流域管理に向けて～

末次忠司・日下部隆昭・坊野聡子

Key-note for Sediment Management Policy

—For the sake of Watershed Management considering Spatial-time Discontinuity of Sediment Flow—

Tadashi SUETSUGI, Takaaki KUSAKABE and Satoko BOUNO

国土交通省 国土技術政策総合研究所

National Institute for Land and Infrastructure Management

Ministry of Land, Infrastructure and Transport, Japan

土砂管理施策のためのキーノート
～土砂動態の時空間的不連続性を考慮した流域管理に向けて～

末次忠司*・日下部隆昭**・坊野聡子***

Key-note for Sediment Management Policy
—For the sake of Watershed Management considering Spatial-time
Discontinuity of Sediment Flow—

Tadashi SUETSUGI, Takaaki KUSAKABE and Satoko BOUNO

概要

土砂が生産されてから河口域に至るまでに、土砂動態の時空間的な不連続性に伴って生じる様々な現象についてまとめ、土砂管理上の観点からそれらの現象の実態把握、制御手法について述べるとともに、今後の土砂管理施策の視点と展望について土砂動態の不連続性に焦点を絞ってとりまとめた。

キーワード : 土砂管理 土砂動態 不連続性 モニタリング

Synopsis

Various phenomena due to spatial-time discontinuity of sediment flow from the sediment yield area to estuary are reviewed. And monitoring and control methods for these phenomena to manage sediment are examined. Also viewpoints and prospects about sediment management policy in the future focusing on discontinuity of sediment flow are studied.

Key Words : sediment management, sediment flow,
discontinuity, monitoring

-
- | | |
|---------------------|---|
| * 河川研究部河川研究室長 | Head of River Division |
| ** 河川研究部河川研究室主任研究官 | Senior Researcher of River Division |
| *** 河川研究部河川研究室交流研究員 | Guest Research Engineer of River Division |

まえがき

環太平洋造山帯に位置し地質が脆弱で地形も急峻であり、かつ多雨地帯に属するわが国は、古くから土砂に起因する災害等の問題を抱えてきた。それらの問題への対処法としては、治山治水という言葉に代表されるように、植林などによって山を治める（土砂の生産を抑える）と同時に、堤防等によって水を治めるという活動の副次的な結果として侵食・堆積による土砂災害を地先単位で防いできたのであって、流域全体の土砂動態を考慮した施策はほとんど存在しなかったと考えられる。

大地震などの自然のインパクトや、森林の伐採などの人間活動に伴う土砂流出の急増など、いつの時代でも土砂は不連続的に人々の生活に影響を与えてきたにもかかわらず、土砂動態の不連続性が人々に認識されなかったのは、かつての災害対策は対処療法的に行われてきたことに加え、人間活動が土砂動態に与える影響が小さかったためである。しかし近年、治水対策が進捗してきたにもかかわらず土砂に関わる問題が顕在化するケースが増えてきたのに加え、砂利採取や治水・砂防施設の建設などの人間活動の活発化に起因する土砂に関連した問題が増えた結果、流域全体の土砂管理の必要性が叫ばれるようになった。

治水対策が進捗してきたにもかかわらず土砂に関わる問題が顕在化したのは、洪水を治めることを目的とした施策が土砂動態の不連続性を十分考慮していなかったためと言える。本報では、山地から河口域までの土砂生産、土砂分級、河床形態、河床変動、流砂特性の不連続性について明らかにするとともに、不連続性の状態を明らかにするための土砂動態モニタリング手法、不連続性に対応した流域管理について述べる。土砂管理上の問題が顕在化してから、砂防堰堤のスリット化やダム貯水池の排砂バイパスに代表される各種施策が実施されているが、それらの施策は土砂動態の不連続性の状態を明らかにするためのモニタリングや因果関係の解明なくしては単なる対処療法に過ぎないことから、土砂動態の時空間的不連続性を考慮した流域管理についての研究は今後ますます重要になると考えられる。

目 次

1. はじめに	3
2. 土砂生産の不連続性	4
3. 土砂分級の不連続性	13
4. 河床形態の不連続性	22
5. 河床変動の不連続性	28
6. 流砂特性の不連続性	35
7. 河口域における土砂動態の不連続性	46
8. 時空間的不連続性に対応した流域管理	57
8. 1 実態把握のためのモニタリング	57
8. 2 河床変動モニタリング	63
8. 3 モニタリング結果の評価・分析	66
8. 4 土砂管理計画	72
8. 5 土砂管理のための制御手法	75
9. 今後の視点とそれに向けた展開	85

1. はじめに

1997年の河川審議会への諮問に対して、1998年7月に河川審議会総合土砂管理小委員会より「流砂系の総合的な土砂管理に向けて」が報告され、流砂のモニタリング（質、量）の必要性が唱われるとともに、モニタリング結果に基づき、「土砂を流す砂防」「ダムにおける新たな土砂管理システムの確立」「流砂系内土砂再生化システムの構築」等を通じて、土砂の生産源である山地域から河川・海域に至るまでの水系一貫の土砂管理施策を行う重要性が唱われた。

土砂管理は河床上昇に伴う洪水疎通能力の低下、河床低下に伴う侵食・洗掘被害といった治水上の問題はもとより、河床低下に伴う取水困難や塩水遡上、河川地形や河床材料の変化による生態系への悪影響といった環境上の問題にも関係する広範囲な重要施策である。こうした土砂管理施策の実施や河道計画の策定、施設設計を行う場合、必ず河床変動傾向を考慮する必要がある。

河床変動傾向の検討は、これまでの河床変動の経年変化より推定する、又は河床変動計算により将来の河床高を予測するという2通りの方法があった。しかし、前者の方法では河川改修の影響や外的要因を十分考慮できず、また両者の方法とも上流から供給される流砂量（又はその変化）をどう設定するかといった不確実な境界条件の課題を有していた。河床変動計算手法自体も今後改善される余地がある。

こうした供給土砂量や生産土砂量が外力・森林面積の変化や治山施設の建設により徐々に変化するという動態であれば、予測はそれほど困難ではない。また流砂量や河床変動などに関する土砂動態が河道・洪水特性により一義的に決まるものであれば、予測はそれほど困難ではない。しかし、土砂は水理量とは異なり、時空間的にかなり不連続な動態を示すため、土砂動態予測は一筋縄とはいかない。先ず最初に不連続性を有する土砂生産について述べる。

2. 土砂生産の不連続性

土砂生産に影響する因子としては時間スケールの長い方から、地殻変動、大規模山地崩壊、山腹崩壊・土石流、溪岸・側岸侵食、表面流出による侵食、雨滴侵食などが考えられる。山腹崩壊等では一旦崩壊堆積物が流失すると、斜面勾配が緩くなるため、崩壊に対する免疫性ができ¹⁾、時間的な不連続性を示す。図-2.1は貯水池の堆砂量が不連続的に増加している様子と堆砂量から類推した貯水池上流域の侵食状況である²⁾。また、表面流出による侵食速度について見ると、流域の土地利用形態・勾配、荒廃度、侵食を引き起こす外力などにより様々である(表-2.1)。裸地における侵食速度が1mm/年程度³⁾⁴⁾であるのに対して、荒廃地ではその約10倍⁵⁾⁶⁾、大規模荒廃地では20～100倍⁵⁾と大きくなる。なお、表中の長期スケールとは1万年オーダーの変化を見たものである⁷⁾。植生は全面でなくても、2～3割被覆していれば、侵食をかなり抑えることができるという報告もある。

これらの数値は洪水期・非洪水期をあわせたもので、降雨規模に対して見ると、中小降雨による侵食速度が1～100mm/年であるのに対し、豪雨(最大日雨量が400mm以上)の場合の比流砂量は $10^4 \sim 10^5 \text{ m}^3/\text{km}^2$ のオーダーであり、侵食速度に換算すると10～100mm/年となる(図-2.2)⁸⁾。

同じ降雨量に対しても地殻の隆起が著しい日本アルプスを源流とする富士川、天竜川流域などは崩壊面積率が他河川流域に比べて1桁程度大きい⁹⁾。また、主要な構造線に沿った破碎帯では破碎帯地すべりが発生し、特に群発急性型地すべりの発生を契機に溪谷部に数百mにも及ぶ広い河原ができることがある(十津川、大井川、安倍川、庄川)¹⁰⁾。流域の地質で見ると、地質が火山噴出物や風化花崗岩の場合は侵食量や土砂流出量が多い。代表的な土砂流出を対象にした研究によると土砂流出量はストリームパワーに規定され、(ARI)²に比例する関係式(A:流域面積、R:最大日雨量、I:200m区間の河床勾配)を見出した結果¹¹⁾(図-2.3)や神通川流域における観測に基づいて年侵食深はほぼ斜面勾配のみに依存することを明らかにした結果¹²⁾もある。砂防ダムにおける比堆砂量(生産土砂量)が流域平均傾斜、最大3時間雨量、地質・地被の被侵食性の3パラメータで推定できるとした研究¹³⁾(図-2.4)もある。また、ダム貯水池において、堆砂は徐々に進行するのではなく、大部分の堆砂が大出水時に起きるように、堆積は時間的にも間欠的である。例えば、あるダム貯水池において、大洪水が発生した年の年間堆砂量は年平均値よりも2桁程度多い値となっていた¹⁴⁾。何れにしても、土砂生産には流域・河床勾配、地質、雨量が密接に関係していることを意味しているし、掃流砂が洪水流量・波形に対応して流出してくるのに対して、微細土砂は溪岸や流域から流出してくるため、降雨量やその波形に対応することが多いことと関係していると言える。

生産された土砂は一様に河道に流出して、下流へ運搬されるわけではない。山腹崩壊や土石流に伴う土砂の一部は降雨や洪水により運搬されるが、かなりの量(特に浮遊砂やウォッシュロード)は溪岸や高水敷*に堆積する空間的不連続性が見られる。そして、その後の初期降雨で流出(時には土石流化)してくるため、中小洪水であっても、増水期に土砂濃度の高い洪水が流出してくることがある。そのため、土砂濃度のピークは洪水ピークより早く生起することが多く、次いで同時刻となることが多い¹⁵⁾¹⁶⁾¹⁷⁾。土砂生産源としての高水敷の侵食土砂量は流量とともに増加するが、やがて頭打ちになる傾向がある¹⁸⁾。(図-2.5)

*高水敷上には生産過程ではなく、流下過程で土砂が堆積する。堆積土砂は、河岸沿いの堆積厚が大きく、河岸から離れると少なくなるという空間分布を有し¹⁹⁾、その分布はシミュレーションによっても確認されている²⁰⁾。高水敷の堆積土砂量は流砂量に比べるとそれほど多い量ではないが、粒度が河床材料より細かい浮遊砂やウォッシュロードの発生源や濃度の時間分布を評価する場合に留意する必要がある。(図－2.6、2.7)

溪岸堆積については、富士川水系の栃代川を対象にした調査²¹⁾では、崩壊土砂量をかなり上回る溪岸堆積量が確認された。流域面積別に見ると、0.5km²以下の小流域では生産土砂の多くが溪岸に堆積していたが、2km²以上になると、生産土砂の多くが河道に流入していた²²⁾。今後は多くの水系(本川だけでなく、支川単位も)を対象にして、土砂生産量やその特性はもとより、溪岸堆積に関する土砂動態実態もモニタリングしていく必要があると考える。

またこれら自然作用に起因する土砂生産の不連続性以外に、人為的作用が土砂生産の不連続性に及ぼす影響も無視できない。過去に遡ると斐伊川に代表されるような鉄穴流しによる流出土砂の変化、近年においては砂防事業による土砂生産の抑制やダム建設による下流への土砂供給量の減少が生じた。

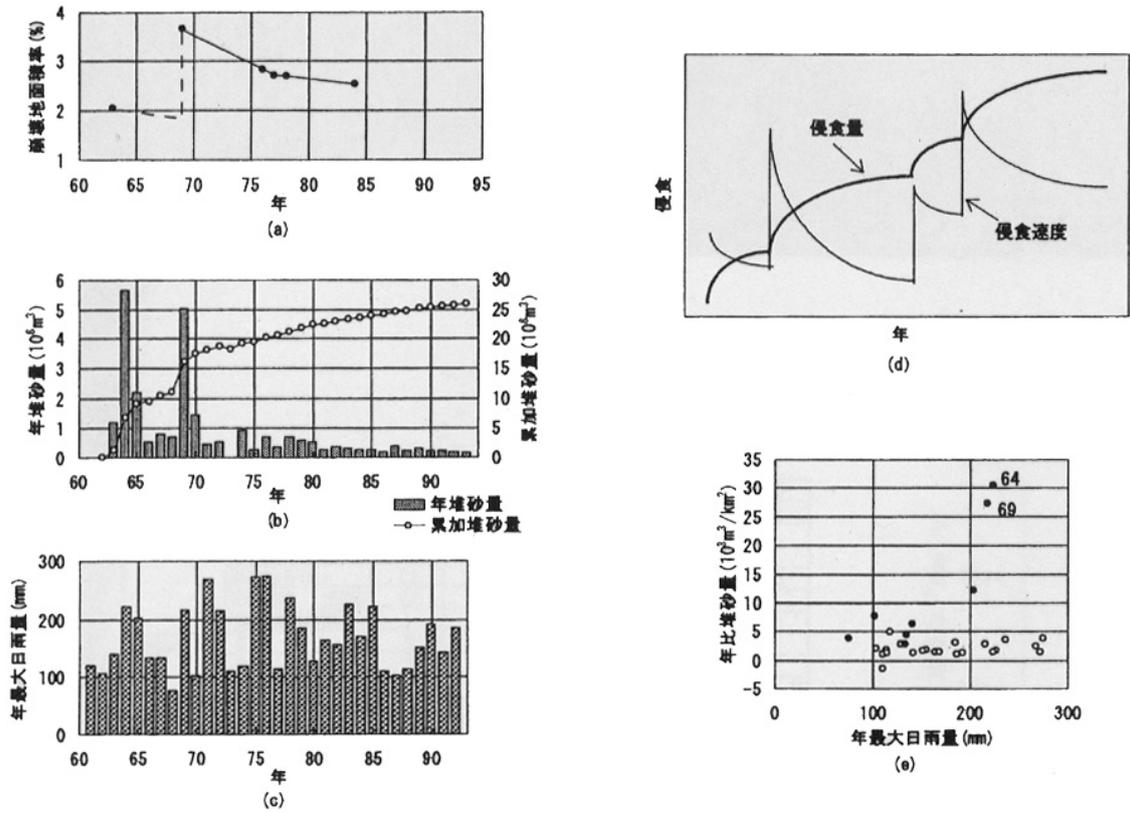
以上のことより、土砂生産については、以下の点に着目しながら、検討する必要がある。

- 1) どのような時間スケールで見えるか
- 2) どのような空間スケールで(又は土地利用形態に対して)見えるか
- 3) 外力(降雨、洪水)に対して生産土砂量を見ているか
- 4) 地形・地質・雨量が土砂生産におよぼしている影響を考慮しているか
- 5) 生産土砂の挙動(溪岸堆積量)を考慮しているか

参考文献

- 1) 小出博：日本の国土(下)、p.431 東京大学出版会、1973
- 2) 宮崎洋三：堆砂と降雨の関係についての考察、土木学会論文集 No.533 II-34、pp.31-40、1996.2
- 3) 建設省河川局監修・日本河川協会編：改訂新版 建設省河川砂防技術基準(案)調査編、pp.254～255、山海堂、1997
- 4) 池谷浩：砂防入門、p.18、山海堂、1974
- 5) 砂防学会監修：砂防学講座第5巻2 土砂災害対策－水系砂防(2)－、p.186、山海堂、1993
- 6) 建設省河川局監修・日本河川協会編：改訂 建設省河川砂防技術基準(案)調査編、p.254、山海堂、1997
- 7) 山本晃一・藤田光一・赤堀安宏・太田知章：沖積河道縦断形の形成機構に関する研究、pp.10～17、土木研究所資料、第3164号、1993
- 8) 砂防学会監修：砂防学講座第5巻1 土砂災害対策－水系砂防(1)－、p.113、山海堂、1993
- 9) 土木学会：水理公式集[平成11年版]、p.142、丸善、1999
- 10) 小出博：日本の国土(下) 東京大学出版会、pp.6-7 1973、
- 11) 土木学会：水理公式集[平成11年版]、p.140、丸善、1999
- 12) 土木学会：水理公式集[平成11年版]、p.141、丸善、1999

- 1 3) 水谷武司：砂防学会誌 vol.56, No.5、p.31、砂防学会、2004
- 1 4) 新谷融・黒木幹男：流域動態の認識とその方法、p.144、北海道大学図書刊行会、2001.3
- 1 5) 国土交通省土木研究所河川部河川研究室 澗沼川洪水観測レポート [2] 1990 ～ 2000、pp.70-89、土木研究所資料第 3798 号 2001.3
- 1 6) 吉川秀夫：浮遊流砂量に関する二、三の考察、土木研究所報告、第 83 号、p35、1952
- 1 7) Kurashige Mechanism of suspended sediment supply to headwater rivers, Transactions, Japanese Geomorphological Union, 15A、1994
- 1 8) 新谷融・黒木幹男：流域動態の認識とその方法、p.131、北海道大学図書刊行会、2001.3
- 1 9) 建設省土木研究所河川部河川研究室：澗沼川洪水観測所レポート [1] 1988 ～ 1989、pp.186-188、土木研究所資料第 2895 号、1990.10
- 2 0) 新谷融・黒木幹男：流域動態の認識とその方法、pp.159-160、北海道大学図書刊行会、2001.3
- 2 1) 藤森克也：栃代川の空中写真を利用した流域調査および土砂量の推定について、第 9 回土砂管理研究会、2002.12
- 2 2) 新谷融・黒木幹男：流域動態の認識とその方法、p.167、北海道大学図書刊行会、2001.3



図一 2.1 堆砂・降雨・崩壊地の相互関係より見た土砂の侵食・流出の不連続性
 (H貯水池) (土木学会論文集、参考文献²⁾より)

表－ 2.1 土地利用・外力毎に見た侵食速度

外力他 土地利用	中小降雨	豪 雨	中期スケール	長期スケール
草地・林地	—	—	0.01 ～ 0.1	—
裸地	—	—	1	—
通常の荒廃地	—	—	10	—
大規模荒廃地	—	—	20 ～ 100	—
広域スケール	1 ～ 100	10 ～ 100	—	0.1 ～ 0.5

注) 1年間の侵食量で単位は mm/年である、” — ” は不明を意味する

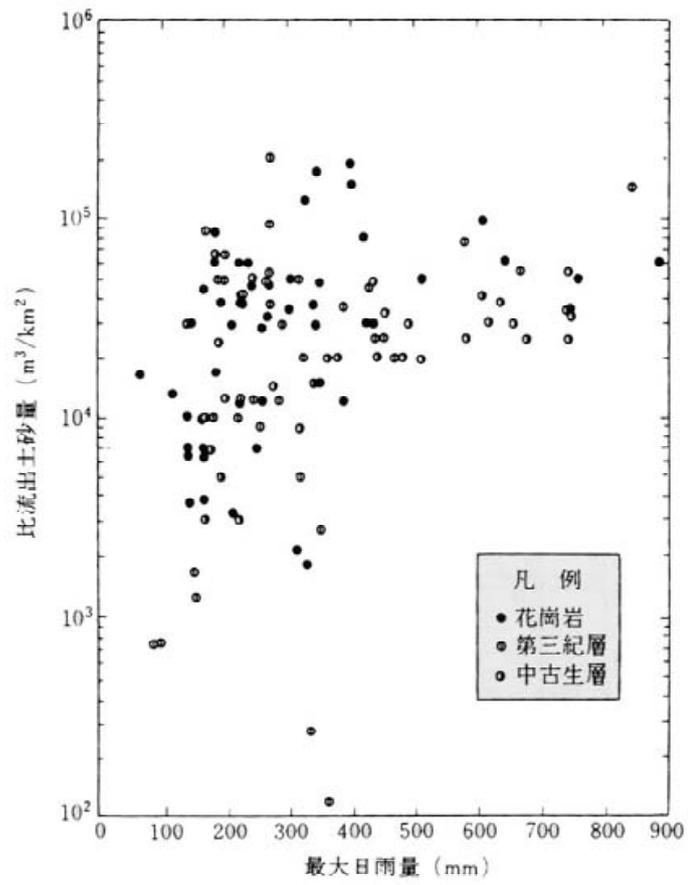


図-2.2 最大日雨量と比流出土砂量との関係
 (砂防学講座第5巻2、参考文献⁵⁾より)

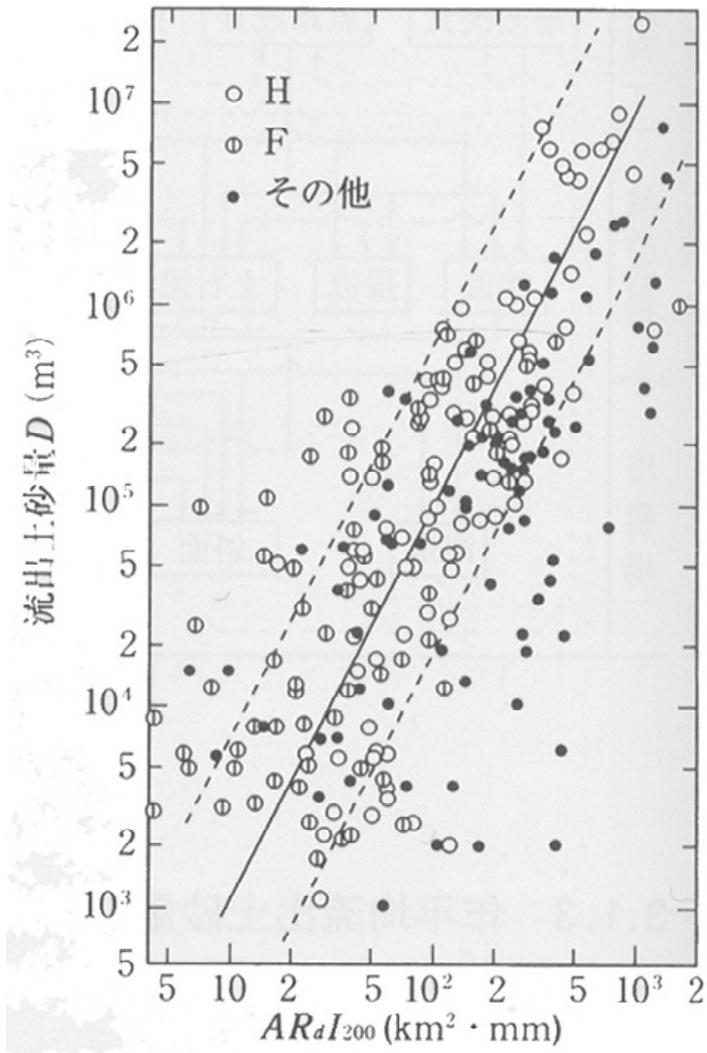


図- 2.3 豪雨時の流出土砂量 (水理公式集、参考文献¹¹⁾より)

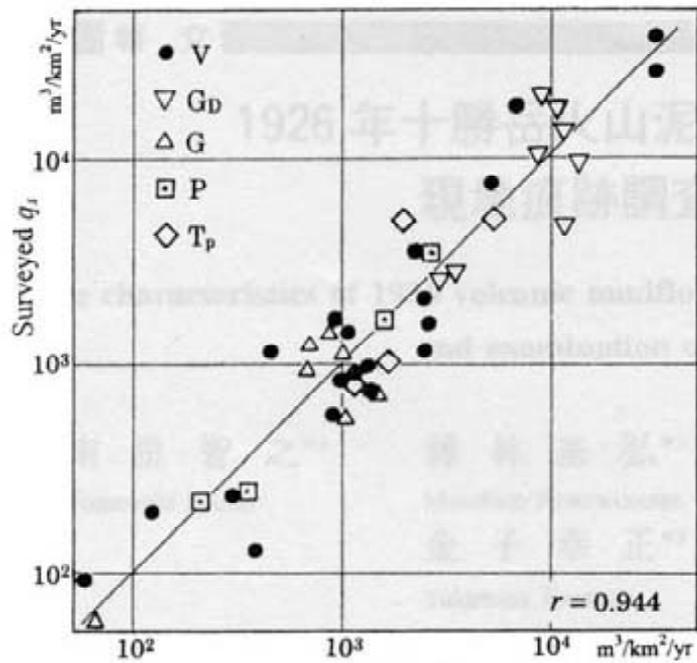


図-2.4 流域平均傾斜、最大3時間雨量、地質・地被の被侵食性から推定された比堆砂量（生産土砂量）と観測値の比較（V：火山岩・火山砕屑物、G：花崗岩類、GD：花崗岩類（煙害地）、P：古生層、T_p：古第三紀層）（砂防学会誌、参考文献¹³⁾より）

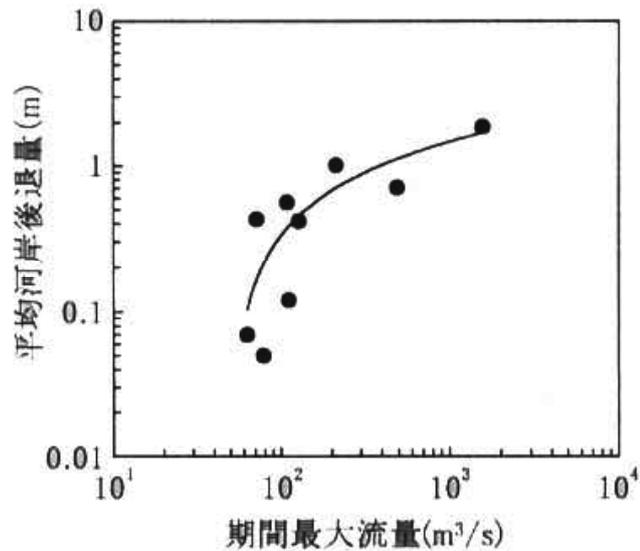
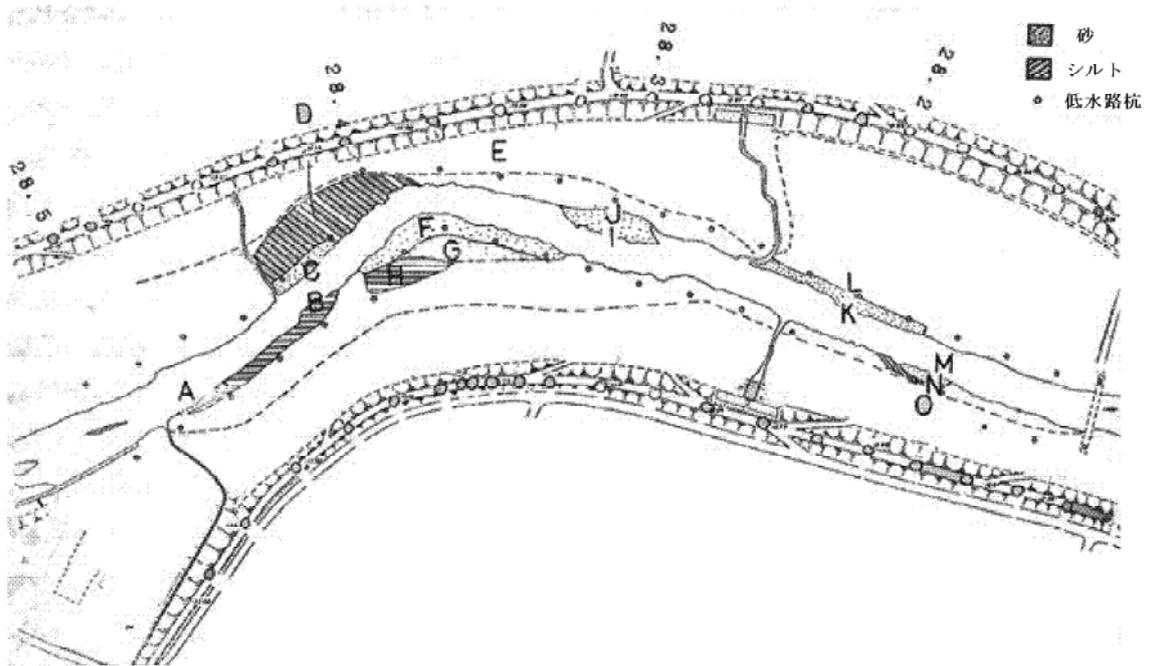
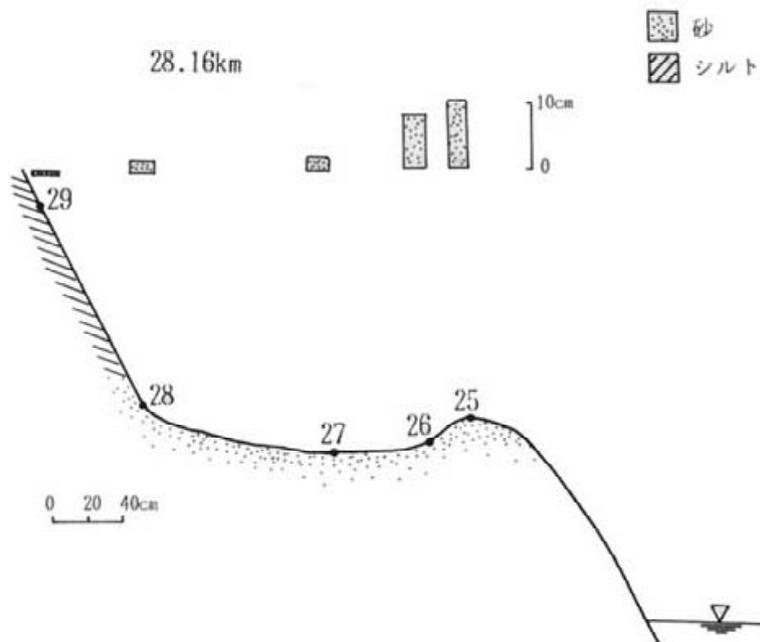


図-2.5 平均河岸後退量と期間最大流量（参考文献¹⁸⁾より）



図－2.6 湊沼川河岸堆積物の平面分布図（1988年8月）
 （土木研究所資料、参考文献¹⁹⁾より）



図－2.7 湊沼川 28.16k 右岸の河岸沿いの土砂堆積状況
 （土木研究所資料、参考文献¹⁹⁾より）

3. 土砂分級の不連続性

洪水により運搬された土砂は粒径に応じて、大粒径ほど上流で堆積し、小粒径ほど下流へ運搬される、いわゆる土砂の分級作用（運搬又は堆積）を受ける。上流から下流へ流下するに従って、摩耗により細くなるものもあるが、大部分はこの分級作用によって、次いで凍結融解作用（礫の破碎など）の影響により各河道区間の構成粒径が決定されている。河床材料の粒径分布は通常代表粒径前後の粒径を中心に構成され、下流へ行くに従って徐々に粒径が細かい粒径加積曲線にシフトしていくが、岩質により物理的風化の過程は異なる（表－3.1）¹⁾。例えば、木曾川流域のように、地質が火山岩類（安山岩、玄武岩、流紋岩など）の場合、摩耗しにくいので、2～10mmの粒径土砂が少なく、縦断的に見た粒径加積曲線の連続性が弱くなる（図－3.1）*²⁾。崩壊過程の不連続性があると2～4mmの粒度を持つ縦断区間が欠如することも指摘されており³⁾、そのような意味では河川によっては粒度分布の不連続性も見られる。

*水系位置が近い木曾川、揖斐川、矢作川を対象に調査した結果では、木曾川は火山岩類が50%以上、揖斐川は堆積岩類が70%以上、矢作川は花崗岩類が70%を占めた。摩耗試験では流紋岩（火山岩類）の摩耗がもっとも少なく、花崗岩（深成岩類）の摩耗がもっとも多かった

土砂の分級作用は土砂を流下させようとする洪水の掃流力（又は摩擦速度）と（粒径に概ね比例する）土砂の重量及び沈降速度との関係により決まる。河川研究室が流砂量観測を実施している那珂川水系涸沼川における両者の関係を表にして示すと、表－3.2の通りである。表中の青い太枠の左側、青い太枠の中、青い太枠の右側の範囲が各々掃流砂、浮遊砂、ウォッシュロード的運動形態を表しており、さらに左側の範囲では土砂は移動せずに堆積する。

このような分級作用の不連続性を明らかにするには、先ず掃流力を規定する一要因である河道セグメントと河床材料の大きさから見た土砂動態の時間スケール（移動のしやすさ）について考えてみるのがよい。表－3.3に示すように礫はセグメント2-1、1の区間に堆積するが、細かい砂は更に下流のセグメント3に堆積する。

表から分かるように、礫は掃流力の大きな領域（洪水）でしか流送されないため、移動は顕著ではない。ある条件に基づく計算結果*によれば、1/30確率洪水による移動距離は $d \leq 5\text{cm}$ で長くて2～5km、 $d \geq 13\text{cm}$ では長くて1kmに満たないという結果であった（図－3.2）⁴⁾。富士川1.5kでは昭和43年に河道掘削に伴うポケット（図－3.3、3.4）ができたことにより、上流から流送されてきた土砂がここに堆積し、下流や海岸へ土砂が流出しなくなった⁵⁾。従って、黒部川や姫川のような扇状地河川の河口で河道掘削すると、時間をかけて流送されてきた土砂も掘削箇所にも貯まるだけで、下流へ流下せず、海岸侵食を引き起こす危険性が高くなるので、河口における河道掘削には注意が必要である。

*河床材料の移動距離＝不等流計算より求めた摩擦速度に対する単位幅流砂量（土研式による）／移動層厚（河床材料の平均粒径～砂州の平均波高の範囲）

河床材料は洪水により変質する。例えば、砂利河川では砂利と砂で運動形態や流水に対する応答が異なるため、表層の河床材料は流量変動による掃流力の変化により時空間的に変動するが、表層下の河床材料の大きさは経年的に大きく変動しない⁶⁾。しかし、洪水時全面的に移動する掃流砂の粒度分布は表層下の河床材料の粒度分布とほぼ同程度である。このことは、洪水時における河床材料の移動に伴って、元来あった河床材料と移動材料との間で交換が起きる場合があることを意味している。この交換層厚は通常最大粒径か d_{90} 。

程度であるが、小規模河床形態が発生する場合は平均水深の4割以下の厚さとなる⁷⁾。河床が低下すると、交換層から細粒の土砂が多く抜け出すので、交換層内の土砂は粗粒化するという粒度変化も生じる。

急流河川における河床材料は砂州部はみお筋よりも粒度がばらつく(図-3.5、3.6)。特に表層(0～30cm)は表層下よりも粒度がばらつく(「6. 流砂特性」に示した洪水による河床材料の変質と関係する)。また、砂州先端の傾斜面は河床材料が細かい。従って、急流河川の河床材料調査にあたっては、特性を代表するみお筋及び適切な砂州箇所を対象として、表層を取り除いて表層下の材料を調査する必要がある⁸⁾。

分級作用はこうした物理的な関係に加えて、横断工作物、河道平面形状、河床形態の影響を受けながら、展開される。粒径が多少小さくても堆積空間では土砂堆積が生じる。例えば、横断工作物(ダム・砂防堰堤・堰・床止めなど)上流、縦断的に見て河積が広がっている区間(狭窄部の上流区間など)、湾曲部内岸側、河床勾配変化点(セグメント変化点でもある)、支川合流点などでは土砂堆積が生じやすい。また前述のとおり、溪岸や高水敷には浮遊砂やウォッシュロードが堆積する。

そのため、河床勾配変化点では洪水時に土砂堆積が生じるが、小流量の流水で土砂は侵食・運搬されるし、支川合流点では大粒径の砂礫が堆積する(土砂堆積に伴って、本川の水位が上昇する場合がある)⁹⁾。盆地内の下流(狭窄部の上流)域では堆積作用により土砂の粒度分布は細粒となっており、かつそれぞれの盆地内での粒度分布は類似している。

一方、河道区間によっては侵食空間も見られる。堆積空間とは逆に横断工作物下流、縦断的に見て河積が狭くなっている区間、湾曲部外岸側は侵食傾向にあり、樹林化区間の低水路、橋脚周辺、発達した砂州の対岸側などでは侵食が生じやすい。

以上のことより、土砂分級については、以下の点に着目しながら、検討する必要がある。

- 1) どのセグメントに属しているか
- 2) 土砂の時間的な挙動を考慮しているか
- 3) 着目している粒径はどれくらいか
- 4) 土砂分級に影響をおよぼす施設はないか
- 5) 着目している空間は堆積空間か、侵食空間か

参考文献

- 1) 小出博：日本の国土(上)、pp.59～64、東京大学出版会、1973.8より虫明功臣作成による
- 2) 今井正直：河道特性としての河床材料の質について、平成12年度部外研究員報告書概要版、pp.31～34、土木研究センター、2001.7
- 3) 谷津栄寿：平衡河川の縦断面形について(2)、資源研彙報(34)14-21、1954
- 4) 山本晃一・藤田光一・赤堀安宏・太田知章：沖積河道縦断面形の形成機構に関する研究、p.30、土木研究所資料、第3164号、1993.3
- 5) 建設省河川局治水課他：水系一貫土砂管理に向けた河川における土砂観測、土砂動態マップの作成及びモニター体制構築に関する研究 pp.175～177、第54回建設省技術研究会指定課題 2002.3
- 6) 山本晃一：沖積河川学、p.83、山海堂、1994

- 7) 山本晃一：河道特性論、土木研究所資料、第 2662 号、p121、1988.8
- 8) 国土交通省北陸地方整備局：河床材料調査方針の検討、2004
- 9) 芦田和男：特別講演 河川における流砂問題－発展と展望、pp.14 ～ 15、建設省土木研究所、1986.12

表-3.1 地質による岩石の物理的風化作用の相違
(日本の国土(上)、参考文献¹⁾より)

岩塊：人身大～以上
礫：人頭大～半身大
砂利：玉砂利～拳大

地 質		物理的風化過程						備 考
		基岩	岩塊	礫	砂利	砂	粘土	
火 成 岩 類	深 成 岩	花崗岩 (内緑岩) (斑輝岩)	○	→	○			斑輝岩は砂になりにくい。
	半 深 成 岩	石英斑岩 (玢岩)	○	→	○	→	○	基岩の節理の状態により異なる。
	火 山 岩	安山岩 玄武岩	○	→	○			礫程度にはなるが砂利以下にはなりにくい。
水 成 岩 類	古 生 層	頁岩 粘板岩 砂岩	○	→	○	→	○	平板状か厚めの基石状にこわれる傾向があり、大きな岩片になりにくい。
	中 生 層	頁岩 (白亜紀)	○	→	○			三疊紀の頁岩は古生層の頁岩に類似、時代が新しいほど砂になりやすい。
		砂岩 (白亜紀)	○	→	○	→	○	砂利の期間は短い、若い砂岩ほどその傾向が強い。
	第 三 紀 層	頁岩	○	→	○			古第三紀の岩石は短期間、砂利程度の大きさになる。
		砂岩	○	→	○			
		縞状構造 の荒い珪岩	○	→	○	→	○	珪岩はチャートともよばれ、主として古生層に分布する。古生層のなかでは粗大な風化産物をつくりやすい。
		縞状構造の 細かい珪砂	○	→	○	→	○	
		石灰岩	○	→	○			
	緑色岩と 緑色凝灰岩	○	→	○				

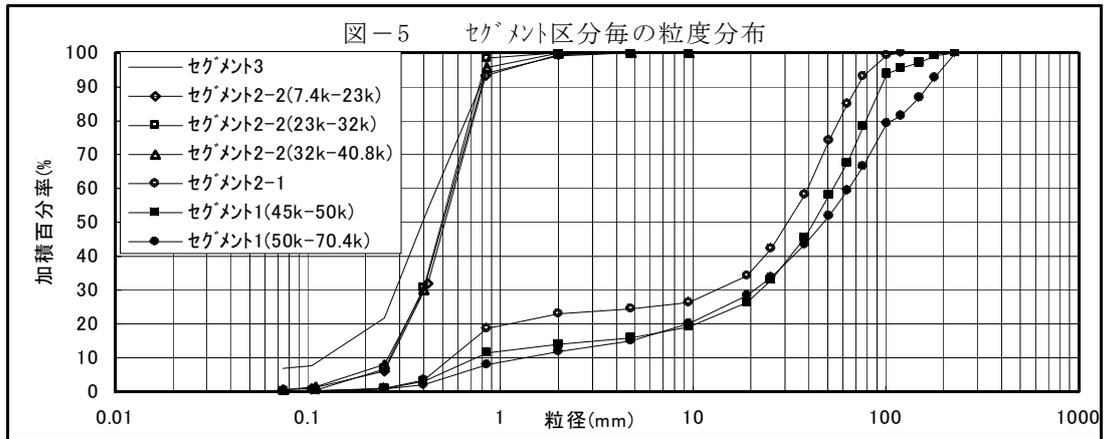


図- 3.1 不連続性を持つ粒径加積曲線 (木曾川) (参考文献²⁾より)

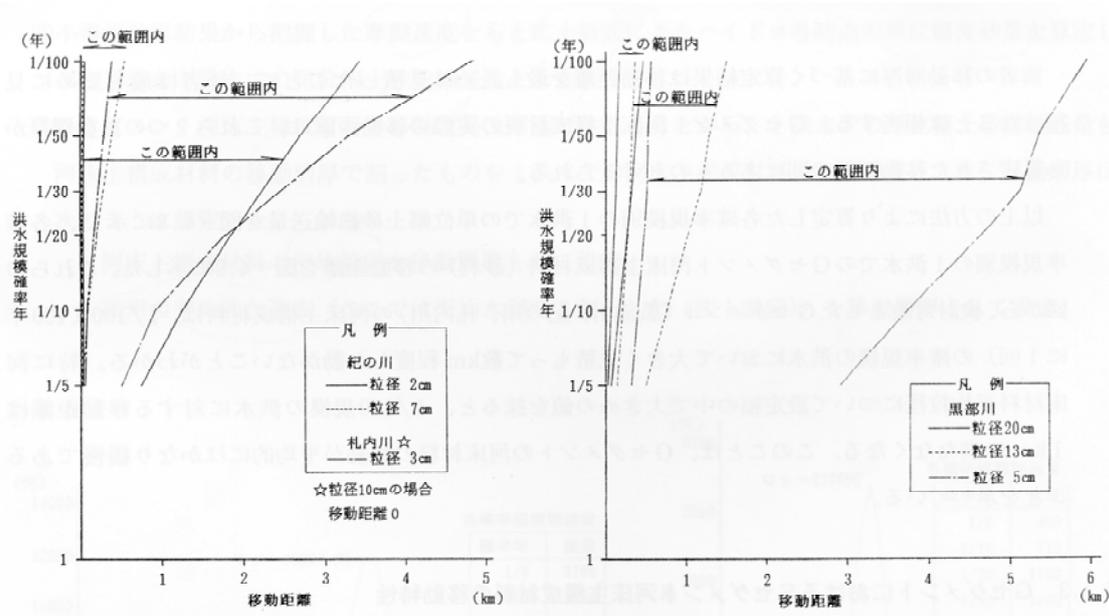
表－3.2 粒径別運動形態

水位	水深	d(mm)	粒径集団 1								粒径集団 2								粒径集団 3								粒径集団 4	
			54		38.3		24.2		19.1		9.52		3.38		1.6		0.84		0.42		0.21		0.105		0.075			
			w ₀ (cm/s)		170.10		143.26		113.87		101.16		71.42		39.53		24.01		15.62		7.20		3.60		1.32		0.67	
		u _r /w ₀	τ _*	u _r /w ₀	τ _*	u _r /w ₀	τ _*	u _r /w ₀	τ _*	u _r /w ₀	τ _*	u _r /w ₀	τ _*	u _r /w ₀	τ _*	u _r /w ₀	τ _*	u _r /w ₀	τ _*	u _r /w ₀	τ _*	u _r /w ₀	τ _*	u _r /w ₀	τ _*	u _r /w ₀	τ _*	
12.0	22.07		0.13	0.06	0.15	0.08	0.19	0.12	0.22	0.16	0.31	0.32	0.56	0.89	0.92	1.88	1.41	3.59	3.06	7.17	6.13	14.34	16.77	28.69	32.86	40.16		
11.5	21.12		0.12	0.05	0.15	0.07	0.19	0.11	0.21	0.14	0.30	0.29	0.53	0.82	0.88	1.72	1.35	3.29	2.93	6.57	5.87	13.14	16.05	26.28	31.45	36.79		
10.5	19.09		0.11	0.04	0.13	0.06	0.17	0.09	0.19	0.12	0.27	0.24	0.48	0.67	0.80	1.41	1.22	2.68	2.65	5.37	5.30	10.74	14.50	21.47	28.43	30.06		
10.0	17.99		0.11	0.04	0.13	0.05	0.16	0.08	0.18	0.10	0.25	0.21	0.46	0.59	0.75	1.25	1.15	2.38	2.50	4.77	5.00	9.53	13.67	19.07	26.79	26.69		
9.5	16.82		0.10	0.03	0.12	0.05	0.15	0.07	0.17	0.09	0.24	0.18	0.43	0.52	0.70	1.09	1.08	2.08	2.34	4.17	4.67	8.33	12.78	16.66	25.04	23.33		
9.0	15.56		0.09	0.03	0.11	0.04	0.14	0.06	0.15	0.08	0.22	0.16	0.39	0.44	0.65	0.94	1.00	1.78	2.16	3.56	4.32	7.13	11.82	14.26	23.17	19.96		
8.5	14.19		0.08	0.02	0.10	0.03	0.12	0.05	0.14	0.07	0.20	0.13	0.36	0.37	0.59	0.78	0.91	1.46	1.97	2.96	3.94	5.93	10.78	11.85	21.12	16.59		
8.0	12.66		0.07	0.02	0.09	0.03	0.11	0.04	0.13	0.05	0.18	0.10	0.32	0.29	0.53	0.62	0.81	1.18	1.76	2.36	3.52	4.72	9.62	9.45	18.86	13.23		
7.5	10.93		0.06	0.01	0.08	0.02	0.10	0.03	0.11	0.04	0.15	0.08	0.28	0.22	0.46	0.46	0.70	0.88	1.52	1.76	3.04	3.52	8.31	7.04	16.28	9.86		
7.0	8.87		0.05	0.01	0.06	0.01	0.08	0.02	0.09	0.03	0.12	0.05	0.22	0.14	0.37	0.30	0.57	0.58	1.23	1.16	2.46	2.32	6.74	4.64	13.21	6.49		
6.5	6.16		0.04	0.00	0.04	0.01	0.05	0.01	0.06	0.01	0.09	0.02	0.16	0.07	0.26	0.15	0.39	0.28	0.85	0.56	1.71	1.12	4.68	2.23	9.17	3.12		
	τ _∞			0.02			0.03		0.03		0.05		0.09		0.20		0.37		0.74		1.49		2.97		4.16			

- : 移動しない
 - : 掃流形態 (τ_∞ < τ_{*} かつ U_r/w₀ < 0.625)
 - : 跳躍を伴った掃流形態 (0.625 < U_r/w₀ < 1.25)
 - : 上層にほとんど巻き上がらない浮遊砂的運動形態 (1.25 < U_r/w₀ < 2.5)
 - : 鉛直方向に濃度差のある浮遊砂的運動形態 (2.5 < U_r/w₀ < 5.0)
 - : 上層下層に多少の濃度分布を有する浮遊砂的運動形態 (5.0 < U_r/w₀ < 10.0)
 - : ウォッシュロード的運動形態 (10.0 < U_r/w₀)
- } 掃流形態
- } 浮遊砂的運動形態

表- 3.3 土砂動態の時間スケール (到達時間: 年)

セグメント 粒径	1	2-1	2-2	3	海岸
礫	0 ~ 20	10 ~ 20	—	—	—
粗い砂	0 ~ 3	0 ~ 3	1 ~ 10	100 ~	—
細かい砂	0	0	0	0 ~ 2	10 ~ 100
シルト	0	0	0	0	0



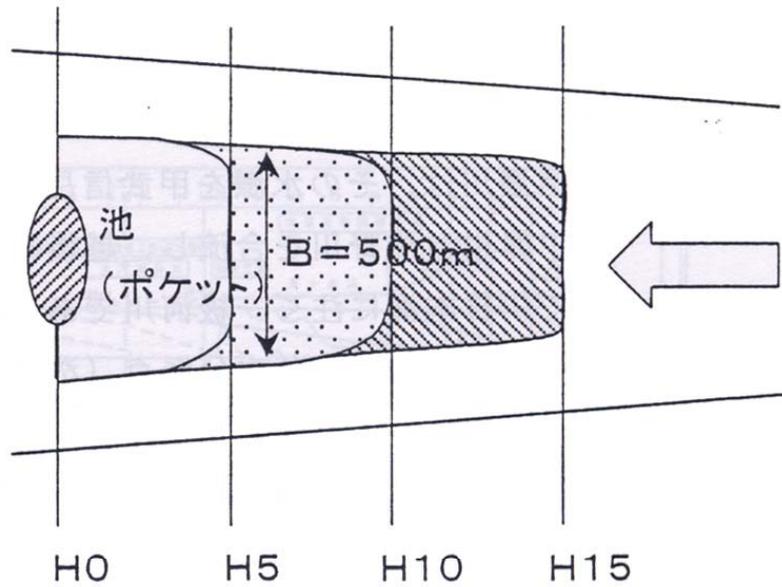


図-3.3 砂利掘削で生じたポケットへの土砂の堆積状況平面図（富士川河口）
（参考文献⁹より）

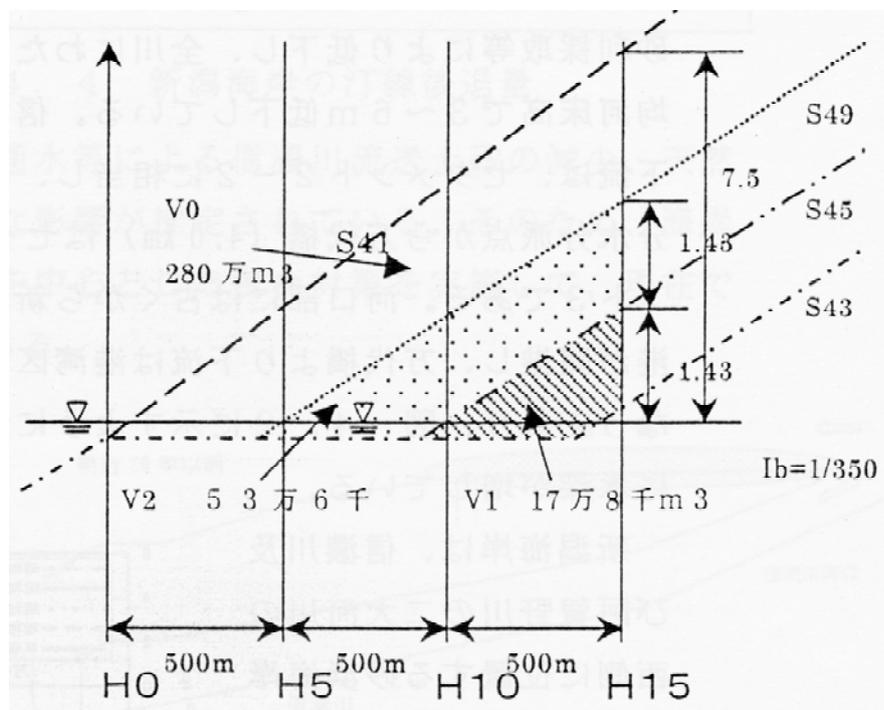


図-3.4 砂利掘削で生じたポケットへの土砂の堆積状況縦断面図（富士川河口）
（参考文献⁹より）

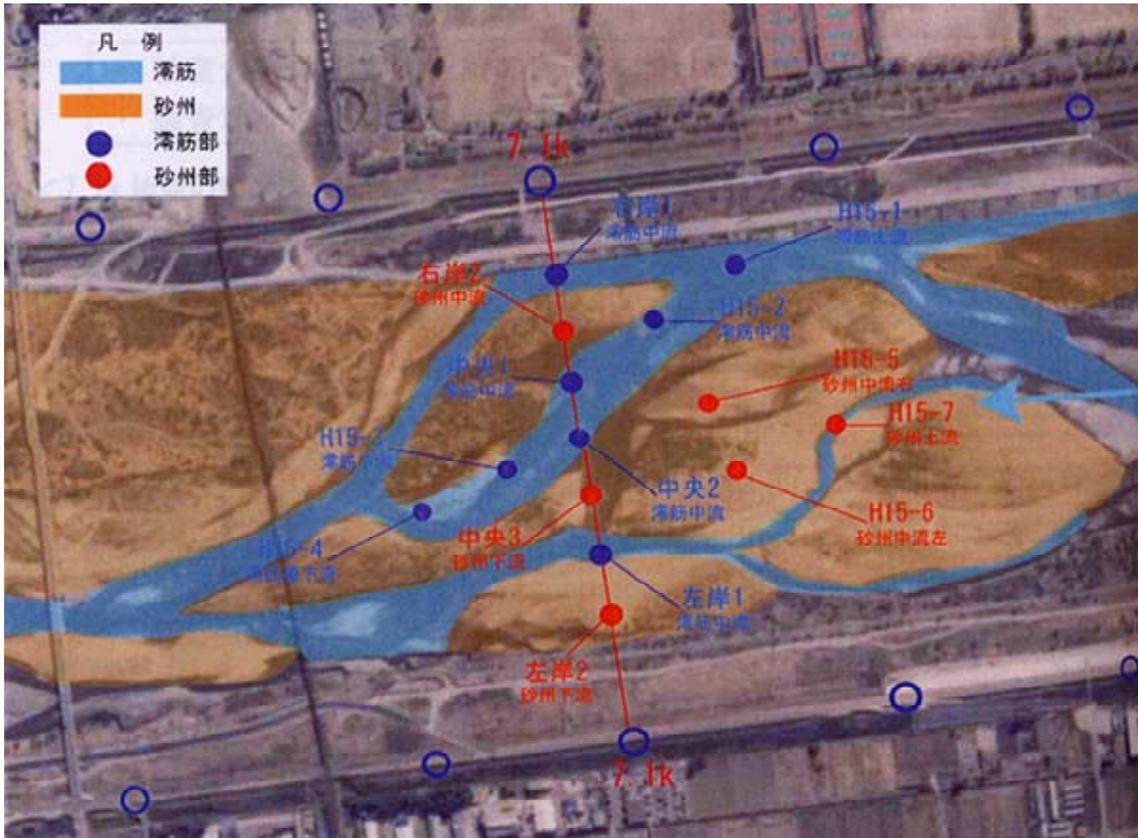


図- 3.5 常願寺川 7.1k 地点サンプリング地点平面図
(参考文献⁸⁾より)

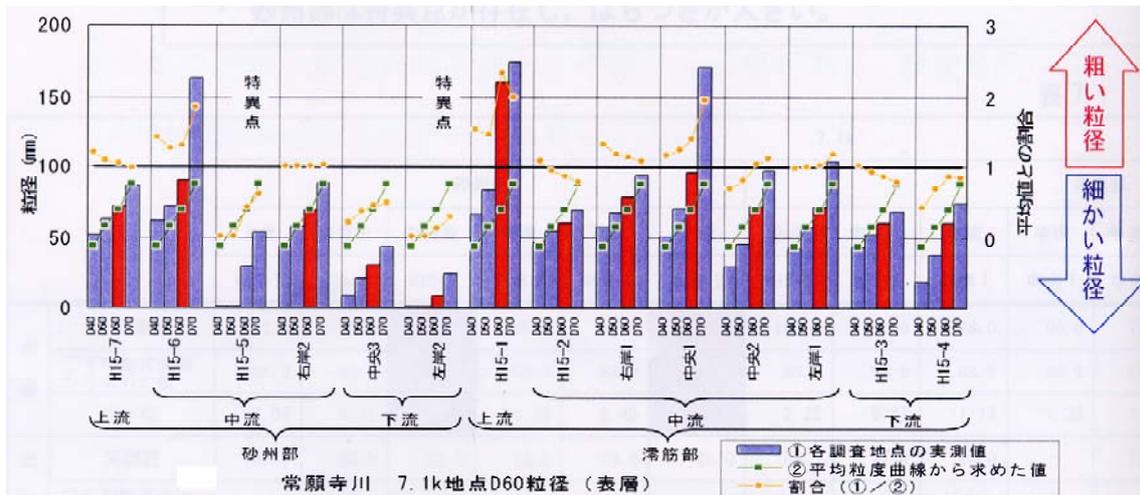


図- 3.6 砂州および滞筋部における粒径分布特性 (常願寺川 : 7.1k 地点、表層)
(参考文献⁸⁾より)

4. 河床形態の不連続性

土砂生産や土砂分級と同様に、河床形態も不連続的に変動を繰り返す。ここで言う河床形態とは砂州や河床波ではなく、縦断・横断的に形成された河川地形のことで、マクロに見た河床変動形態のことを意味している。ある区間に流入する流砂量と、その区間から流出する流砂量が釣り合えば、河床高は変動せず、動的平衡状態となる。しかし、ある理由（少雨傾向、ダム建設等）で洪水流量が少なくなると、その掃流力に対応して流砂量が減少し、長い区間にわたって河床高が低下する（又は細粒土の河岸堆積により低水路幅が狭くなる）。また、ダム・砂防堰堤・堰などの施設が建設されたり、河道が拡幅されると、下流への供給土砂量が減少して、一定区間において河床が低下する（施設建設に伴う低下傾向は施設直下流から始まる）。重信川では上流の直轄砂防区間に約 80 基の砂防ダムが設置された結果、上流部で河床低下が生じている。河床変動シミュレーションによって現況の 2 倍程度の土砂を供給することによって上流部における河床低下を軽減できることが確認された（図－4.1）。

施設建設に伴って、流砂量だけでなく、ダム直下流ではアーミングにより粗粒化したり、流量の減少に伴う掃流力の低下により、粒径が細かくなるという質的变化に関する報告もある。施設以外にも湾曲部における流下能力を増やすために低水路を拡幅（湾曲部内岸を掘削）したことにより、河床材料がかなり細かくなった事例もある。河道掘削や砂利採取が河床低下におよぼす影響は大きく、かつ長区間におよぶ。我が国では高度経済成長期をピークとして建設用骨材利用と河道の流下能力増大を目的として多量の砂利・砂採取が行われた。ちなみに河川砂利採取量は 1966 年に 2 億 7 千万トン、1973 年に 1 億 1 千万トン、1989 年に 4 千 3 百万トン（河川行政研究会、1995）であった。これは山地等からの総流出土砂量が年間 2 億トン（推定値）であり、そのうち骨材として利用できるのが 3 割程度であることを考えると、非常に多い量であったことが分かる。河道掘削や砂利採取は、施設建設とは異なり、河床高は一樣に低下する傾向がある¹⁾（図－4.2、4.3）。

また、堰や床止めによっても空間的な不連続性が生じる。流下能力を増やすために堰や床止めの天端高を切り下げると、その影響が上流におよぶ。例えば、扇状地河川（多摩川支川：河床勾配が 1/250 程度）で床止めを 90cm 切り下げると、1km 以内の区間では最大で 1m 程度河床低下するが、1km 以上離れた河床には変動の影響はおよばない。すなわち、この例では現況河床勾配の 2 割程度の変化で河床は安定すると言える。²⁾

一方、河道拡幅に対しては、掃流力が低下し、土砂堆積が起こって、元の川幅に戻ろうとする場合（河道調整機能）もある。これまでの研究では、大河川においては摩擦速度が 15% 以上低下すると、河岸沿いに土砂堆積が起こり、数十年経過すると概ね元の川幅に戻った（又は細粒化した）という例がある（図－4.4）。³⁾

河床変動は洗掘対策や施設設計などのために局所的に見ることも重要であるが、河床低下は上流から下流へ伝播するため、全川を対象とする河道計画の策定にあたっては大局的（ダイナミック）に見ることも必要である。すなわち、縦断的に見てどの区間が侵食・堆積空間となりやすいかが分かるし、また堤防や高水敷の侵食量は低水河岸高（低水路深さ＋洗掘深）などと密接な関係があるため、洗掘深の評価により河岸侵食量、ひいては必要高水敷幅を評価することができるからである。

高水敷における樹林化や高水敷の固結化も河床形態の変動と密接な関係がある。例えば、

樹林化は供給土砂量の減少・河道掘削に伴う河床低下、流量の減少に伴う高水敷の冠水頻度の低下により生じるが、高水敷が樹林化すると、洪水流が低水路に集中して、更に河床を低下させ、樹林化の進行を助長する⁴⁾ (図-4.5)。樹林の範囲・密度によっては洪水疎通能力を低下させる(樹林が広い範囲で高水敷を覆っているようでも、低速ではあるが洪水流は樹林間を流下する場合が多い)ので、結局樹林化区間は侵食・越水に対する危険性が高くなる。

時間スケールに対する河床形態の挙動を見ると、地盤沈下(木曾川や利根川他)や施設(ダム、砂防堰堤)建設に対する長期変動に比べて、砂利採取や河道掘削に対する河床形態変化のレスポンスは速い。すなわち、ダムや砂防堰堤が建設されると、下流への流送土砂が減少して、例えばダム直下流が河床低下し、場合によってはアーミングを引き起こす。しかし、その河床低下は一定期間後に停止する⁵⁾か、又は下流区間にまで影響をおよぼす場合でもかなりの時間を要する。これに対して、砂利採取や河道掘削はそれ以上に大きく影響し、しかも影響が発現するまでの時間は短い。掘削量に応じて、セグメント1区間では平均河床高、最深河床高が低下し、その低下量は同程度である⁶⁾。ただし、難侵食層(基岩、洪積層、沖積粘土層など)があると、侵食に伴って難侵食層が露出し、最深河床高が平均河床高の変化に追従しない場合が多い。

以上のことより、河床形態については、以下の点に着目しながら、検討する必要がある。

- 1) 土砂バランスを見ているか
- 2) 河床変動に影響をおよぼす施設はないか
- 3) 河床変動を大局的に見ているか
- 4) どういう空間スケールで見ているか
- 5) インパクトによる影響及びその発現時間の違いを見ているか
- 6) どのような時間スケールで見ているか

参考文献

- 1) 建設省技術研究会：第45回建設省技術研究会報告(平成3年度) p.700、p.730、1992
- 2) 京浜河川事務所：第4回多摩川水系河道計画検討会 資料1 p.5 2002.10
- 3) 山本晃一他：自然的擾乱・人為的インパクトと河川生態系の関係に関する研究、河川環境管理財団、2002
- 4) 末次忠司・藤田光一・服部敦・瀬崎智之・伊藤政彦・榎本真二：礫床河川に繁茂する植生の洪水擾乱に対する応答、遷移および群落拡大の特性—多摩川と千曲川の礫河原を対象として—、p.2、国土技術政策総合研究所資料 第161号、2004
- 5) 山本晃一：沖積河川学、pp.327-328 山海堂、1994
- 6) 山本晃一：沖積河川学、p.324 山海堂、1994

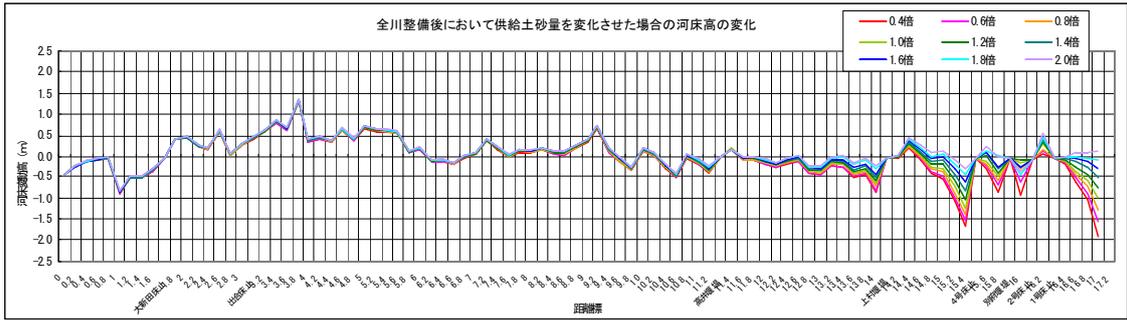


図-4.1 供給土砂量を変化させた場合の河床変動シミュレーション（重信川）

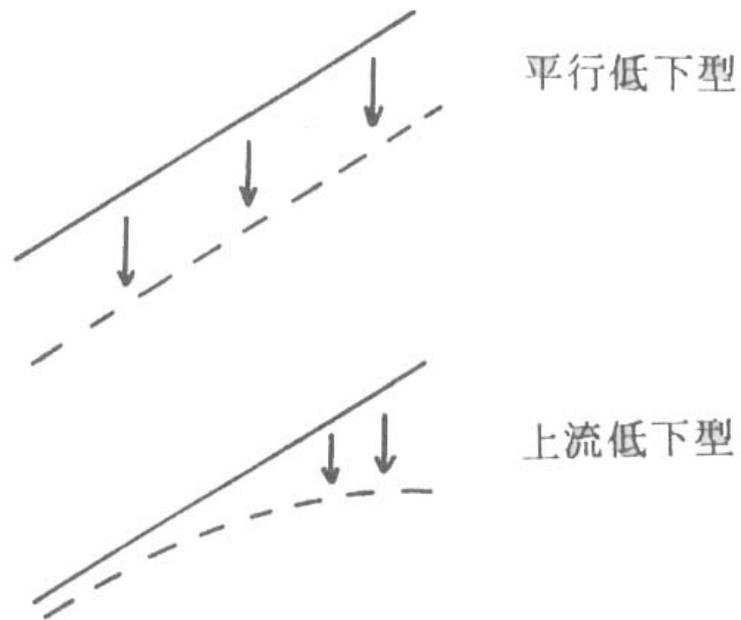


図-4.2 河床低下の種類 (参考文献¹⁾より)

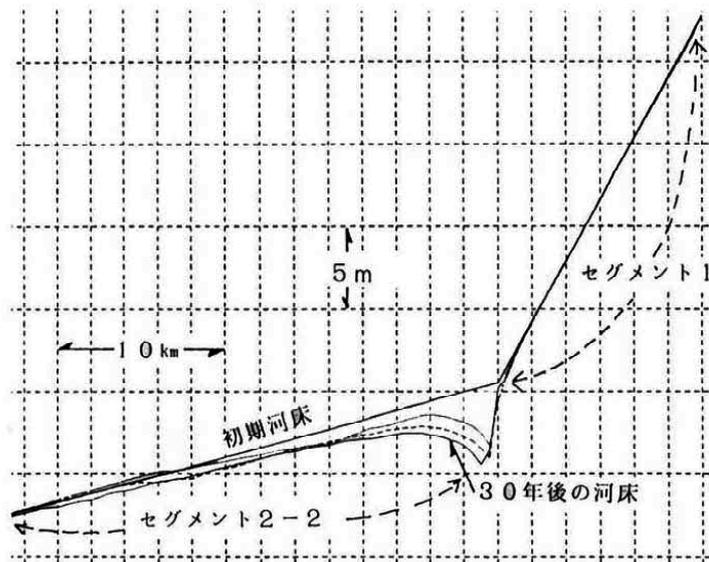


図-4.3 上流供給土砂量がない場合の河床縦断形の応答 (モデル河道計算例)
(参考文献¹⁾より)

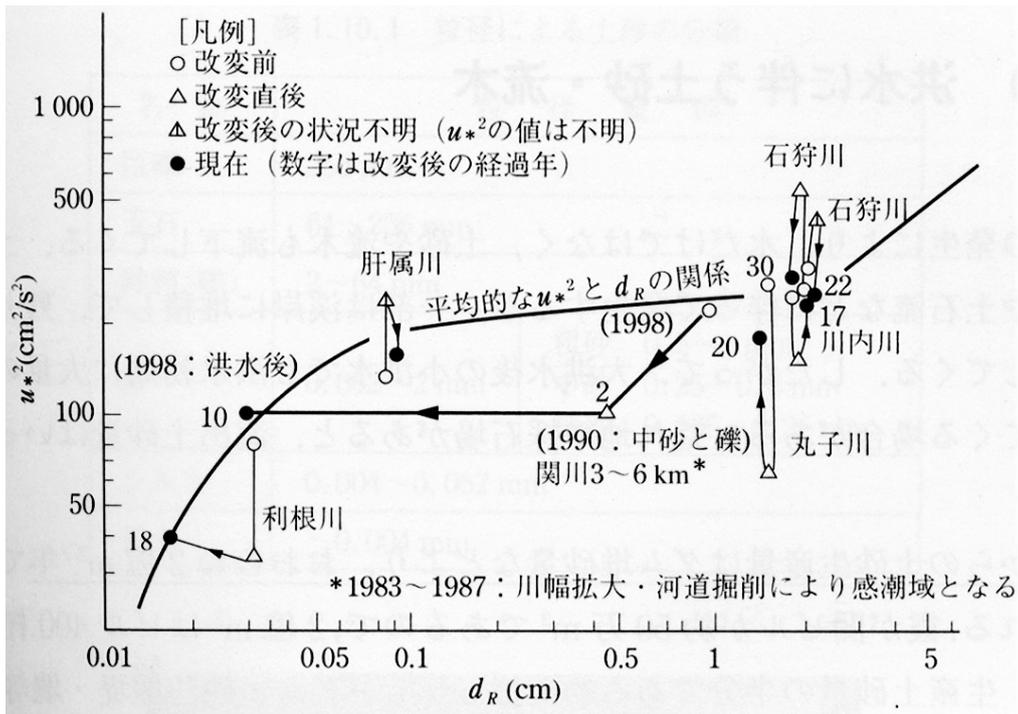


図-4.4 低水路幅の変化に伴う河道復元機能 (参考文献³⁾より)

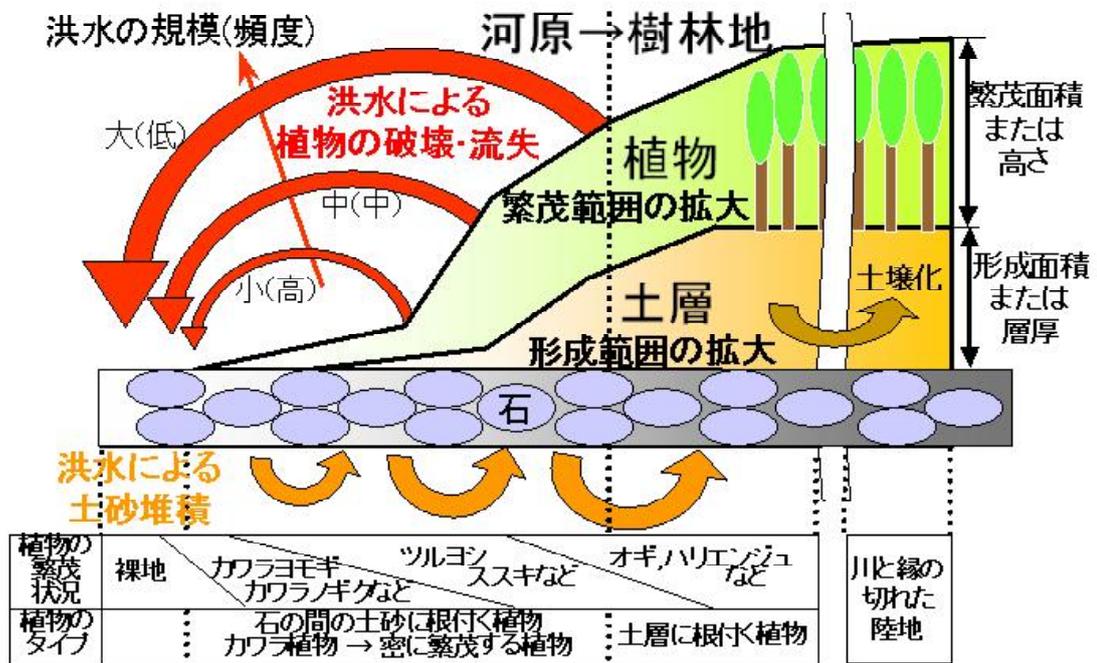


図-4.5 出水に伴う河原の樹林化仕組み
(国土技術政策総合研究所資料、参考文献⁴⁾より)

5. 河床変動の不連続性

河床形態の変動量に比べると、洪水時の局所的な河床変動量は大きい。洪水に伴う洗掘箇所は河床高は洪水の増水期に徐々に下がり、減水期に徐々に回復するのではなく、洪水ピーク時又は洪水位の急上昇時に急激に下がる場合が多く、洪水ピークを過ぎると直ちに埋め戻しが始まり、かなりの部分は減水期に埋め戻ってしまう（横断的な平均河床高で見れば、大きな変動ではない）。従来、セグメント 2-2 の河道では深掘れ部の埋め戻しが顕著であると言われていたが、セグメント 1 の河道でも顕著な埋め戻しが確認されている¹⁾（図－5.1）。

従って、施設設計にはこの最大洗掘深に対応して、護岸や橋脚の根入れ等を検討しなければならない。セグメント 1、2-1 の場合の最大洗掘深は H/d をパラメータとする $B/H_m \sim H_s/H_m$ 曲線（ H_m ：平均水深、 H_s ：砂州波高）により概ね予測可能である（図－5.2）²⁾。ここで、セグメント 1 及び 2-1 の直線河道では、 $B/H \geq (10 \sim 20)$ で砂州が発生し、最大洗掘深は概ね砂州高 H_s の 8 割程度である。湾曲河道では低水路幅/曲率半径に応じた補正係数をこの最大洗掘深に乗じる必要がある³⁾。最大洗掘深は定性的には H/d が小さいほど大きく、 B/H_m が小さい場合は概ね B と比例関係にある。ただし、中小河川の場合は B/H_m が小さく、砂州の発達が少ないので、 $B/H_m \leq 10$ 又は $d \leq 0.2\text{mm}$ の場合は、上記した曲線からではなく、現況の最大洗掘深で評価する⁴⁾。そして、河道が湾曲している場合は上記同様に洗掘深の補正を行う。

河床洗掘には①砂州の移動、②空間的に一様な河床変動（ B/H が小さい場合、砂河川で洪水規模が遷移領域に属する場合）、③中小洪水時の偏流に伴う洗掘、④床止めや橋脚などの構造物による洗掘など、いくつかのパターンがある。このうち、③は局所的な洗掘なので、河道管理ではなく基礎の根入れ等で見込むし、④は時空間的な変動が少ないので、以下では①②について考察する。

①の砂州の発達・移動に伴う河床形態について考える際には、砂州の規模を念頭に置いて考える必要がある。小さな砂州の移動は速いが、大きな砂州の移動は遅い。斐伊川を対象に、ラジコンボートに搭載した音響測深器により砂礫堆の特性（形状、個数、移動距離）を計測した事例もある。この観測結果⁵⁾によれば、大規模砂州の上に 4～5 モードの中規模砂州が重層して発達するとともに、1 洪水により波高の大きな砂州は 15～20m、波高の小さな砂州は 30～50m 移動していた。また、砂州の（谷から谷への）移動は 1～2 日程度を要するので、河床形態の変化速度はそれほど速くない（図－5.3）。

砂面計により観測された河床変動形態としては、洪水時における高水位に伴う掃流力により洗掘された土砂は下流へ流送されるので、ある地点で時間的に見ると河床低下する直前に一旦河床高が上昇することがある（図－5.4）⁶⁾。

②の場合、①の砂州ほどの横断的な河床変化は生じないが、それでも横断的に見て、洗掘傾向の箇所と堆積傾向の箇所が生じ、しかもその傾向は時間的に変化する（Schoklitseh による掃流砂量の横断分布に通じる）。

一方、流下能力を確保するために湾曲部内岸側の砂州を掘削していた時には起きていなかった対岸の深掘れが、環境に配慮して砂州掘削をやめた途端に発生し始めた事例（阿賀野川）もある。これは砂州による低水路縮小に伴って掃流力が大きくなったために深掘れが進行したものであり、時間的な反応は早い。

河床波に伴う河床変動について見てみると、水理量の変化に従って河床波の形態は様々に変化する⁷⁾(図-5.5)。河床波の変化の中で最もダイナミックなのが砂堆から平坦河床への変化で、その際に粗度係数、流速、水位、流砂量の変化が不連続に生じる。

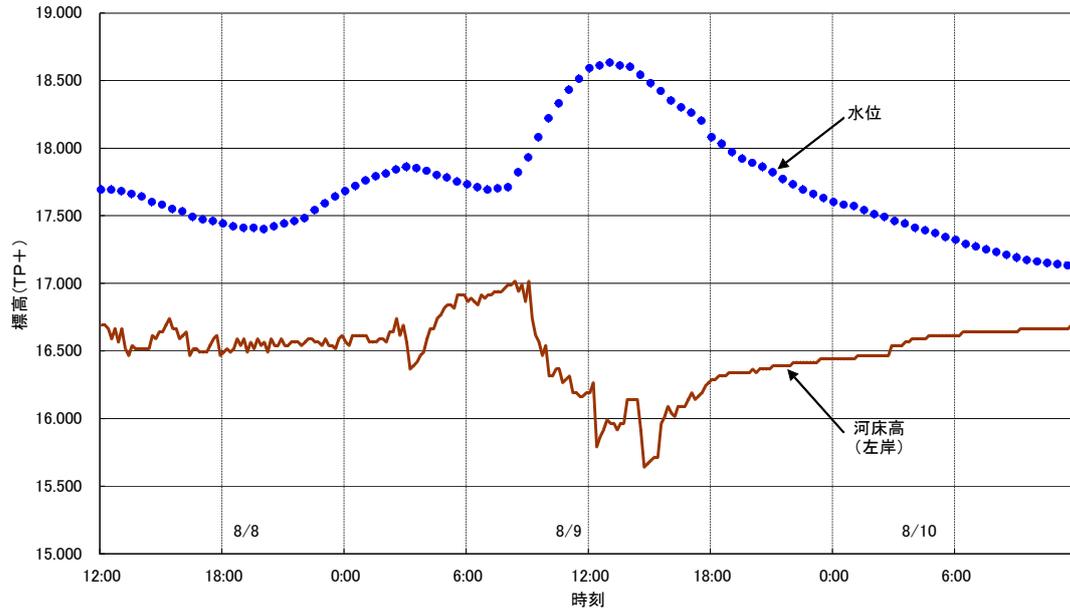
以上のことより、河床変動については、以下の点に着目しながら、検討する必要がある。

- 1) 洪水中の挙動を見ているか(最大洗掘深を適切に評価しているか)
- 2) 河床洗掘のダイナミックな挙動を見ているか
- 3) 河床洗掘に影響をおよぼすインパクトを考えているか
- 4) インパクトによる影響度合いを考えているか

参考文献

- 1) 河川局治水課他：国土技術研究会指定課題「河床変動の特性把握と予測に関する研究」
中間資料、2002
- 2) 山本晃一：沖積河川学、p.460、1994.9
- 3) 国土開発技術研究センター編集：護岸の力学設計法 pp.54、山海堂、1999
- 4) (社)全国防災協会：美しい山河を守る災害復旧基本方針(第5版)、p.参考I-12、2002.6
- 5) 宇民正他：斐伊川における砂州の動態観測、水工学論文集42巻、p.1101、1998.2
- 6) 国土技術政策総合研究所河川研究室：多摩川永田地区模型実験業務(H14)その2報告書、pp.4-29 2003.2
- 7) 新谷融・黒木幹男：流域動態の認識とその方法、p.180、北海道大学図書刊行会、2001.3

平成15年台風10号



図－ 5.1 深掘れ部の埋め戻しが顕著な例（安倍川手越地点 砂面計計測データ）

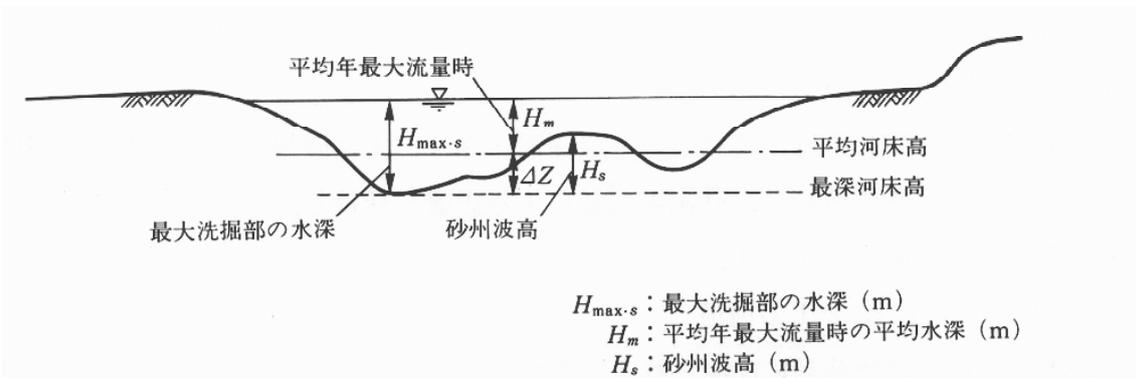
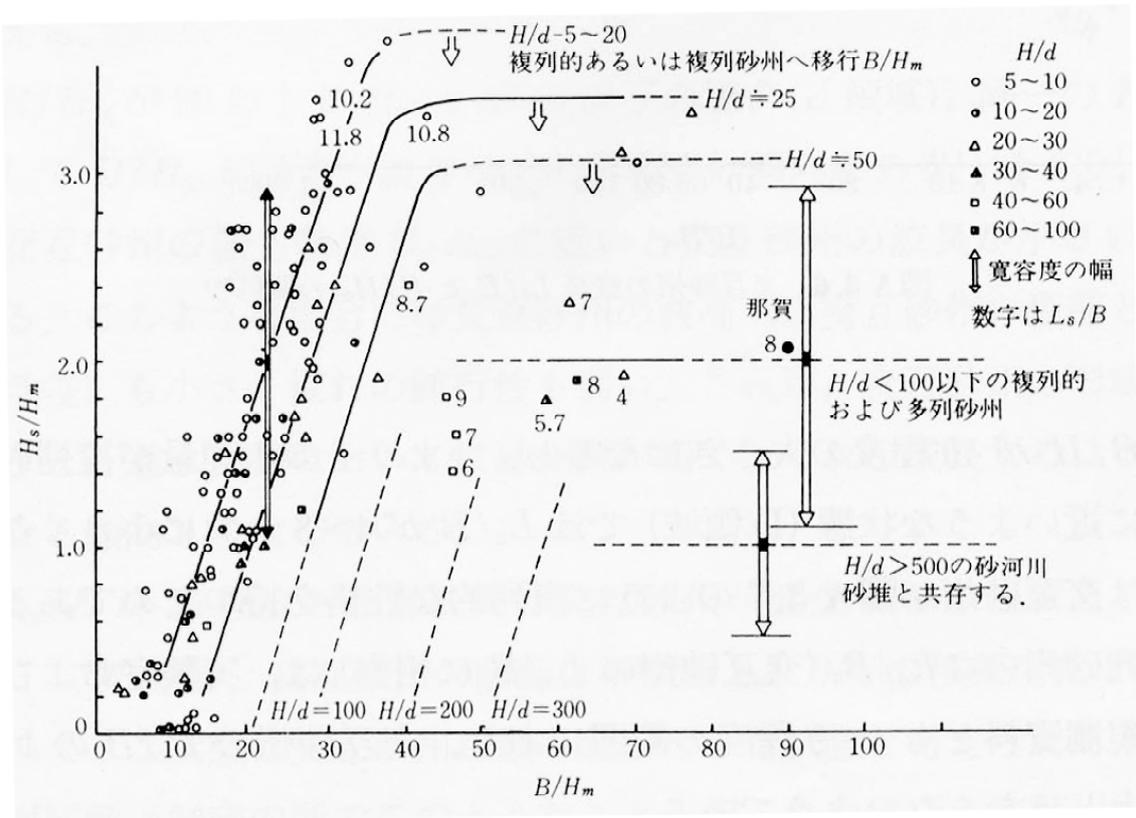
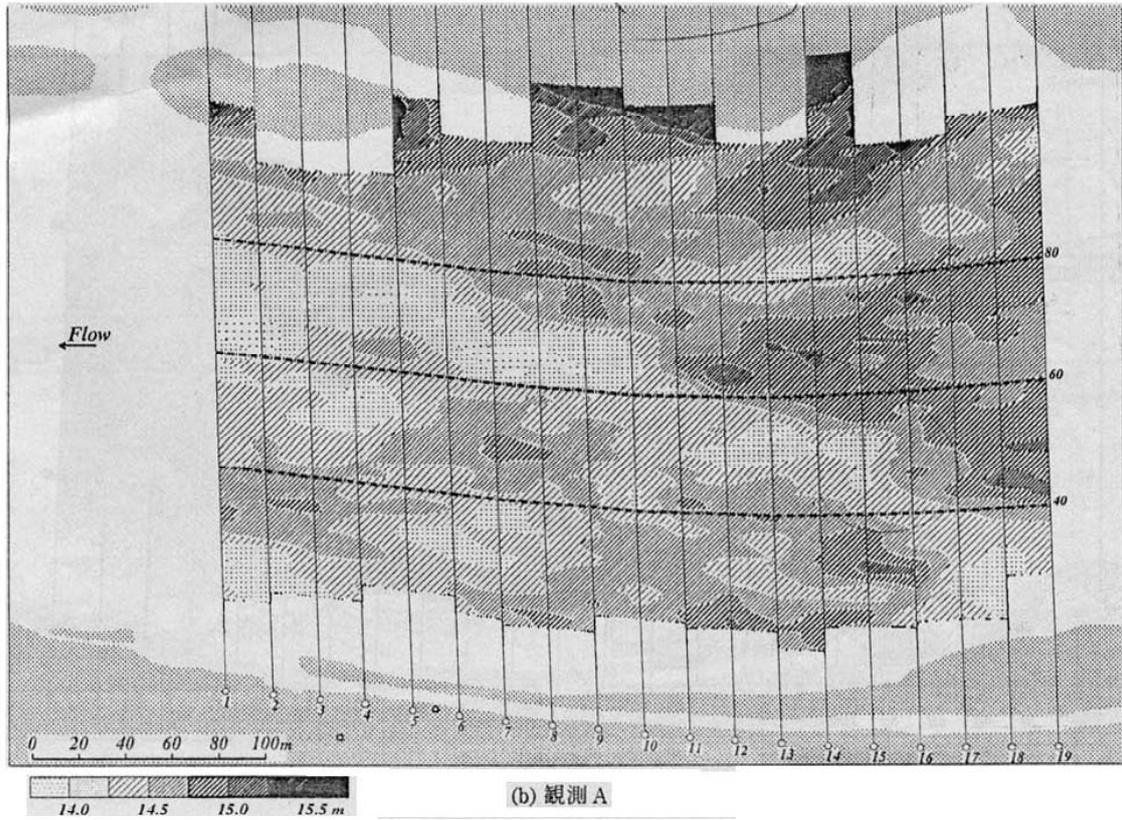
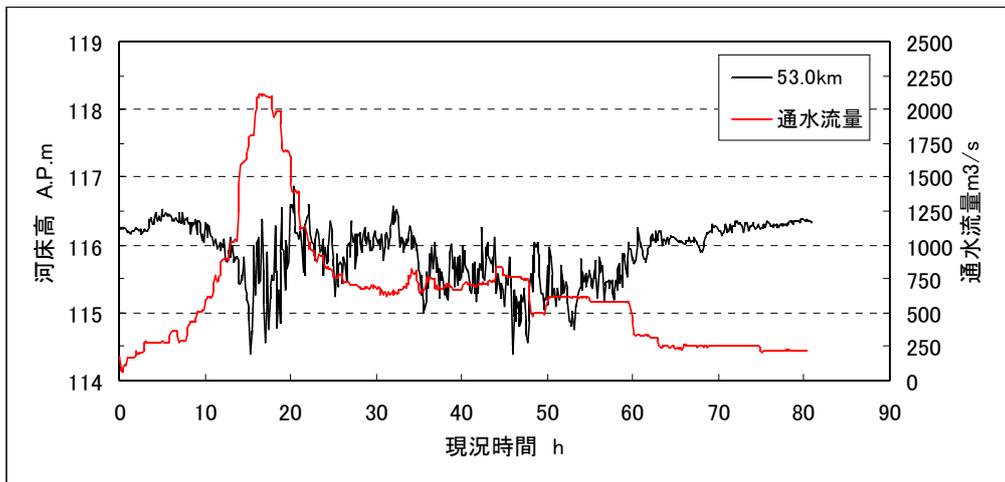
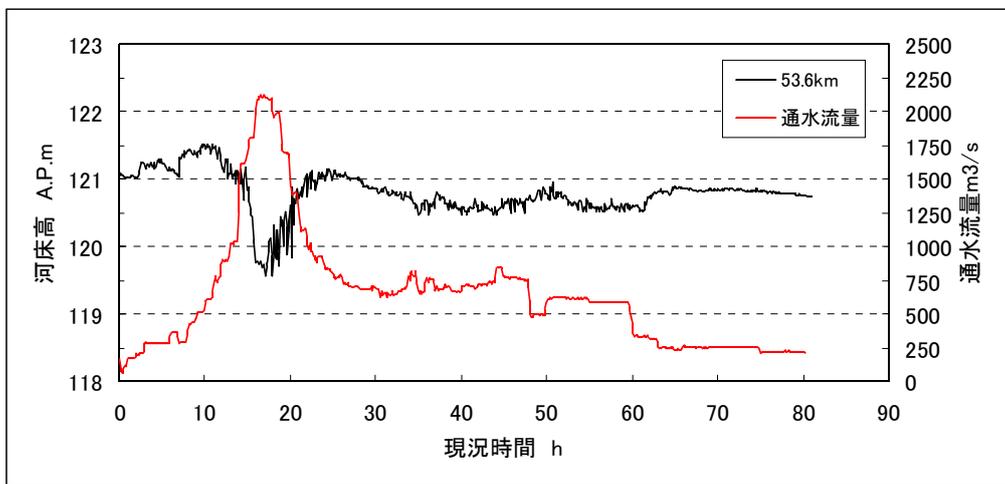
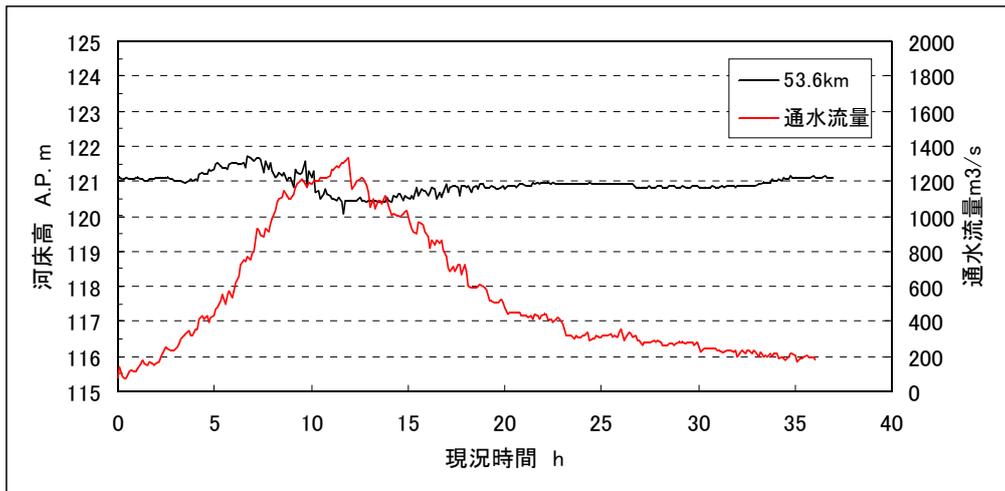


図-5.2 H_s/H_m と B/H_m の関係 (ただし τ_* は 0.03 ~ 0.4 の範囲)
 (沖積河川学、参考文献²⁾より)



図－ 5.3 河床形状の平面図（水工学論文集、参考文献⁹⁾より）



図一 5.4 河床低下する前に一旦河床高が上昇したケース
 (多摩川永田地区水理実験砂面計計測データ) (参考文献⁶⁾より)

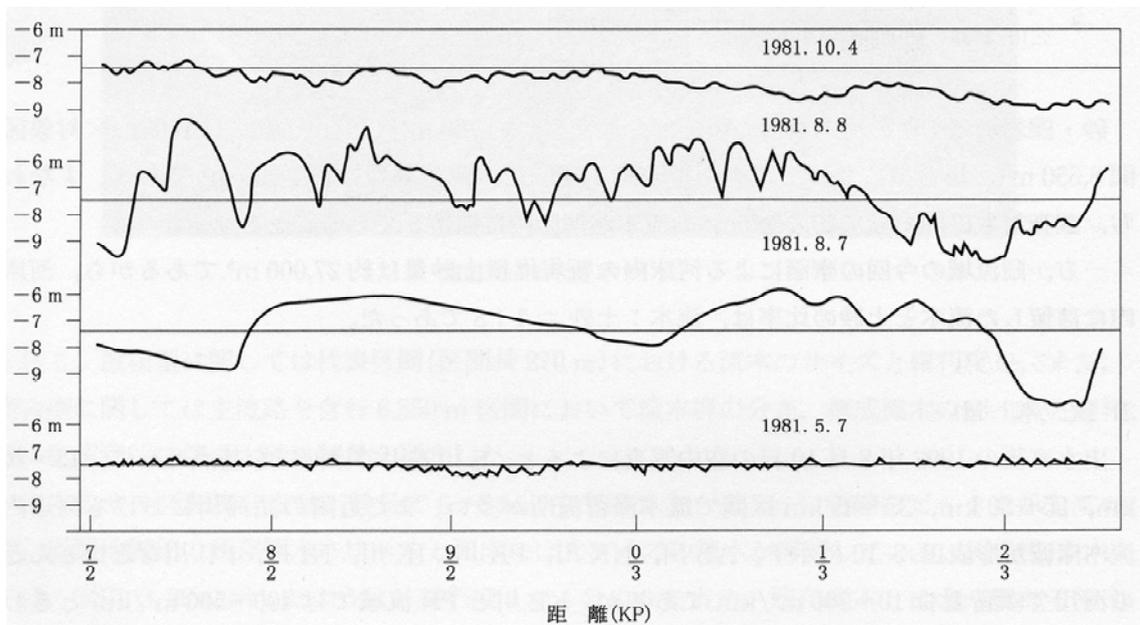
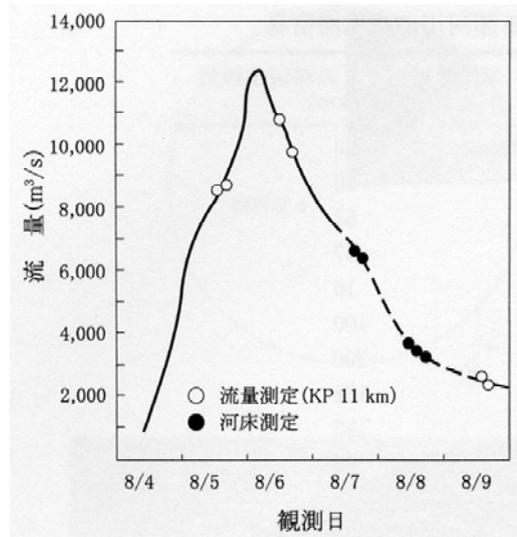


図- 5.5 水理量の変化に伴う河床波の形態の変化 (参考文献⁷⁾より)

6. 流砂特性の不連続性

流砂はその粒径の大きさ等によって、粒径が細かい方からウォッシュロード、浮遊砂、掃流砂に分類される。各運動形態は粒径だけではなく、掃流力を表す1パラメータである水深（流量、 u_* とも関係）と u_*/w_0 との関係により分類できる（「3. 土砂分級の不連続性」）。浮遊砂量や掃流砂量は掃流力の大きさによって、空間的に見ると急流部では掃流砂、緩流部ではウォッシュロードや浮遊砂が相対的に卓越している。洪水時で見ると、流量が大きいほど、相対的に掃流砂量の割合が多くなり、時間的な変動が見られる¹⁾。各流砂の割合は河道・洪水特性により異なるが、沖積河川では概ね7～8割がウォッシュロードや浮遊砂である。涸沼川においては年間土砂移動量の約9割がウォッシュロードと浮遊砂であることが確認されている。

浮遊砂量やウォッシュロード量は流量規模によらず、概ね流量 Q^2 に比例する。流域の地質が風化花崗岩である矢作川などでは大きな比例定数を持つ²⁾（図－6.1）。涸沼川観測結果では流量がピークを迎える2～3時間前にウォッシュロード的運動形態で流下する土砂濃度がピークを迎えるヒステリシスが生じる場合があることが確認されている³⁾（図－6.2）。

また、掃流砂量 Q_B については流量が少ない時は Q^2 より大きな勾配となる（流量の変化に対して、掃流砂量が大きく変化する）が、流量がある程度多くなると、掃流砂量は流量の増加ほどは増加しなくなる（ $Q \sim Q_B$ カーブの勾配が緩くなる）⁴⁾。

流砂特性としては、浮遊砂は粒径が0.2～0.3mm以上になると、鉛直方向に濃度分布を持つようになるのに対して、ウォッシュロードはほぼ一様分布を示す。ウォッシュロードや浮遊砂は水平方向にも分布を持つ場合がある。石狩川における観測では支川の夕張川が合流して4.5km下流の石狩大橋地点においても、横断方向に分布が見られた。すなわち、流砂量が多い夕張川が合流する左岸側は当地点において川幅の半分以上の範囲で大きなSSが見られた⁵⁾（図－6.3）。

また、掃流砂は岩垣公式（ $R_* \sim \tau_* c$ 、又は $d \sim u_* c$ 関係）により、その移動限界を知ることができるが、実際の河川における河床材料は混合砂であり、芦田・道上やParkerの粒径別限界掃流力の考え方の方が良く適合する。国土技術政策総合研究所河川研究室では粒径比が大きい場合の掃流砂量を流送土砂循環装置付可変勾配水路を用いて計測し、課題とされている混合粒径の流砂量式の精度向上の検討を実施している。流砂量観測の結果によると、掃流砂量は河床波の影響を受ける、すなわち同じ水理量であっても河床波のクレスト*が通過する時には流砂量が多くなる⁶⁾（図－6.4）。掃流砂量は（河床低下に伴う）河床材料の変化の影響も受けるとともに、横断方向に分布を生じる⁶⁾（図－6.5）。

*スキャニングソナーを用いれば、超音波の反射強度より洪水時の河床波の特性を捉えることができる。涸沼川における計測の結果、河床波のクレストの波高は最大で20cm、波長は1～5mであり、1～10m/h程度の速度で下流へ移動していた⁹⁾（図－6.6）

河道計画等でよく用いられているモデル等（流水のモデルは省略している）は、以下の通りである。なお、河道が大きく湾曲している場合や複列砂州河川のように空間的に掃流力が大きく異なる場合は流砂の2次元計算を行い、計算にあたっては流砂に作用する力の釣り合いより求めた長谷川の式などを用いる。

- ・河床変動に関する連続式

$$\frac{\partial z_B}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left(\left(\frac{\partial q_{Bx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{By}}{\partial y} \right) + q_{su} - C_0 w_0 \right) = 0$$

ただし、 z_B : 河床高、 λ : 空隙率、 q_{Bx} : x 方向掃流砂量、 q_{By} : y 方向掃流砂量、 q_{su} : 浮遊砂浮上量、 C_0 : 浮遊砂底面濃度、 w_0 : 浮遊砂沈降速度である。

- ・上流端からの供給土砂量 = 掃流力見合いの流砂量
- ・掃流砂量式 芦田・道上の式

$$q_B = 17 \tau_*^{3/2} \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*} \right) \left(1 - \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\tau_*}} \right)$$

ただし q_B : 掃流砂量、 τ_* : 無次元掃流力、 τ_{*c} : 無次元限界掃流力とする。

- ・浮遊砂量式 Lane-Kalinske の式

$$q_s = q C_a P \exp\left(\frac{6aw_0}{\kappa h u_*}\right) \quad P = \int \left[1 + \frac{1}{\kappa \phi} (1 + \ln \eta) \right] \exp\left(-\frac{6w_0}{\kappa u_*} \eta\right) d\eta$$

$$q_s = q C_0 P \quad , \quad C_0 = 5.55 \Delta F(w_0) \left[\frac{1}{2} \left(\frac{u_*}{w_0} \right) \exp\left(-\left(\frac{w_0}{u_*}\right)^2\right) \right]^{1.61}$$

ただし q_s : 浮遊砂量 (単位時間単位幅当たり)、 C_a : 基準面濃度、 a : 基準面高 (通常 = 0.05h)、 κ : カルマン係数、 u_* : 摩擦速度、 P : ϕ をパラメータとする関数、 h : 水深、 z : 流路床からの距離、 $\eta = z/h$ 、 $\Delta F(w_0)$: 沈降速度 w_0 なる砂粒が河床砂礫中に占める割合 (%) である。

- ・基準面浮遊砂濃度 Lane-Kalinske の濃度分布式

$$\frac{u}{v} = 1 + \frac{1}{\kappa \phi} (1 + \ln \eta) \quad , \quad \frac{C}{C_a} = \exp\left(-\frac{6}{\kappa} \left(\frac{z-a}{h}\right) \frac{w_0}{u_*}\right)$$

ただし、 u : x 方向流速、 v : y 方向流速である。

- ・長谷川の式 : 2次元流砂式

$$q_{By} = q_{Bx} \left(\frac{v}{u} - \frac{1}{\sqrt{\mu_s \mu_k}} \left(\frac{u_{*c}}{u_*} \right) \frac{\partial z_B}{\partial y} \right) q_{Bx}$$

ただし μ_s : 静止摩擦係数、 μ_k : 動摩擦係数、 u_{*c} : 限界摩擦速度とする。

河床形態が砂漣、砂堆 (lower regime) であるときには、河床波の影響により有効掃流力に応じた流砂量が生じているが、河床形態が平坦河床、反砂堆 (upper regime) に変化すると、水位の低下・流速の増加⁷⁾ (図 - 6.7) とともに流砂量が不連続に増加する⁸⁾ (図 - 6.8)。

参考文献

- 1) 新谷融、黒木幹男 : 流域動態の認識とその方法、p.210、北海道大学図書刊行会、2001.3
- 2) 土木学会 : 水理公式集 [平成 11 年版]、p.170、丸善、1999

- 3) 藤田光一・末次忠司・平林桂・坂野章：澗沼川洪水観測レポート [2] 1990 ～ 2000、pp.62 ～ 91、土木研究所資料、第 3798 号、2001.3
- 4) 藤田光一・末次忠司・平林桂・坂野章：澗沼川洪水観測レポート [2] 1990 ～ 2000、P107、土木研究所資料、第 3798 号、2001.3
- 5) 国土交通省：平成 13 年度国土交通省国土技術研究会指定課題、6-46、2001.11
- 6) Basil Gomez:Comments on Sampling Bedload in Small River : 5th Federal Interagency Sedimentation Conferences, pp.2-66 1991
- 7) 山本晃一：河道特性論、土木研究所資料第 2662 号、p27、1988.8
- 8) 末次忠司・日下部隆昭・谷口丞：土砂動態予測のための河床変動モデルの改良－澗沼川を事例として－、国土技術政策総合研究所資料第 69 号、p.72、2003.3
- 9) 山本浩一：河床変動観測へのヘッド回転型サイドスキャンソナーの適用に関する研究、河川技術論文集、p.301、2004

- 矢作川 日名橋
- ◊ 豊川放水路
- ✦ 吉野川 中央橋
- 白川 12.2km
- △ 木津川 飯岡
- ◉ 白川 7.0km
- 長良川 墨俣
- 筑後川 大城橋
- 常願寺川 今川橋
- ▣ 筑後川 小野橋
- ▲ 旧信濃川 亭石橋
- ◇ 仁淀川
- 天塩川 39km
- × 貫志川
- ◎ 天塩川 49km
- + 矢場川

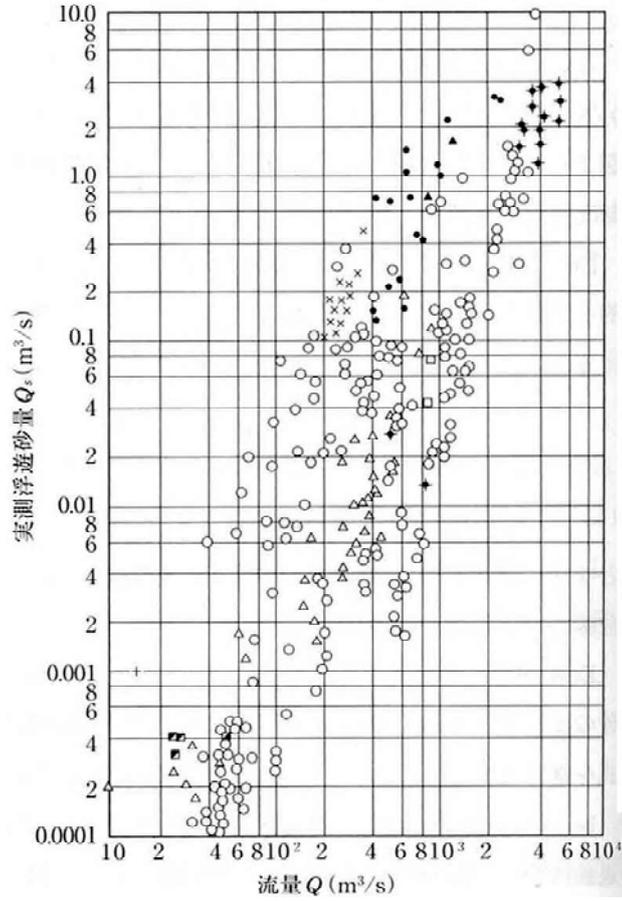


図- 6.1 実測浮遊砂量と流量との関係 (水理公式集、参考文献²⁾より)

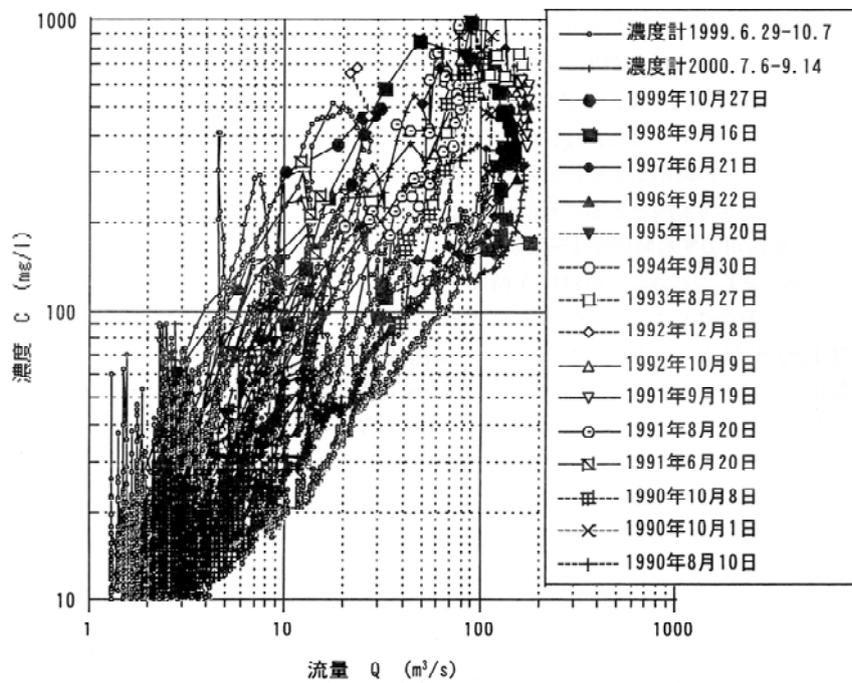
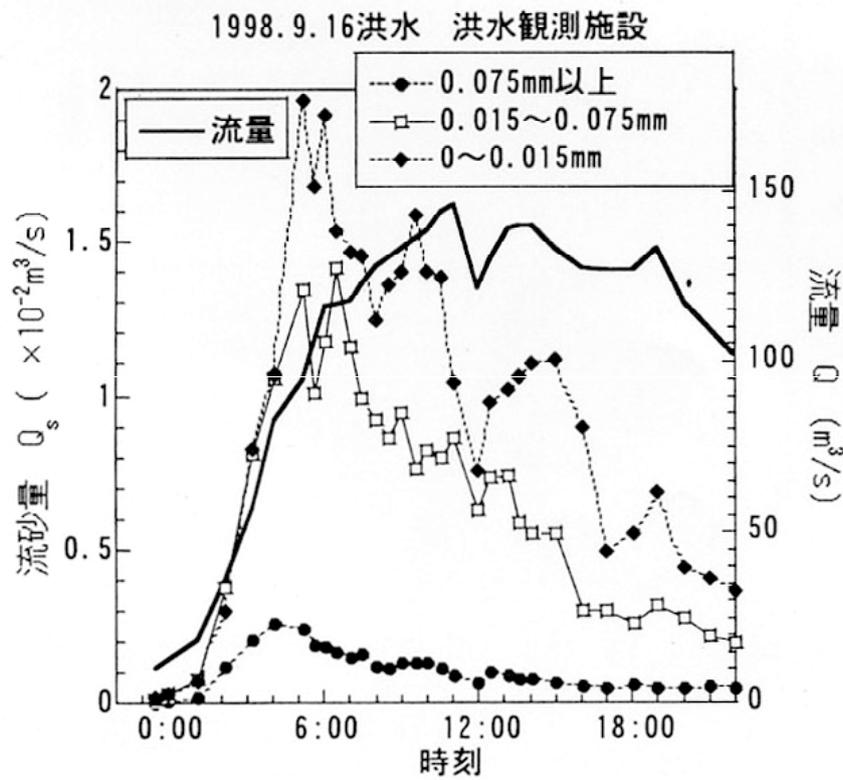
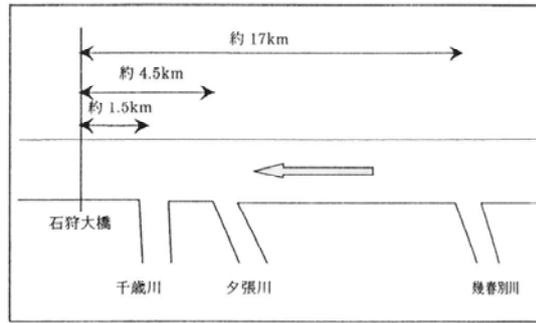
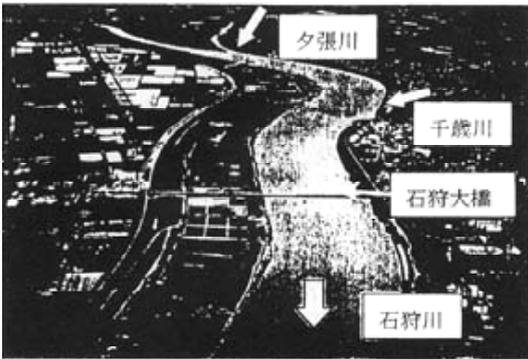


図-6.2 潤沼川観測結果 (土木研究所資料、参考資料³⁾より)

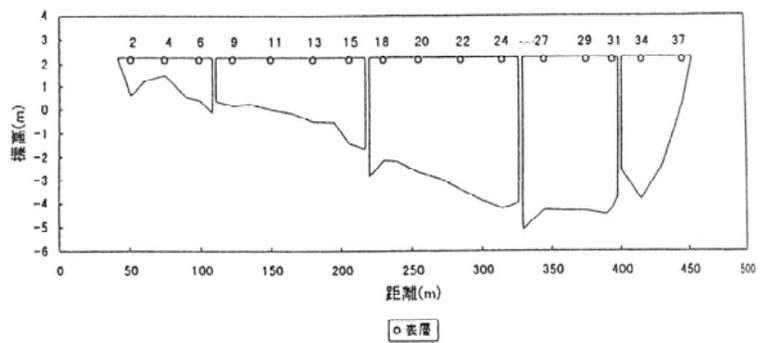


水質分布図

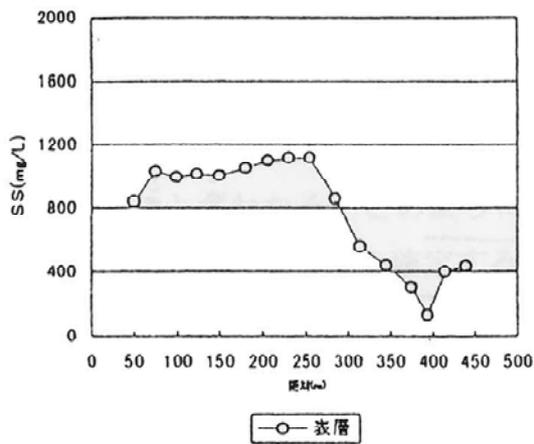
石狩大橋: 第4回

平成10年8月29日 H=2.26m

採取位置



SS



濁度

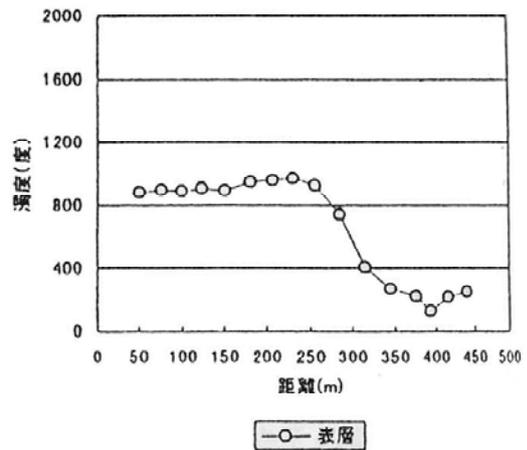


図-6.3 横断方向に土砂濃度分布を持つ事例 (参考文献⁵⁾より)

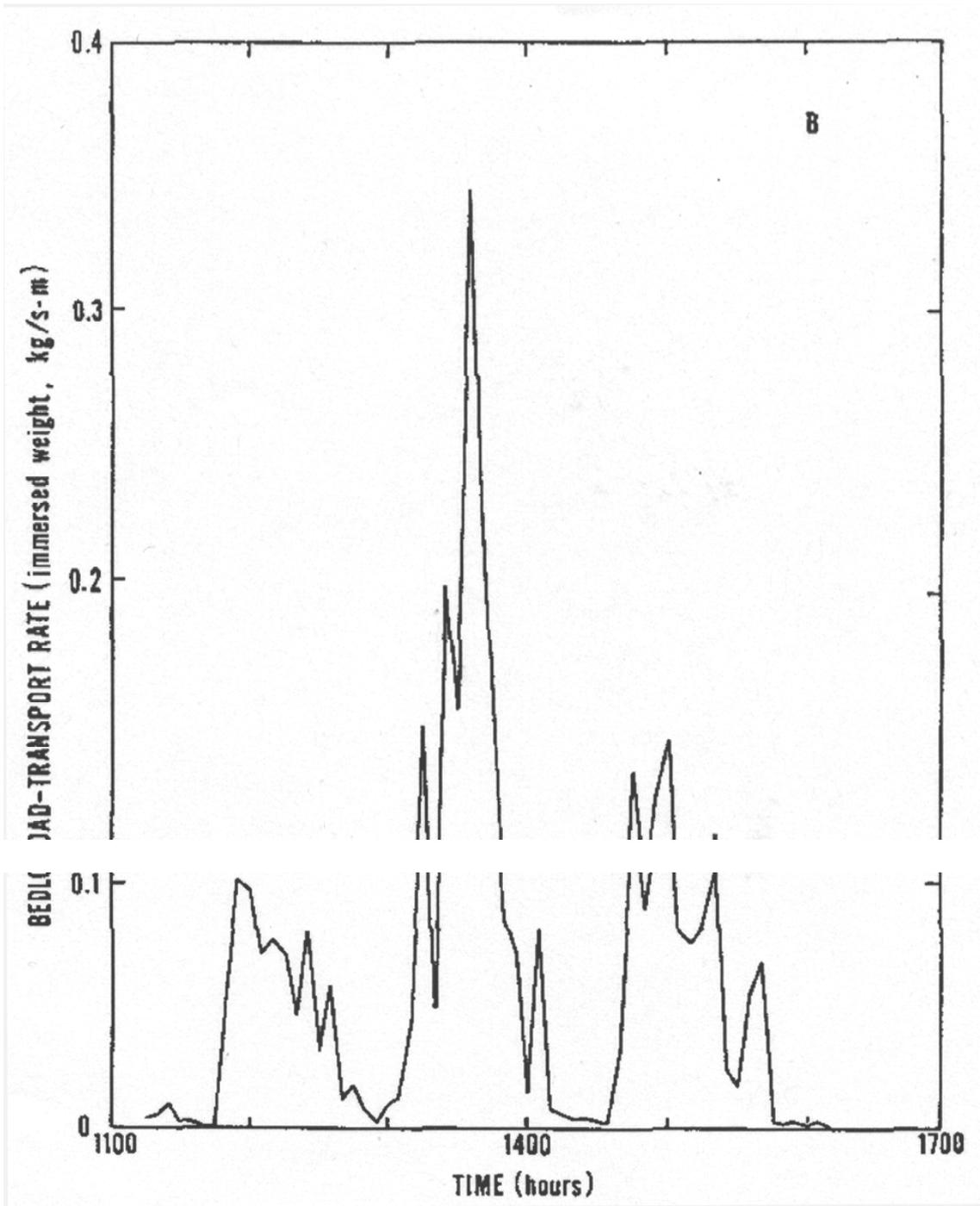


図-6.4 掃流砂の時間的変化を捉えた観測結果 (参考文献⁹より)

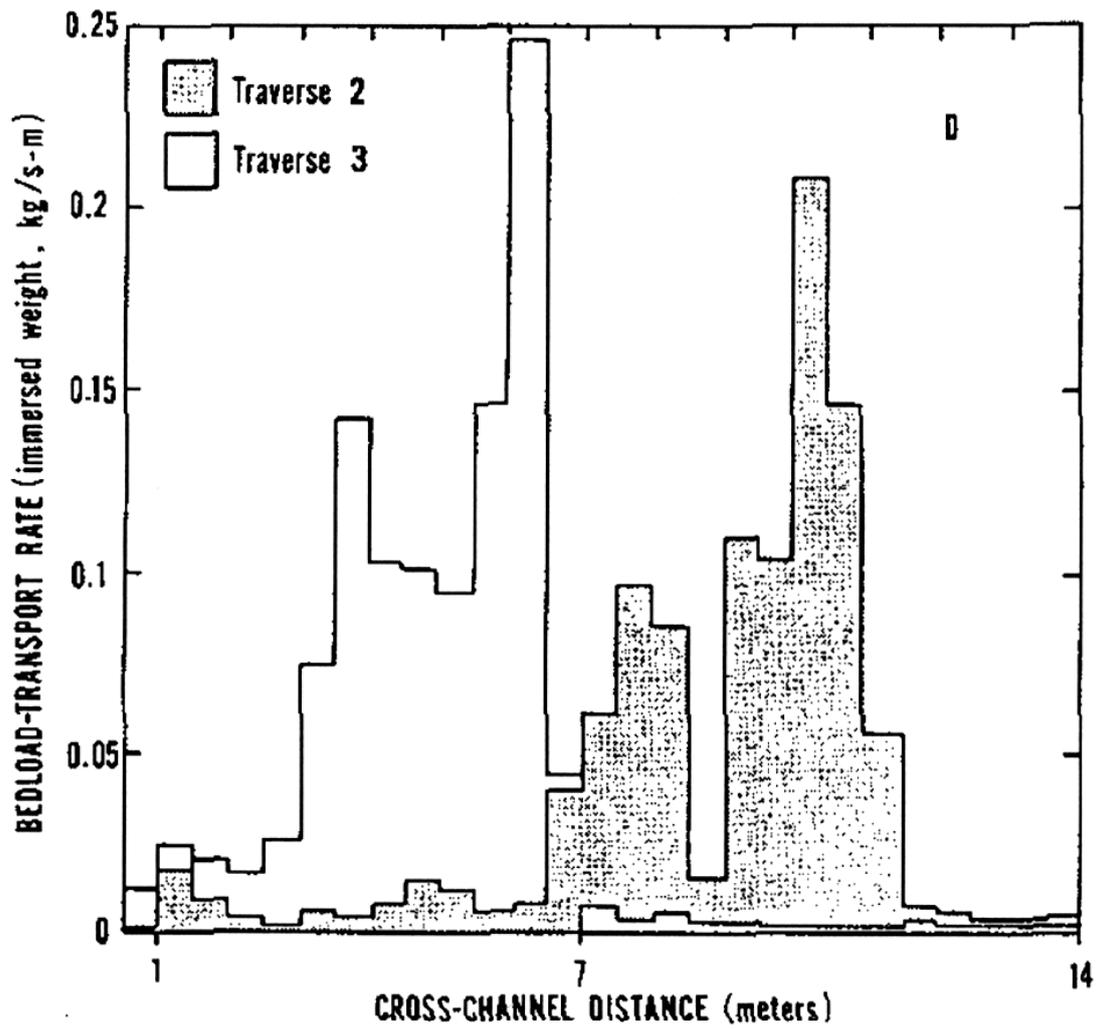


図-6.5 掃流砂の横断分布を捉えた観測結果 (参考文献⁹より)

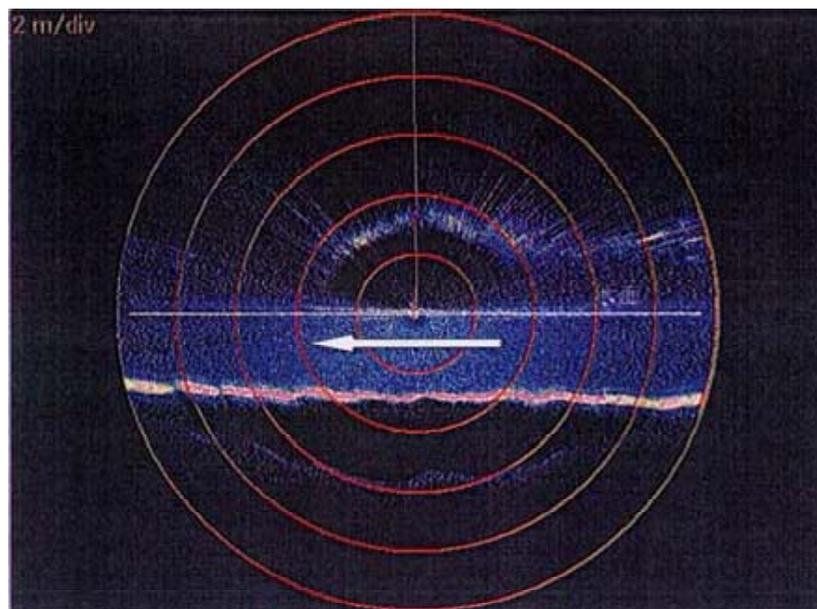
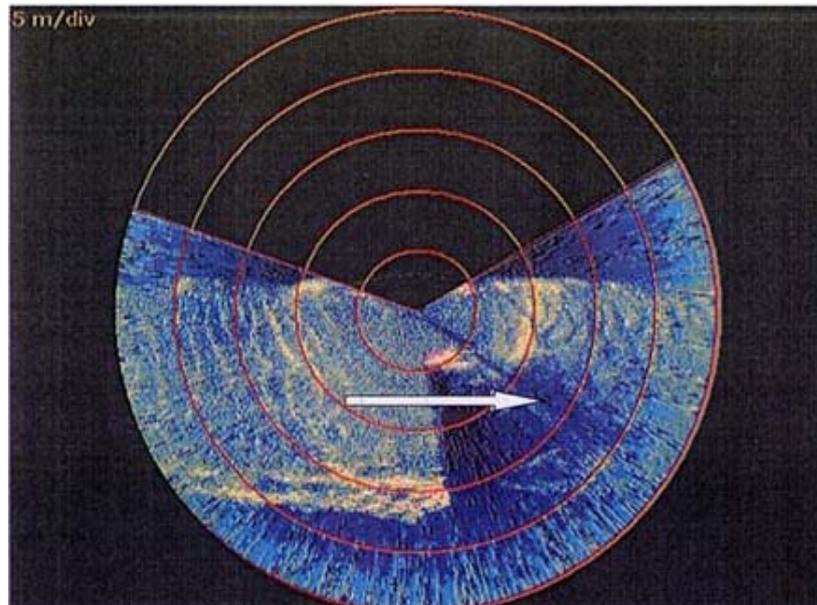
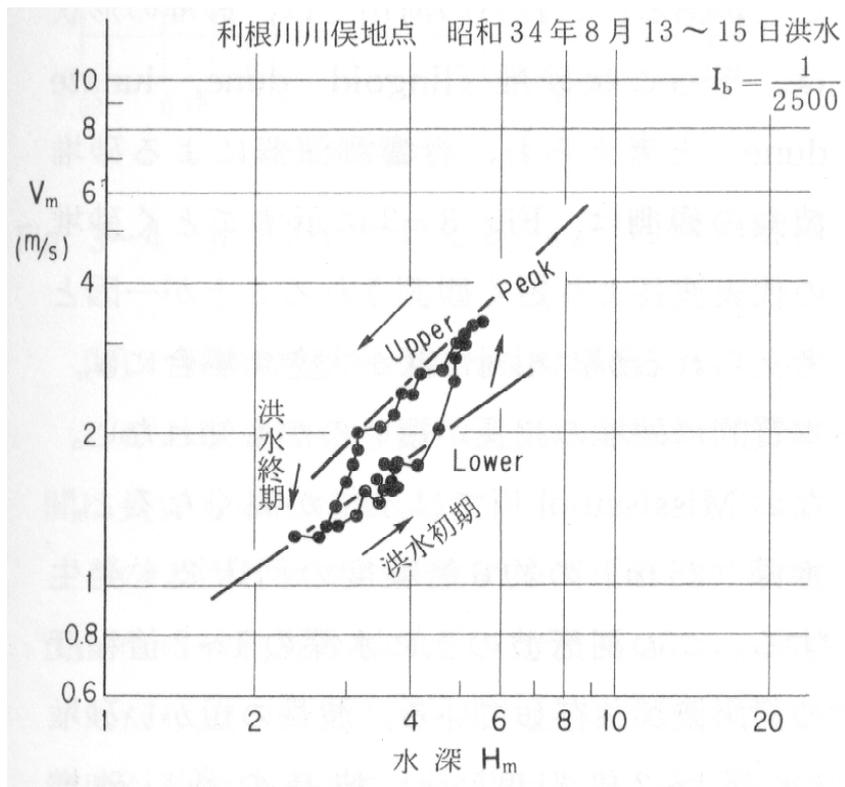


図- 6.6 スキャニングソナーでとらえた河床波（上：平面、下：縦断）
 （河川技術論文集、参考文献⁹⁾より）



図－6.7 河床形態と流砂量の関係（河道特性論、参考文献⁷⁾より）

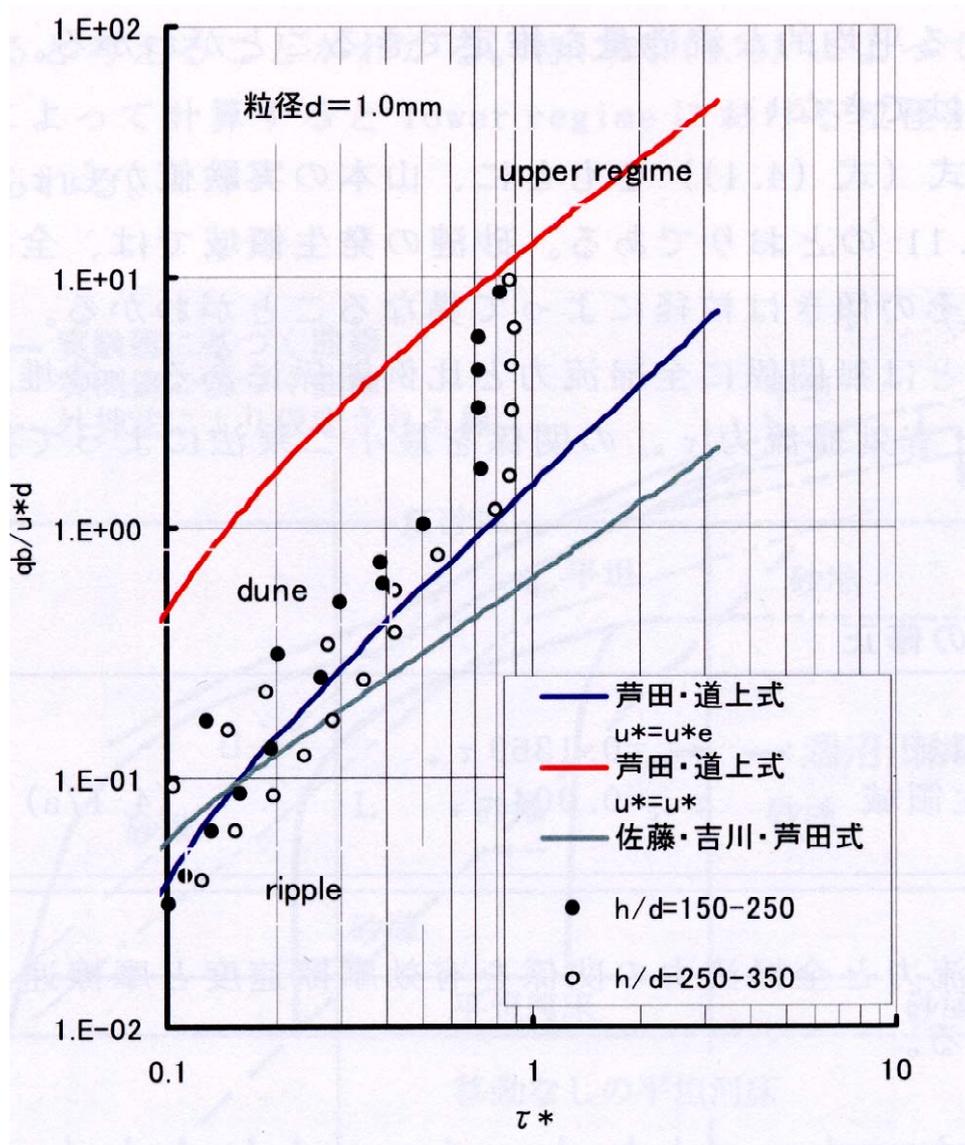


図- 6.8 河床形態と流砂量の関係
 (国土技術政策総合研究所資料、参考文献⁸⁾より)

7. 河口域における土砂動態の不連続性

河道区間の土砂動態（とそれに伴う河床形態）が洪水により概ね規定されているのに対して、河口域では海域からの波浪・潮汐・沿岸流も関係し、しかも、塩分が影響するため、土砂は非常に複雑な挙動を示すことになる。従って、河口域における土砂動態に関するモニタリング及び予測については、本章にまとめて記述することにする。

河口域における土砂動態は洪水流の拡散と河口デルタ（頂置面）の範囲あるいは砂の移動限界水深から定めた領域^{*1}を対象に、以下に示した土砂動態要因毎に計測又は解析して、洪水時・平水時における土砂収支を算定する必要がある（あわせて→以降に計測手法も示した）。河口域における地形形成は、洪水時の上流からの土砂供給が主要因となり、平常時の潮汐・波浪による土砂移動が副要因である。すなわち、平水時における土砂移動量はそれほど多くはないが、1年間の総量で見ると、中小洪水1回程度の土砂移動量に相当するので、平水時における土砂収支も検討しておく必要がある（図－7.1、表－7.1）¹⁾。そして、これらの土砂収支が明らかになれば、河口域における地形変化量を推定することができる。

- ①河道からの供給土砂量 → 濁度計の濁度より算定した SS ($SS \div A \times \text{濁度}^B$ A、B は現地計測値より算定) に流量を乗じて（又は掃流砂は採取器により）流砂量を算定できる
- ②波浪や潮汐（満潮、干潮）に伴う運搬土砂量 → 濁度計、電磁流速計及び超音波流速計により、①と同様に流砂量を算定できる
- ③沿岸漂砂量（対象領域への流入・流出量） → 捕砂管²⁾により鉛直方向の流砂濃度を計測したり、捕砂箱により底面における漂砂量及びその方向を調べることができる（図－7.2）²⁾。底面に固定した超音波流速計を併用すると、漂砂の卓越方向を一層明確に知ることができる。
- ④漂砂量（岸向き、沖向き）による土砂移動量 → 沿岸漂砂量と同様に、捕砂箱(管)により計測を行う。ADCP の反射音響強度分布により鉛直方向の SS 分布が分かれば、更に精度の高い観測となる
- ⑤塩分量 → 塩分計により計測。フロック化（5～10psu（1psu \div 0.1%）程度の塩分濃度により微細土砂が凝集する）による粒径変化は先ず現地で顕微鏡やその他の粒度分析機器により粒径および沈降速度を分析したのち、現地採水を持ち帰り、団粒化した土砂を超音波破砕器により破壊してフロック化する前の実粒径を計測する他、沈降速度と粒径から換算された有効密度とあわせて、粒子の沈降特性を調べる。なお、0.2mm 以下の土砂であれば、水中設置型粒度・粒径分布測定記録計³⁾（図－7.3）により、現地において粒度をリアルタイムで計測することができる。

* 1：河床勾配が緩い（河道内水深が深い）河川における河口デルタの縦断距離は洪水継続時間、流出土砂量にもよるが、河口幅の3～4倍程度である⁴⁾

* 2：海底に打設した支柱に鉛直方向に複数の捕砂管（横に5cm程度の穴をあけている）を4つずつ取り付けたもので、捕砂箱では上面に開けられた4つの穴より土砂が流入するので、流入方向が分かる。

各々の土砂動態要因は以下に示すような時空間的不連続性を有している。

①②④⑤：河道の流況が洪水か平水かによって、河道からの供給土砂量(①)や沖向き漂砂量(④)は大きく変わるし、洪水流により岸向き漂砂量(④)や波浪・潮汐に伴う運搬土砂

量(②)は卓越しなくなり、土砂移動は時間的に大きな不連続性を示す⁵⁾(図-7.4)。また、中小洪水であれば、塩分は底層(凹状の地形)に滞留するが、流量が多くなると、塩分遡上量(⑤)が急減し、塩分はほとんど見られなくなる。

②④⑤：洪水の減水期には河口付近に土砂が堆積し、テラスが形成される。平水時には波浪や潮汐により河床の底泥が巻き上げられ、高濁度水塊となって上流に移送され、堆積する。特に、上げ潮時には巻き上げられた表層底質(浮遊砂)が塩水フロントに取り込まれて、河口を通過して河道へ遡上してくる⁶⁾⁷⁾⁸⁾(図-7.5、7.6)。一方、波浪の強い時には河口テラスから土砂が運ばれ、河口付近に砂州を形成する。

③：沿岸漂砂量を規定する波向、地形、構造物などに影響を受ける。この季節風は地域によって風向が変わるため、沿岸漂砂量は季節(時間)的不連続性*がある。一方、空間的な不連続性としては、土砂供給の大きな海食崖があると、その下手側の沿岸漂砂量が多くなるし、海岸に岬があると、沿岸漂砂が直接阻止される(直接効果)ため、漂砂系の境界となる。また、沿岸漂砂は岸から突出した構造物(港湾や漁港の防波堤など)があると、構造物の上手側に堆積し、下手側は侵食されるなど、漂砂の流れが遮断されて、空間的に不連続な土砂動態となる⁹⁾¹⁰⁾(図-7.7、7.8)。

*信濃川河口沿岸(ほぼ北東流)や安倍川河口沿岸(ほぼ南西流)などのように、漂砂方向が季節により変わらない場合と、天竜川河口沿岸(ほぼ東向き、又は西向きに近い流れ)などのように季節により変わる場合がある(H13海象年表)。

④：黒部川(地殻変動の影響あり)や富士川河口のような勾配の大きな海岸では、河口テラスの発達が悪く、たとえ冲向き漂砂量が多くても、河口域に堆積せず海岸の深い所まで運搬される土砂があるため、全ての冲向き漂砂が河口域の地形形成に寄与する訳ではない。海浜の広い範囲にわたる土砂収支を考える場合も沖合への土砂流出が重要であり、海底谷への流出を考える必要があると言われている¹¹⁾。

以上のような河口域における土砂バランスの結果、河口砂州が発達する場合がある。代表的な砂州形状は以下のように分類できる。

- ①両岸から砂州が発達したもの：勾配 $< 1/2000$ で比較的緩勾配、日本海側に多い。河口テラスの発達が著しい(例：雄物川、阿賀野川、由良川)
- ②汀線に平行に発達したもの：勾配 $> 1/2000$ の急流河川(例：荒川・天神川・日野川<日本海側>、新宮川・仁淀川・渡川<太平洋側>)

河口砂州の多くは洪水流によりフラッシュされ、その形態は洪水位上昇が緩やかな場合は側岸侵食により砂州が徐々にフラッシュされ、洪水位上昇が速い場合は砂州全体が一挙にフラッシュされる¹²⁾。砂州が固結化したり、植生が繁茂していると、部分的にしかフラッシュされない。

こうした一連の観測結果は対象域における地形測量結果と照合することにより、一応の観測精度の確認ができる。地形測量はナローマルチビーム測深システム*により行くと、従来の深浅測量よりも正確に効率よく(短時間で)、地形特性を把握することが可能である¹³⁾(図-7.9)。なお、ナローマルチビームの鉛直測量精度は浅海型で約5cmで、シングルビーム音響測深器の約1cmに比べると、精度が落ちる。加えて、測量船は揺動(ピッチ、ロールなど)するので、実際はこれ以上に測量精度が落ち、例えばシングルビーム音響測深器の場合、揺動補正を行った総合鉛直精度は約2cmである。また、河口砂州の

概略的な形状（水際線）は GPS などを用いれば、人がトレースする場合の移動速度は約 1km/h であるので短時間に把握できる。例えば、砂州の周囲延長が 1 km の場合は 1 時間程度で計測可能である。

*海面から指向性の鋭い音響ビームを複数本放射状に送受信することで面的に測量を行う。水深が深い領域で有利な計測手法であり、20m 以浅の浅海域では測線間隔を密にして測量データを取得する必要がある。日野川河口、富士川河口などで洪水前後の河口テラス地形が測量された

これらの測量結果により河口域における土砂動態特性は判明するが、将来の地形予測を行うには河口地形変化予測モデルを用いる必要がある。予測モデルには①河川流・潮汐流による土砂流送過程と波浪による漂砂の持ち込み作用とを考慮したモデルと、② one-line モデルをもとにしたものがあり、いずれも一次元解析である。

前者①の予測モデルは以下の数式で構成される¹⁴⁾。

$$(1-\lambda)Lh \frac{dB}{dt} = q_B B - Q_u$$

ここで、 λ ：砂の空隙率、 q_B ：単位幅当たりの河川流・潮汐流による流送土砂量、 Q_u ：河口内に流入する漂砂量とする。

河道流による流送土砂量については土砂供給モデル（「6. 流砂特性の不連続性」に記載）より算定され、潮汐による流送土砂量については塩水遡上による懸濁土砂の再配分モデル（鉛直 2 次元 $k-\varepsilon$ モデル*と沈降・巻き上げの式からなる）を考慮する。

* $k-\varepsilon$ モデルとは乱れエネルギー k と粘性散逸率 ε の輸送方程式で k 、 ε の他に、流速、水温、SS、塩分などがパラメータとなっている（流水だけでなく、塩分や濁質の挙動を把握できる）。鉛直 2 次元とは堤防法線垂直方向から見た 2 次元である

後者②は汀線変化モデルであり、海岸線位置の時間的変化を沿岸漂砂量の海岸線沿いの分布から予測する手法である。他にも海浜変形予測モデルとして、海浜流モデルから求めた底面せん断力に基づく漂砂量より、底面高の連続式を用いて地形変化量を算定できる（Boussinesq 方程式により底面流速波形を計算して求める方法もある）平面 2 次元海浜変化モデル等がある。汀線変化モデルが海岸線位置の変化を予測するのに対して、対象海浜全域にわたって波浪や海浜流場を計算し漂砂量を算定する。シルト分等については巻き上げ・沈降モデルにより粘性堆積物の巻き上げ量は底面せん断力の関数（パラメータは現地値でキャリブレーションする）で算定でき、また沈降量はフロキュレーションモデル（濃度の指数関数が多い）により解析できる。

以上のことより、河口域については、以下の点に着目しながら、検討する必要がある。

- 1) 河口域の土砂動態要因を全て考慮しているか
- 2) 土砂動態に影響をおよぼす季節風、地形、構造物について考慮しているか
- 3) モニタリングは精度良く行われているか
- 4) 河口砂州の形成メカニズムを把握しているか
- 5) 予測モデルは現象をよく再現しているか

参考文献

- 1) 宇野誠高・横山勝英・森下和志・高島創太郎・大角武志：熊本県白川河口域における

- 土砂動態、海岸工学論文集、第 49 巻、p.565、2002
- 2) 本間仁監修・堀川清司編：海岸環境工学、p.458、1985.6
 - 3) 山本浩一・横山勝英・阿部純恵・末次忠司：白川感潮域における高濁度水塊の遡上と懸濁物質の凝集に関する研究、第 7 回水環境学会シンポジウム講演集、pp.46-47、2004
 - 4) 山本晃一：沖積河川学、p.271、山海堂、1994.9
 - 5) 土木学会：水理公式集 [平成 11 年版]、p.511、丸善、1999
 - 6) 宇野誠高、横山勝英、他：「熊本県白川河口域における土砂動態」海岸工学論文集第 49 巻、p.561-565、2002
 - 7) 末次忠司他：沖積河川の河口域における土砂動態と地形・底質変化に関する研究 国土技術政策総合研究所資料 3 2 号、pp.130、2002.3
 - 8) 山本浩一・横山勝英・阿部純恵・末次忠司：白川感潮域における高濁度水塊の遡上と懸濁物質の凝集に関する研究、第 7 回水環境学会シンポジウム講演集、pp. 46-47、2004
 - 9) 河川局治水課他：直技「水系一貫土砂管理に向けた河川における土砂観測、土砂動態マップの作成及びモニター体制構築に関する研究」中間資料、2000
 - 1 0) 宇多高明：日本の海岸侵食、山海堂、1997.6
 - 1 1) 宇多高明、小俣篤、堤博志、吉村敏明：深海への土砂流出実態の現地調査、第 3 3 回海岸工学講演会論文集、土木学会、pp.277-281、1986
 - 1 2) 建設省土木研究所 河川部河川研究室：河口地形特性と河口処理の全国実態、土木研究所資料第 3281 号、pp.5-6、1994.6
 - 1 3) 三洋テクノマリン HP
 - 1 4) 土木学会：水理公式集 [平成 11 年版]、p.563、丸善、1999

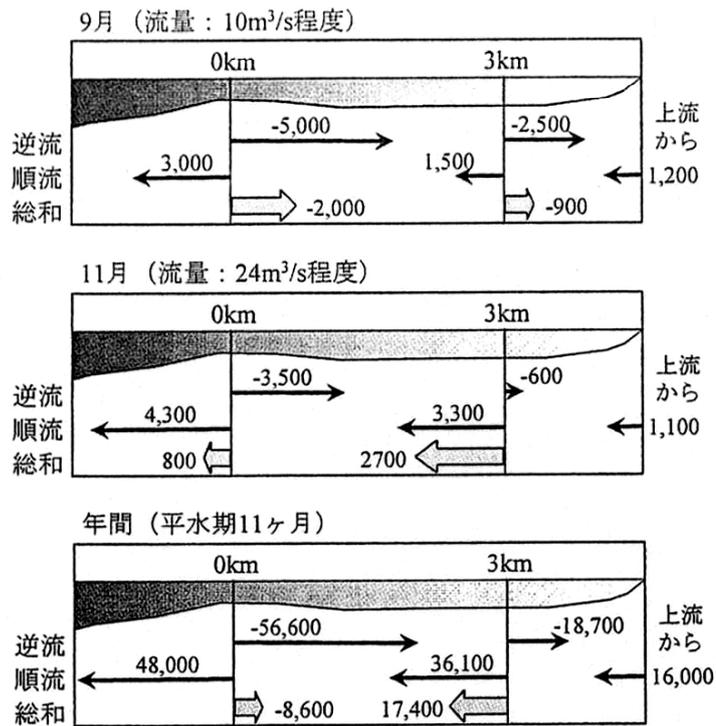
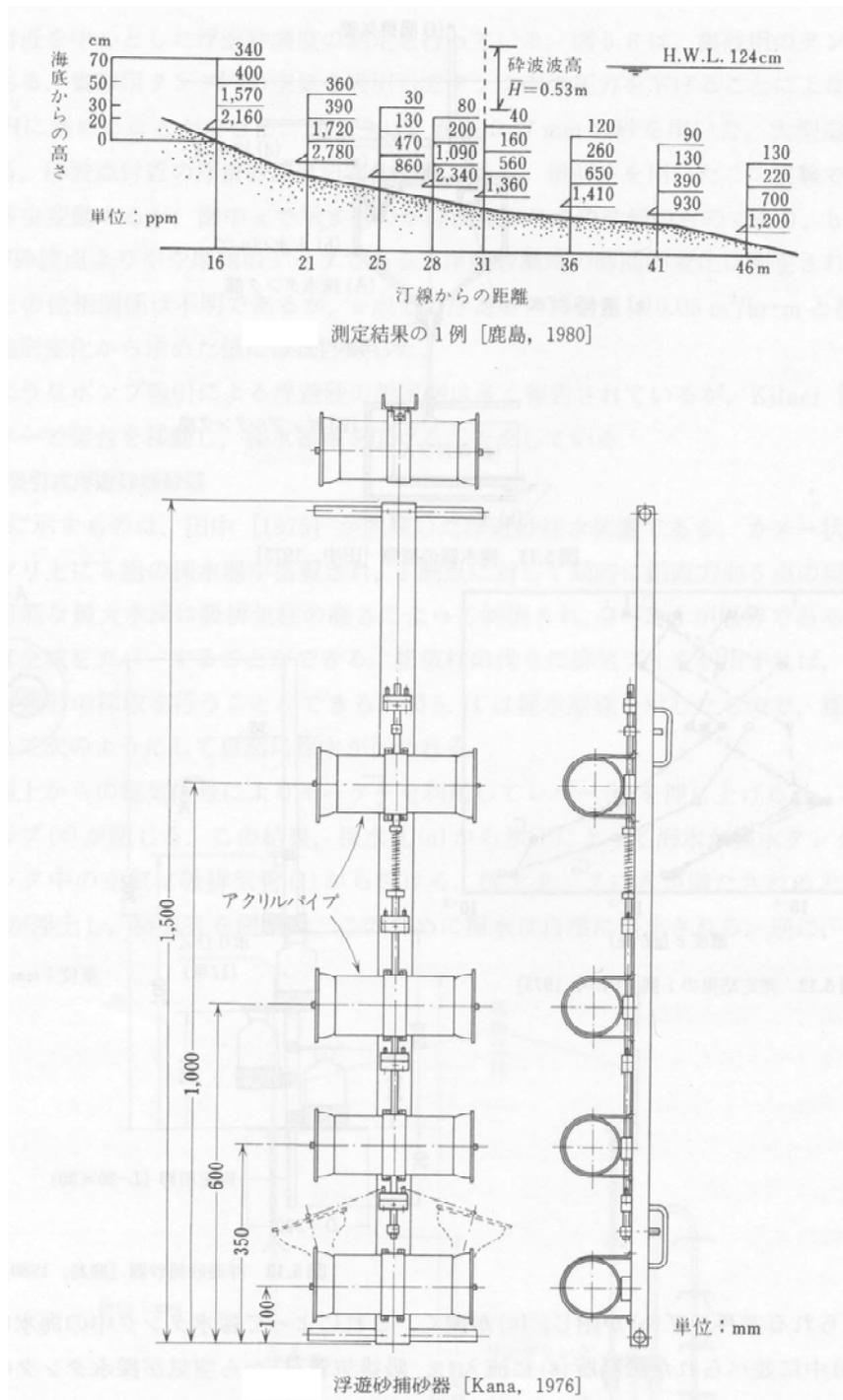


図- 7.1 河口域の年間土砂移動量の計算結果 (白川)
(海岸工学論文集、参考文献¹⁾より)

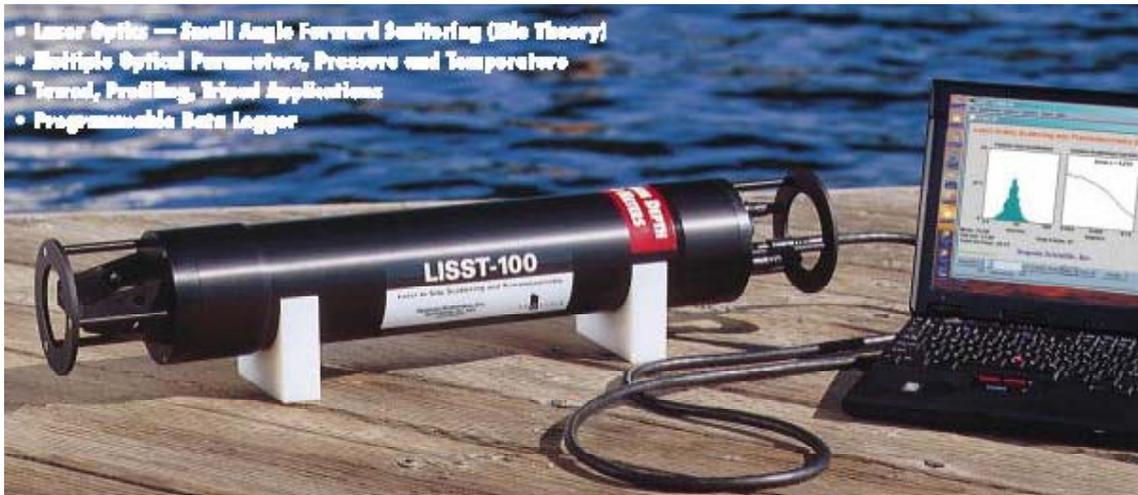
土砂移動の仮定	粒径別土砂移動量	
	シルト・粘土	砂
上流からの土砂供給	10.2	不明
河口への土砂堆積	24.1	18.1
潮汐流に伴う土砂移動	2.6 (堆積)	不明
	5.6 (移動)	

単位: 万 m³

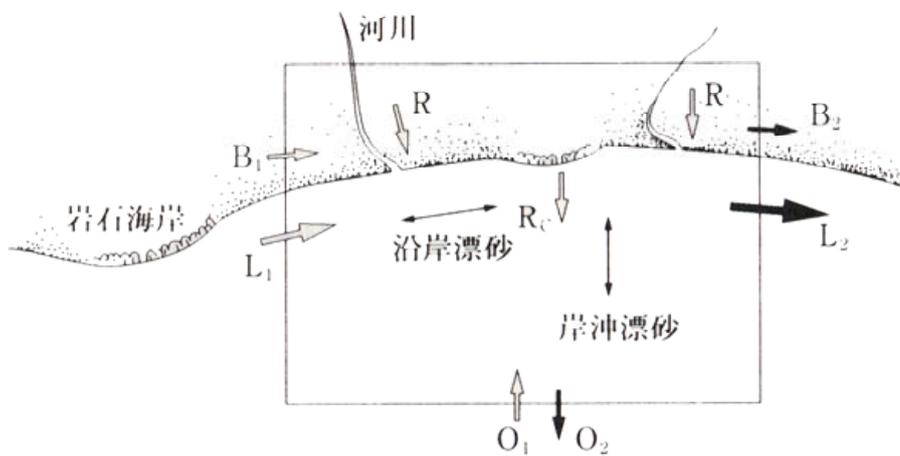
表- 7.1 河口域の年間土砂収支 (白川)
(海岸工学論文集、参考文献¹⁾より)



図一 7.2 浮遊砂捕砂器 (国際航業)
(海岸環境工学、参考文献²⁾より)



図－ 7.3 水中設置型粒度・粒径分布測定記録計（参考文献³⁾より）



図－ 7.4 漂砂のコンパートメント（水理公式集、参考文献⁹⁾より）

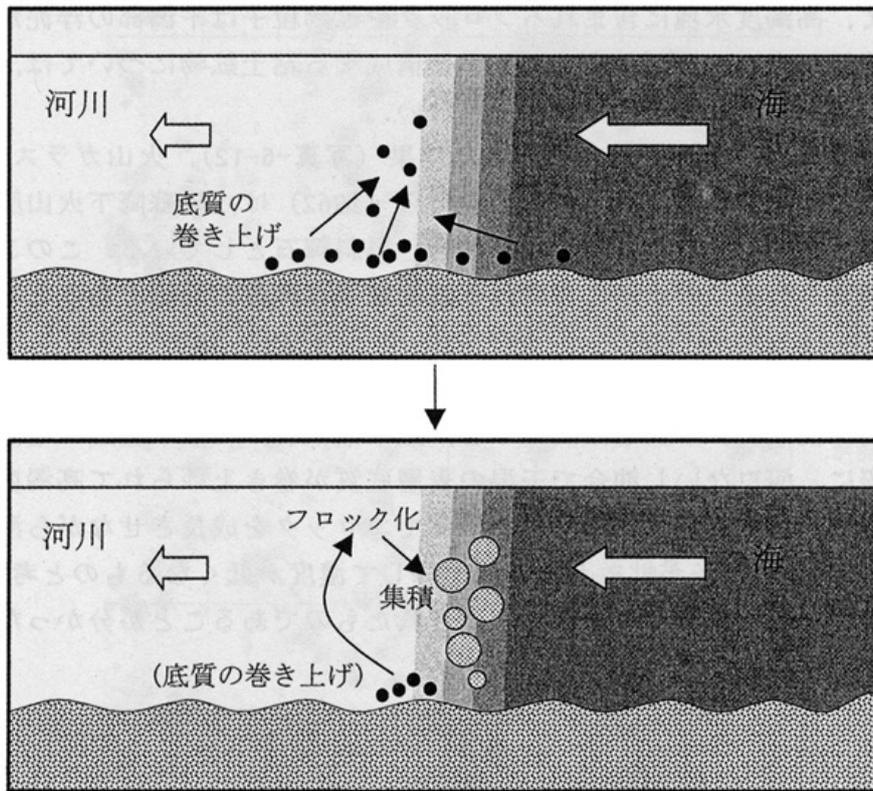


図-7.5 塩水フロントへのSSの集積（模式図）
 （国土技術政策総合研究所資料、参考文献⁷⁾より）

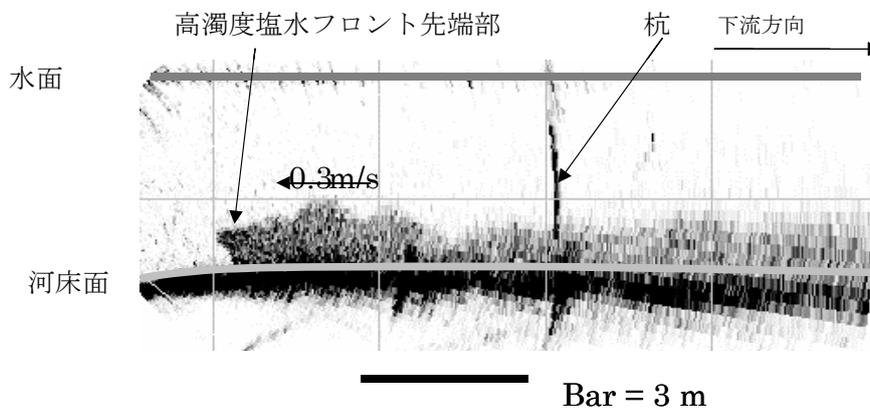
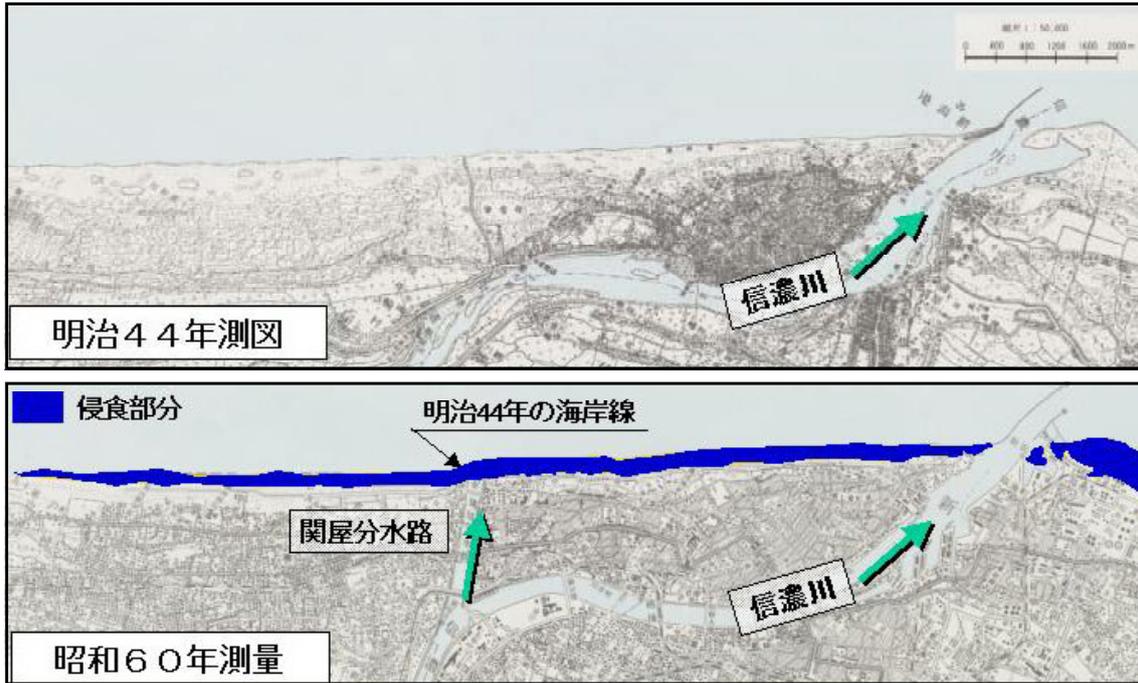


図-7.6 白川感潮域における高濁度塩水フロントの音響画像（2004年2月24日、10時47分26秒～28秒、白川3KP付近、Simrad Mesotech社製ヘッド回転型サイドスキャンソナーMS-1000にて取得、周波数675kHz、パルス長25 μ s）
 （参考文献⁸⁾より）



図－7.7 防波堤による漂砂遮断がもたらした海岸侵食（新潟海岸）
（参考文献⁹⁾より）



図－7.8 防波堤による漂砂の遮断（福島県真野川漁港周辺）
（日本の海岸侵食、参考文献¹⁰より）

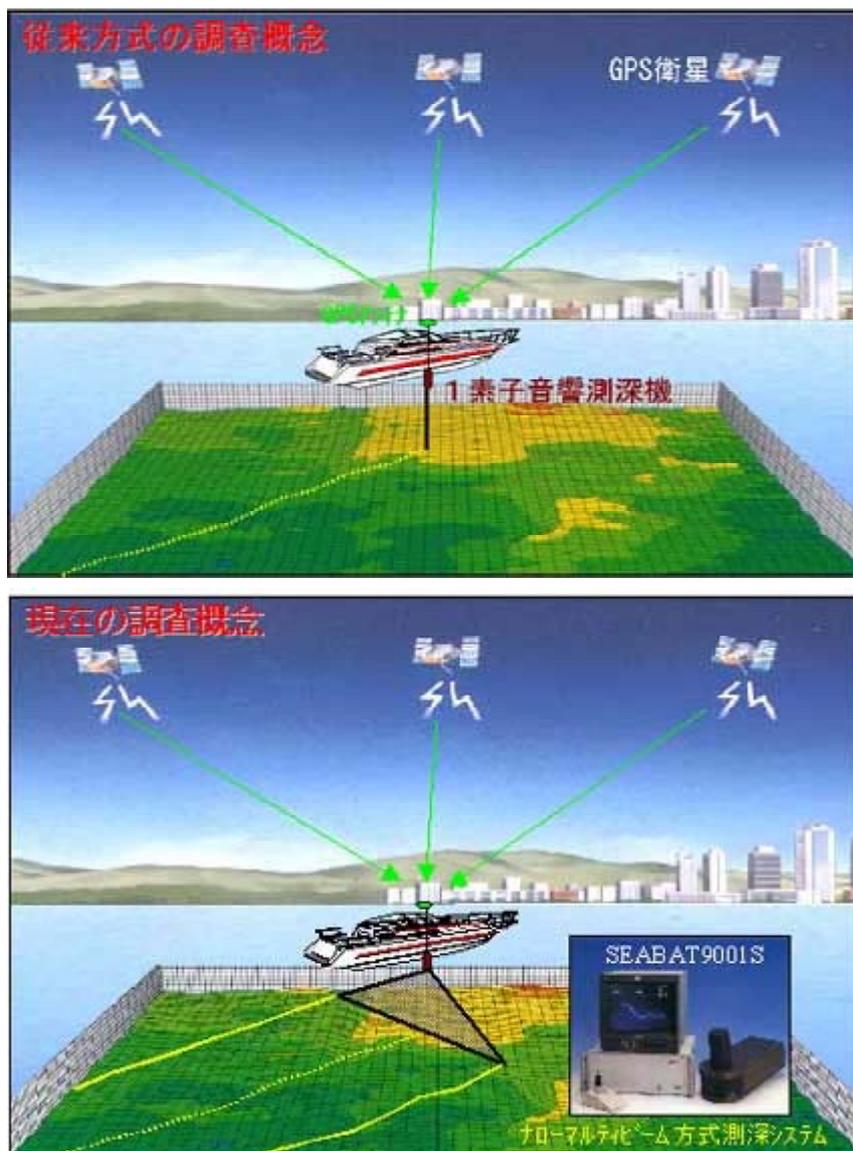


図-7.9 ナローマルチビーム測深システムイメージ図
 (参考文献¹³⁾より)

8. 時空間的不連続性に対応した流域管理

8. 1 実態把握のためのモニタリング

流砂量を把握するためには直接観測する手法と上流からの供給土砂量を観測して推定する方法がある。生産土砂量を把握するには、面的に広い範囲を調査する必要があり、非常に労力及びコストを要するので、リモートセンシング技術を活用する。例えば、レーザー・プロファイラーを用いれば、精度がある程度（鉛直精度が± 20cm 程度）あり、かつ密度の高い標高データ（水面下は計測不能）を得られるので、山腹崩壊等前後の計測結果から生産土砂量を推定することができる¹⁾（図－ 8.1）。ただし、樹木等があると、その樹高も含めて計測するので、高度補正を行う必要がある。

一方、流砂量のモニタリングの実施にあたっては、先ず着目する粒径（「流砂特性の不連続性」に示した流砂の運動形態に基づいて設定する）を定めて、対応する観測場所・手法を設定する必要がある。例えば、河床材料が大きなセグメント 1 区間で掃流砂が河川地形（河床高）を決定する場合は、掃流砂量をモニタリングする必要がある（浮遊砂量をモニタリングしても意味がない）。モニタリングに関しては、掃流砂採取器を河床面に正確におろすことがポイントとなり、河床波があると一層正確な計測が難しい。また洪水や流木により採取器が流される危険性もある。他のサンプラー型採取器も同様の課題がある他、いかに仕切板の水密性を高める（確実に土砂を捕捉する）かが課題である。このように現在確実な観測方法はないが、今後は周波数を高く設定した超音波センサーを利用した観測手法（ドップラーシフトより計測された掃流砂の移動速度と掃流砂厚より流砂量を算定：図－ 8.2、8.3）やトレンチを利用して、横断方向分布も観測できる手法*（図－ 8.4）²⁾の開発が望まれる。

* 観測用に新規にトレンチを設置しなくても、新設の堰や床止め、又は既設の土砂浚渫を行った堰や床止めといった土砂がトラップされる堆積空間を利用して、特に掃流砂量を測定することも可能である（洪水時に開ける、又は倒伏させる堰は対象外）

流砂のうち、浮遊砂等については観測手法が確立されている。粒径が細かい土砂の移動量は濁度計*¹と（超音波流速計等による）流速分布により算定できるし、1mm 以下の土砂の流砂量は自動採水装置*²により計測できる。水中ポンプでは 2mm 程度までの土砂を捕捉可能で採水量を任意に設定できるが、人員を絶えず配置しておく必要があり、電源確保のために採水地点の制約が生じる。近年開発された流砂捕捉ポンプを用いれば、粒径が 5mm までの土砂の流砂量観測が可能である（図－ 8.5）³⁾。流砂捕捉ポンプは従来の水中ポンプに加えて、コンプレッサーによる空気混入（400 リットル/分）を行うため、0.5mm 以上の土砂は実際の流砂量より濃縮流入するので、予め定めた関数を用いて重量補正する必要がある。

* 1：高濃度センサーでは 20000ppm まで観測できる。付着物により光学センサーが機能しなくならないように、ワイパー付き濁度計が良い（図－ 8.6）

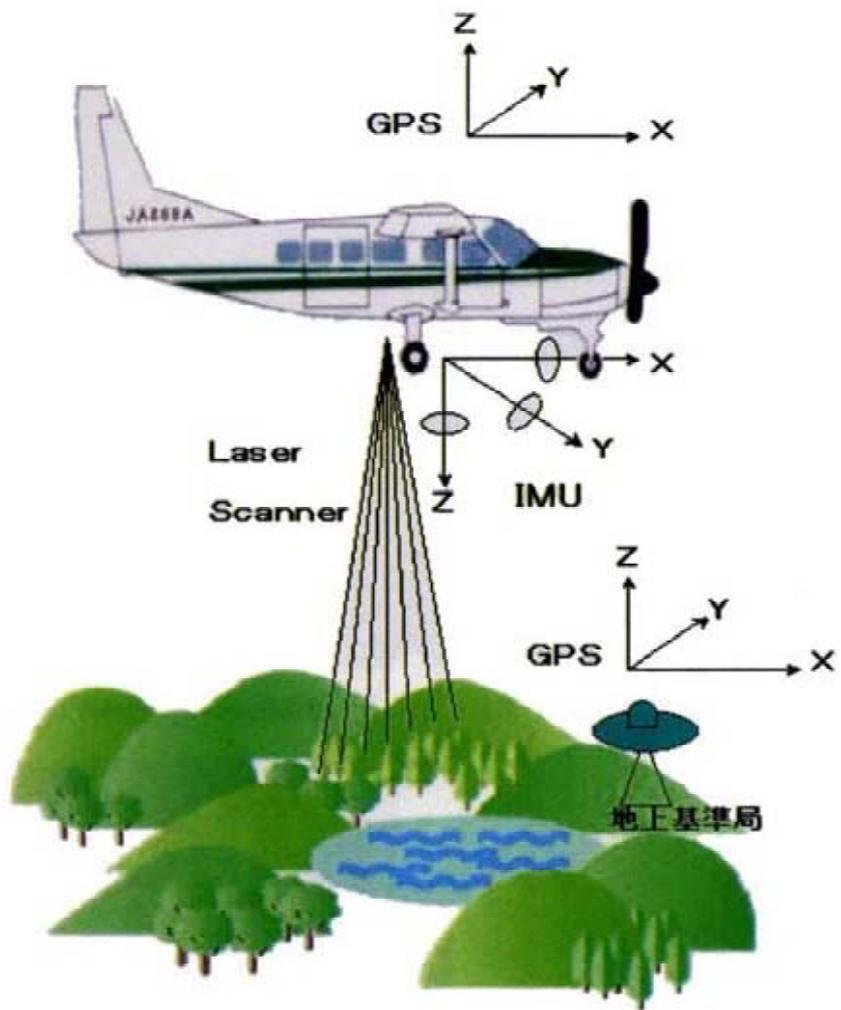
* 2：自動採水装置は採水チューブを通じてウォッシュロードや浮遊砂を捕捉するもので、ポリタンクが 24 ケ（1 リットル/ケ）装填されており、1 時間に 1 回の採水だと、自動で 1 日分の採水が可能である。なお、携帯電話を使った遠隔操作により採水開始できる

土砂の生産から移動の過程をより正確・的確に把握するための観測手法及び観測結果の整理・管理について、平成 11 年 7 月に建設省河川局・土木研究所により「土砂モニタリ

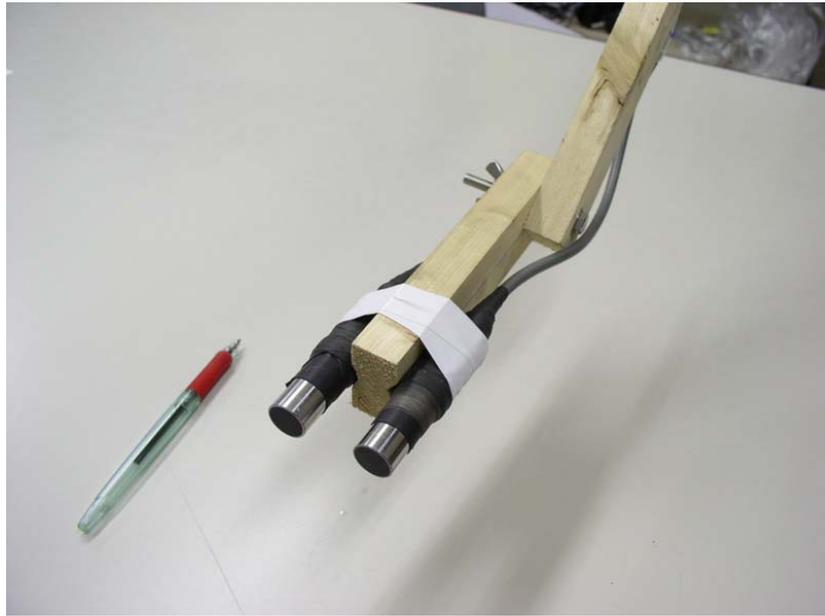
ングガイドラインマニュアル（案）試行編」がとりまとめられている。

参考文献

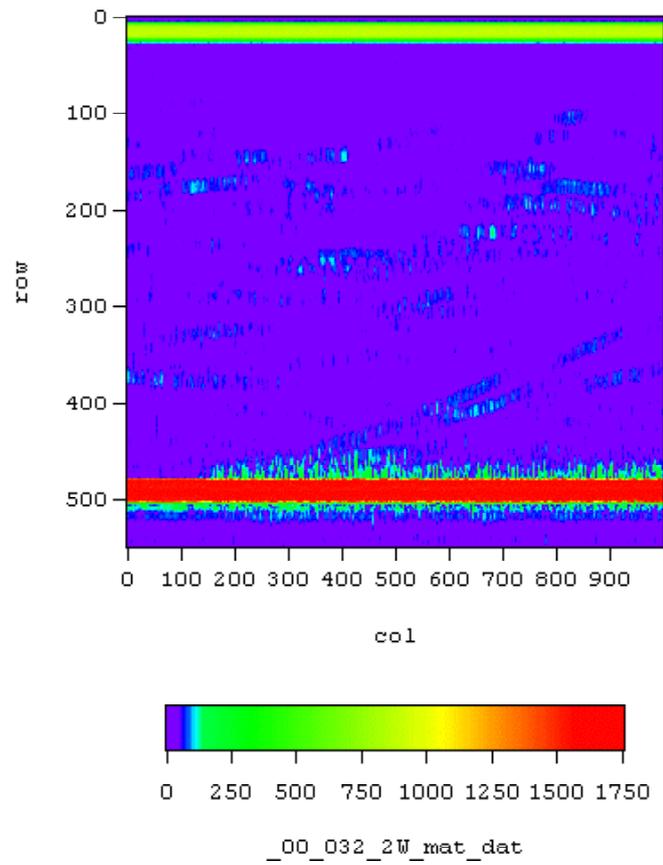
- 1) 国際航業株式会社パンフレット：航空機搭載型レーザプロファイラー
- 2) Roger A.Kuhnle : Bed Load Transport on Two Small Streams : 5th Federal Interagency Sedimentation Conferences, p4-141 1991
- 3) 末次忠司他：土砂動態テクニカルノート（案）、p.10、2003



図ー 8.1 レーザープロファイラー概念図 (参考文献¹⁾より)



図－ 8.2 超音波センサー



図－ 8.3 超音波センサーによる掃流砂厚計測結果

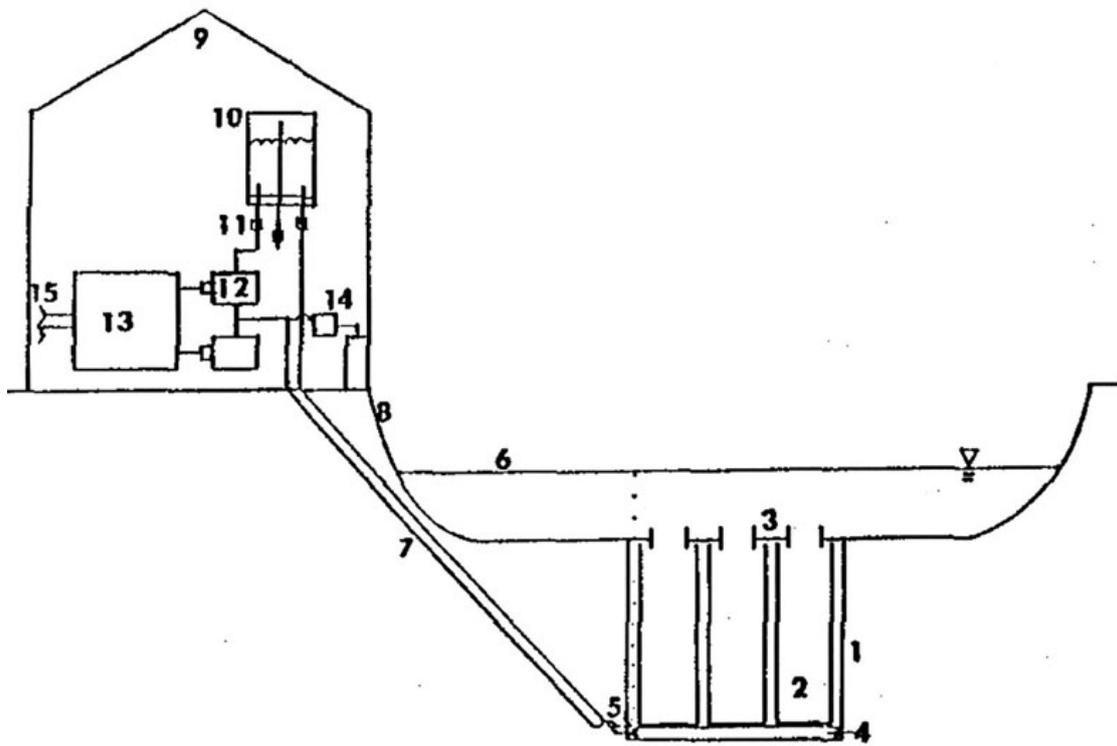


図-8.4 トレンチイメージ図 (参考文献²⁾より)



図－ 8.5 流砂捕捉ポンプ装置（左：ポンプ、右：採水口）
（土砂動態テクニカルノート（案）、参考文献³⁾より）



図－ 8.6 濁度計

8. 2 河床変動モニタリング

従来は洪水前後の測量結果から河床変動量を評価していた。しかし、洪水ピーク時にはこれ以上に洗掘されている場合が多いので、洪水中の変動量もモニタリングする必要がある。最大洗掘深のモニタリングには安価なリング法（洪水により棹が倒れる可能性がある）やレンガ法がある。砂面計や洗掘センサーを利用すれば、時系列的な洗掘深の計測ができる。

砂面計は一般的には光電式が用いられ、河床の埋め戻しも計測できる長所がある一方で、砂面計を設置した H 鋼まわりの洗掘が計測されることになり、洗掘深が過大評価される可能性がある。砂面計は安倍川、石狩川支川雨竜川、富士川などにおける計測実績がある（図－8.7）。砂面計を設置する際、湾曲に伴う局所洗掘のように洗掘の発生箇所が一定である場合はその地点に設置することが望ましいが、特に複列砂州の河川では横断的な水位・河床変動が大きいいため、砂面計を横断方向に複数設置するとともに、各々の砂面計には水位計も同時に設置しておくことが必要である。計測データはロガーに収録し、洪水後に回収する。

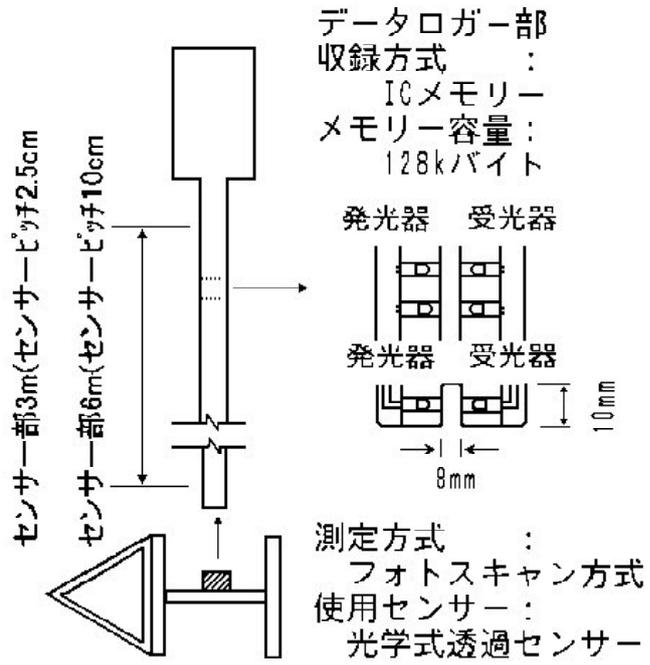
洗掘センサーは砂面計に比べて洗掘深を正確に評価でき、また受信器をテレメータ化すれば、リアルタイムで洗掘深を知ることができる（事務所に居ても洗掘深が分かる）長所がある一方で、河床の埋め戻しは計測できず、次の洪水までに掘り返して、再度センサーとなる ABS 樹脂ブロックを設置しなければならないといった短所がある¹⁾。洗掘センサーは姫川（山本地点）における計測実績はあるが、洗掘ピークは捉えられていない（図－8.8、8.9）。

一方、音響測深器を用いれば、異なる周波数を発信し、反射される深度の差から河床の層を判別することができる。利根川における観測を例にとれば、200kHz の高周波数で浮泥層、24kHz の低周波数で砂層を判別できた。測定分解能は 20m レンジで 20cm 程度である。ADCP により河床高を計測することも可能であるが、従来の ADCP では水面及び河床付近あわせて 1m 程度は計測できず（ブランクの発生）、計測精度は必ずしも高くはなかった。最新の ADCP（大きさは水筒大）では発信機の残響をおさえる（瞬時に発信することにより、ブランクが 3cm 程度しか発生しない機種もあり、今後の活用が期待できる。

最深河床高のモニタリング結果は H/d をパラメータとする $B/H_m \sim H_s/H_m$ 曲線にプロットして、評価曲線の精度向上を図る。なお、この曲線によりセグメント 1、2 の区間における最大洗掘深を評価することはできるが、 τ_* が大きなセグメント 3 区間については、評価することができないので、別途実験又は計算により評価する必要がある。

参考文献

- 1) 末次忠司他：土砂動態テクニカルノート（案）、p.43、2003



図－ 8.7 砂面計写真 安倍川手越地点



図－ 8.8 洗掘センサー (姫川)

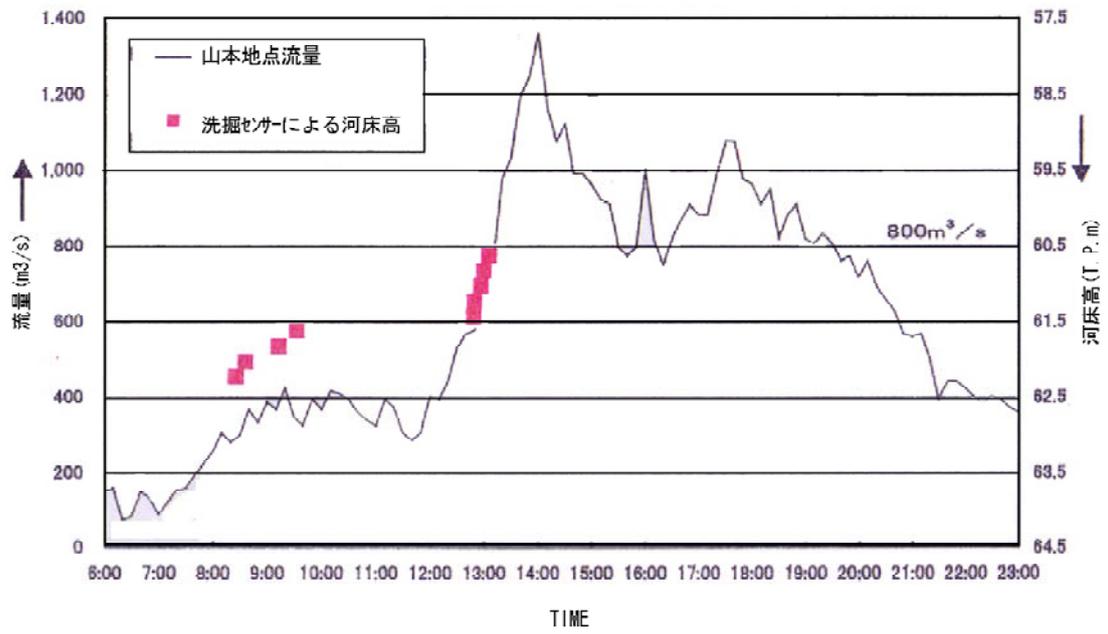


図- 8.9 ハイドログラフと洗掘センサー観測結果の関係 (姫川 : H11.9)

8. 3 モニタリング結果の評価・分析

生産土砂や流砂の特性をモニタリングすることも重要であるが、モニタリング結果が妥当であるかどうかを評価・分析することも精度の高い特性把握にとって重要である。例えば、リモートセンシングなどにより生産土砂量が求められても、河道を経て下流へ流下してくる土砂は一部であるので、残りの溪岸堆積量も評価（現地調査）して、ネットで流砂量の評価する必要がある。堆積量の評価にあたっては、代表的なポイント（支川の出口、堆積しやすい溪岸、山付けの上流）を決めて、現地簡易測量による堆積深の測量または堆積土砂の中で生育した樹木の根の年齢をもとに算定した年毎の堆積高さの調査を行い、それに航空写真より読みとった支配面積を掛けることによって算定する¹⁾²⁾。

上流域で山腹崩壊が生じたり、規模の大きな河岸侵食が起きると、細粒分が大量に流出してくるので、その評価を行うと同時に、逆に粒度構成の変化から山腹崩壊を推定する根拠ともなる。また、可動堰や倒伏堰があり、洪水時の堰の倒伏により、ある時間帯に大量の土砂が流下してくることがあるので、そうした堰の稼働状況についても調査して、モニタリング結果の評価の参考とする必要がある。流砂量のうち、ウォッシュロードや浮遊砂量については、支川合流後の区間では横断方向に分布がある場合があるので、評価にあたって注意する（モニタリング計画でも配慮する）。掃流砂についても、横断方向の不連続性を考慮して、

- ①川幅 30m 未満の幅の川は 0.5m 以上 2 ～ 3m 以下の間隔で等間隔に掃流砂量を計測すること、
 - ②流れが急変する箇所や、流れが妨げられる箇所では詳細な計測が重要であること、
 - ③ 3 断面以上計測を行って平均掃流砂量を算定すること、
- が望ましいことが報告されている³⁾。

Hamamori は連続した三角形の組み合わせにより砂堆上に二次元河床波が生じている状態をモデル化し、その場合の流砂量の最大値は平均値の 4 倍であり、観測値の 60%は平均値より小さいとしている（図－ 8.10）⁴⁾。さらに William.P.Carey はその確率分布は実験や屋外でのサンプリング結果と一致することを報告している⁵⁾

空間的・時間的不連続性を考慮してシミュレーションを行いサンプリング結果の誤差修正を行った例もある⁵⁾。

掃流砂量の観測が困難な場合は、河床変動計算により推定することもありうる。

河床形態の変化特性としては、洪水前後、又はその後の小出水前後の河床変動を調べて、その原因が施設によるものか、河道平面形状の縦断変化によるものかなどについて評価・分析しておく。施設上流の河床高が上昇して、施設下流の河床高が低下していれば、施設に伴う土砂捕捉により施設下流への供給土砂量が減少していると言えるし、施設上流の河床高が低下して、施設下流の河床高も低下していれば、施設ではなく更に上流からの供給土砂量の減少により河床低下が起きていると言える（図－ 8.11）。

多摩川の水利模型実験結果を利用した検討では砂面計等による洪水時の河床変動モニタリング結果と洪水前後の河床横断測量結果を組み合わせることにより、交互砂州の移動状況を分析することができた（図－ 8.12）。このように空間的・時間的に異なる個々の河床変動モニタリング結果を有機的に利用すれば河床変動の全体像を分析することができる。

生産土砂量や流砂量に影響をおよぼす因子は多数あるので、過去 20 年間程度遡って想

定される因子を抽出して、分析しておく必要がある。影響因子としては、

- ・生産土砂量に影響：山腹崩壊・土石流、降雨量、山地荒廃、地質、土地利用の変化
- ・流砂量に影響：河道掘削や砂利採取、横断工作物の建設、河道改修（低水路幅の変化）、これらの施設・改修に伴う粒度分布の変化、河岸侵食、（ダム建設に伴う）流量変化などが考えられる⁶⁾。このような影響因子は土砂動態インパクト要因図としてとりまとめ、過去及び将来の影響因子として考慮する（図－ 8.13）。モニタリング結果等から因子毎に河床変動量を分析することは難しいが、河床変動計算による感度分析結果等も援用して評価・分析を行うことは可能である。

以上のような流域スケールで見た土砂動態特性は土砂動態インパクト要因図とセットになった〇〇川水系土砂動態マップ*に記載しておく（図－ 8.14）⁷⁾。このインパクト要因図は5年程度で見直す必要があるし、土砂動態マップは粒径別・年代別（現状と予測）に整理しておく、その特性を把握しやすい。

*水系スケールで流砂量を線の太さで表し、その縦断的变化より河床変動傾向を推定できるもので、これまで流砂観測結果に基づいて、那珂川支川瀬沼川、石狩川、利根川上流域、日野川で作成されている

なお、海岸侵食は河道からの土砂供給量だけでなく、港湾における浚渫（信濃川：新潟西港）や海域における砂利採取*（仁淀川：高知海岸）、防波堤などの構造物（名取川・阿武隈川：仙台湾南部海岸、信濃川：新潟海岸、熊野川：井田海岸）が影響している場合もある⁸⁾ので、こうしたことを念頭に置いて、モニタリング結果の評価・分析を行うべきであるし、モニタリング前に侵食原因をある程度想定しておく必要がある（図－ 8.15）。

*全国の海域における砂利採取は採取範囲が広いこともあって、年間 2800 万 m^3 （H8）と、河道内における砂利採取量（1113 万 m^3 ：H12年）よりも多い。

参考文献

- 1) 新谷融・黒木幹男：流域動態の認識とその方法、pp.58－183、北海道大学図書刊行会、2001.3
- 2) 藤森克也：栃代川の空中写真を利用した流域調査および土砂量の推定について、第9回土砂管理研究会、2002.12
- 3) Basil Gomez:Comments on Sampling Bedload in Small River : 5th Federal Interagency Sedimentation Conferences, pp2-65~2-72 1991
- 4) Hamamori,A., A Theoretical Investigation on the Fluctuations of Bedload Transport, Delft Hydraulics Laboratory Report R4,21p.1962
- 5) William P.Carey : Probability Distributions for Bedload Transport : 4th Federal Interagency Sedimentation Conferences, pp.4-131~4-140, 1986
- 6) 末次忠司：土砂を基軸にした新たな河道・流域管理技術の展望、土木技術資料 43-10、pp.44-49、2001
- 7) 藤田光一、平舘治、服部敦他：水系土砂動態マップの作成と利用、土木技術資料 41-7、1999
- 8) 河川局治水課他：直技「水系一貫土砂管理に向けた河川における土砂観測、土砂動態マップの作成及びモニター体制構築に関する研究」中間資料、2000

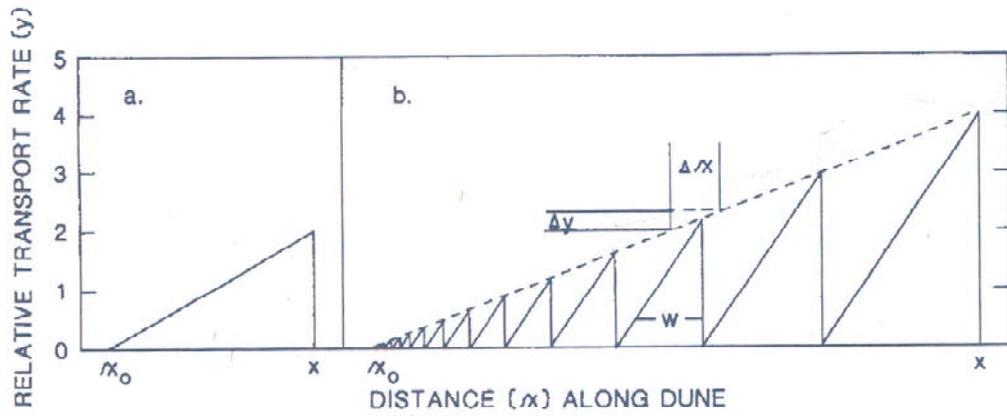


図- 8.10 三角近似した砂堆による流砂量イメージ (参考文献⁴より)

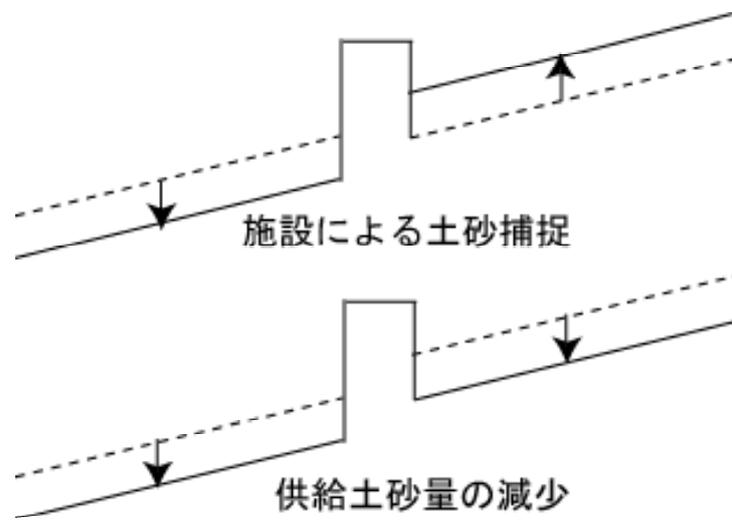
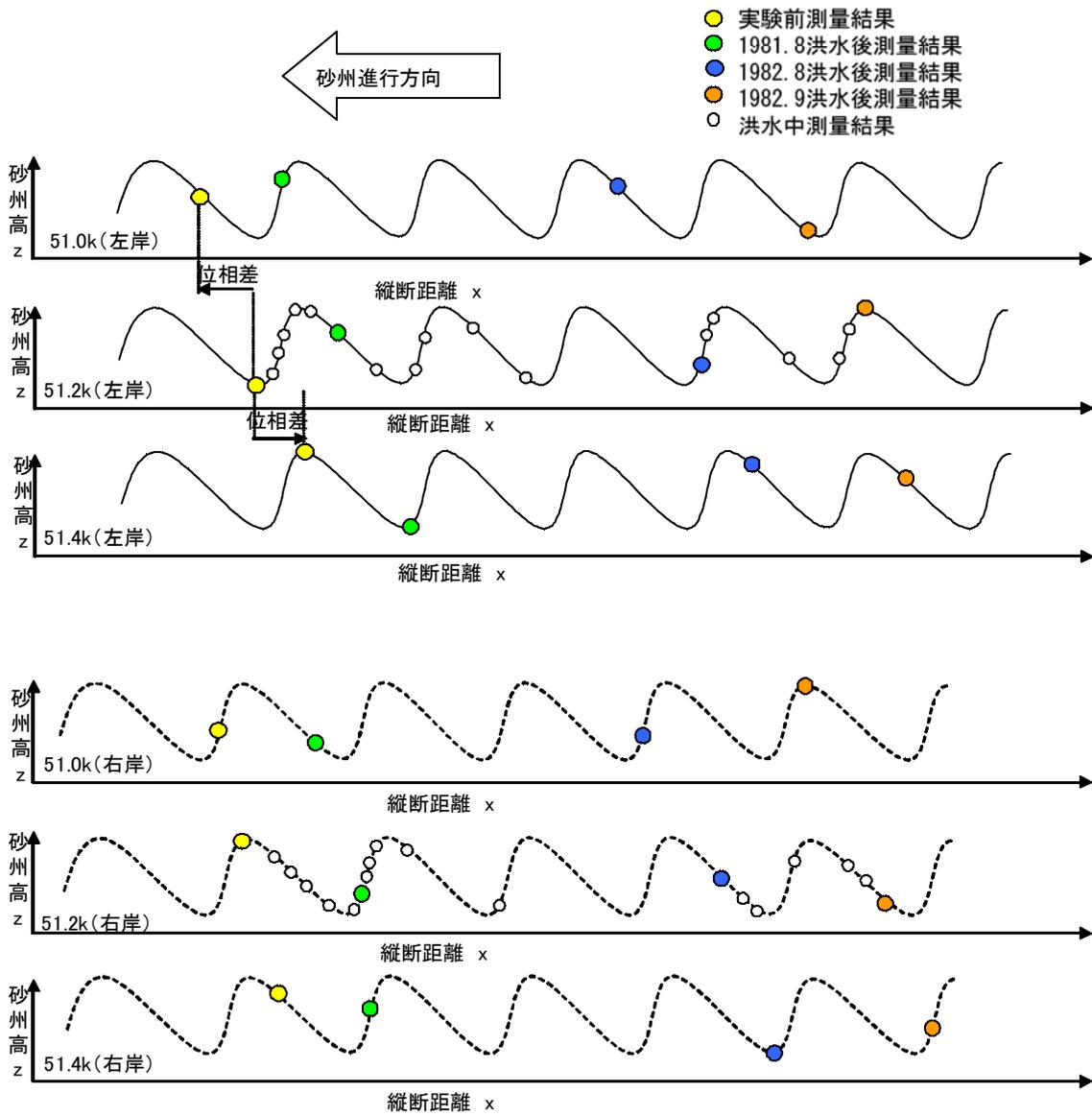
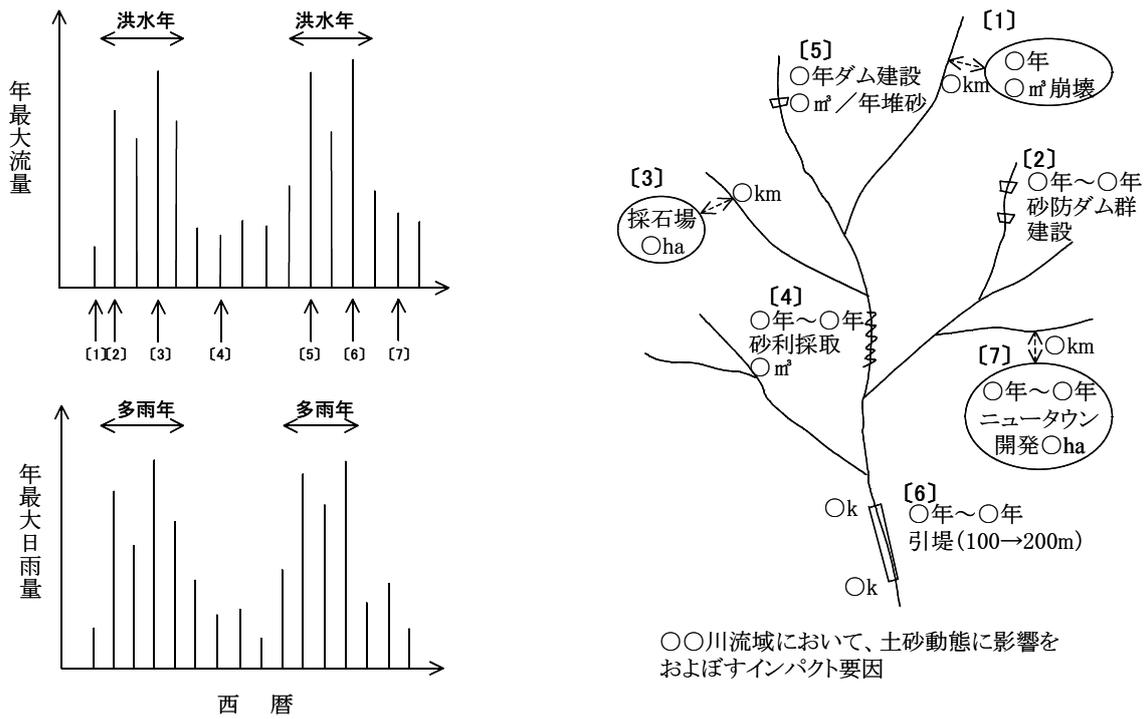


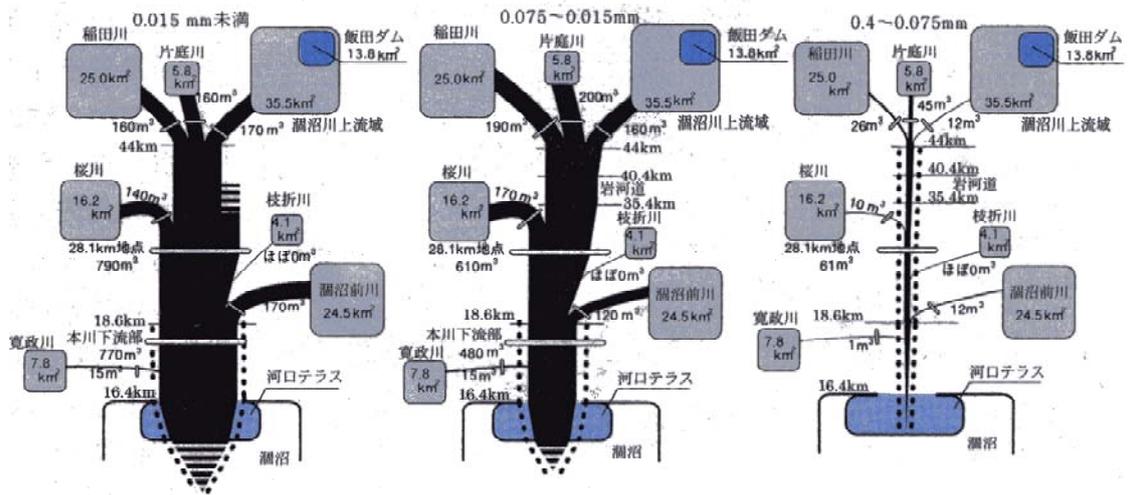
図- 8.11 施設による河床高の変化イメージ図



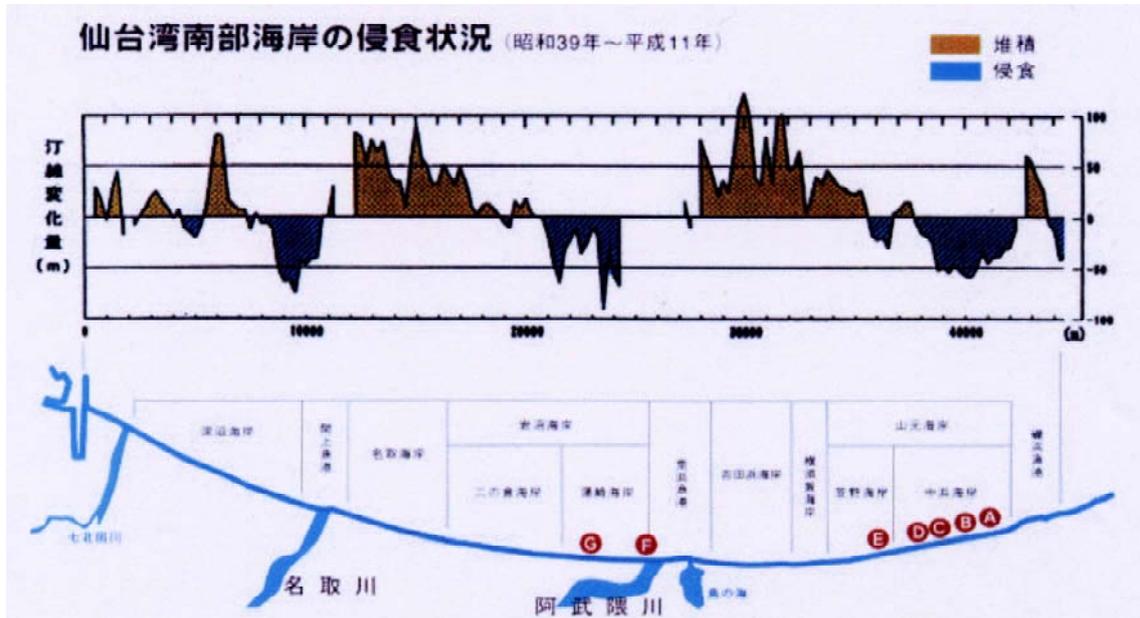
図－ 8.12 交互砂州の移動イメージ図



図－ 8.13 インパクト要因図（土木技術資料、参考文献⁶⁾より）



図－ 8.14 瀬沼川の土砂動態マップ（土木技術資料、参考文献⁷⁾より）



図－ 8.15 海岸における土砂動態 (仙台湾南部海岸) (参考文献⁸⁾より)

8. 4 土砂管理計画

水系一貫の土砂管理を行うには、各区間の管理者が目標流砂量を設定（例えば海岸の場合、海岸線の方向や波の向きと大きさにより異なるが、日本のそれぞれの海岸には10万 m^3 /年程度が供給される必要があると言われている¹⁾）し、各領域間で整合性がとれるように協議する必要がある。目標流砂量は流域の比供給土砂量やダム堆砂量、沖積堆積物のボリューム等から導びかれる天然の状態での流砂量を参考にしつつ、土砂動態（河床変動、海岸侵食など）から見て安定した状態となるにはどの程度の供給土砂量が必要かを河床変動計算等により求める。目標流砂量が社会的に不可能（排砂施設の建設が困難）、または技術的に不可能（下記の制御手法とも関連）な場合は再度目標量を設定し直す必要がある。そして、目標流砂量を達成するには、どのような制御計画・手法が考えられるかについて検討する。

砂防計画では土砂処理計画を策定するための計画土砂量として計画生産土砂量、計画流出土砂量、計画許容流出土砂量を定めている。また、計画許容流出土砂量を達成するために、有害な土砂の生産を抑制するための計画として土砂生産抑制計画を、流出を制御するための計画として土砂流送制御計画を定めている。流砂系一貫した土砂管理を考えるに当たっては、砂防計画基準点より下流に無害かつ必要とされる土砂の量について、河川、海岸の土砂管理計画との整合が図られるべきである。

なお、平成10年7月の河川審議会総合土砂管理小委員会報告を踏まえ、平成11年3月に「流域総合土砂管理計画に関する研究会」が設立され、「流砂系総合土砂管理計画策定の手引き（案）」がとりまとめられた。

土砂管理計画の策定にあたっては、将来流砂量を予測する必要があり、対象とする河道の特性・洪水特性などを踏まえて、適切な流砂量式などを設定する。

なお、河床変動計算の基礎式は決まっているが、上流端からの供給土砂量や計算条件・テクニックの違いによって計算精度が異なるので、精度の高い河床変動計算を行うためには以下の点に関する注意が必要である。ただし、堰や床止めといった横断工作物がある場合、計算精度が良くない場合がある（工作物の抗力の影響の可能性がある）。

- ・供給土砂量は適切に与えられているか：上流域の河床変動が少ない場合は掃流力見合いで与える²⁾
- ・土砂の挙動（1次元的か2次元的か）に対応した計算となっているか
- ・目的に応じた外力が与えられているか：ある洪水に伴う河床変動を計算する場合は対象洪水は1洪水で良いが、河川地形形成の観点から変動を見る場合は大洪水を含む過去20～30年間の流況（洪水時は時間流量、平常時は限界掃流力以上の日流量）を与えて、計算を行う²⁾
- ・交換層を考慮しているか：河床低下に伴う（大きな）粒度変化を考慮しているか
- ・常射流の混在流が発生し、計算が不安定となっていないか：横断測量結果以外の内挿断面を設定する、又は移流項に緩和係数を乗じて計算の安定化を図る*（富士川）
- ・露出している岩を考慮しているか：土砂の保存則にあうように工夫する

*常射流の混在流が発生する場合、計算された水面形が実際の水面形以上に大きく変動することが多い。特に射流区間上流で水位が高くなるため、移流項 $\partial/\partial x (v^2/2g)$ に緩和係数 $(1-Fr^2)$ を掛けて、その重みを小さくする方法がある。この方法は米国陸軍工兵隊やデンマーク水理研究所などでも採用されている

また、土砂管理計画には土砂の量だけでなくその質についても定める必要があり、将来予測を行うに際しては河床変動計算における河床高のみならず、粒径等の土砂の質についても検討対象とすべきである。沙流川では、シシャモの産卵床を保全する観点から河口から 5km の区間で粒径 0.85 ～ 4.75mm の河床材料をターゲットとした予測計算を実施している。(図－ 8.16) ³⁾

参考文献

- 1) 磯部雅彦：座談会「21 世紀の土砂管理のあり方について」、河川、日本河川協会、No. 671、p.28、2002.6
- 2) 末次忠司：土砂を基軸にした新たな河道・流域管理技術の展望、土木技術資料、Vol.43、No.10、2001.10
- 3) 河川局治水課他：国土交通省国土技術研究会「河床変動の特性把握と予測に関する研究」中間資料,2003

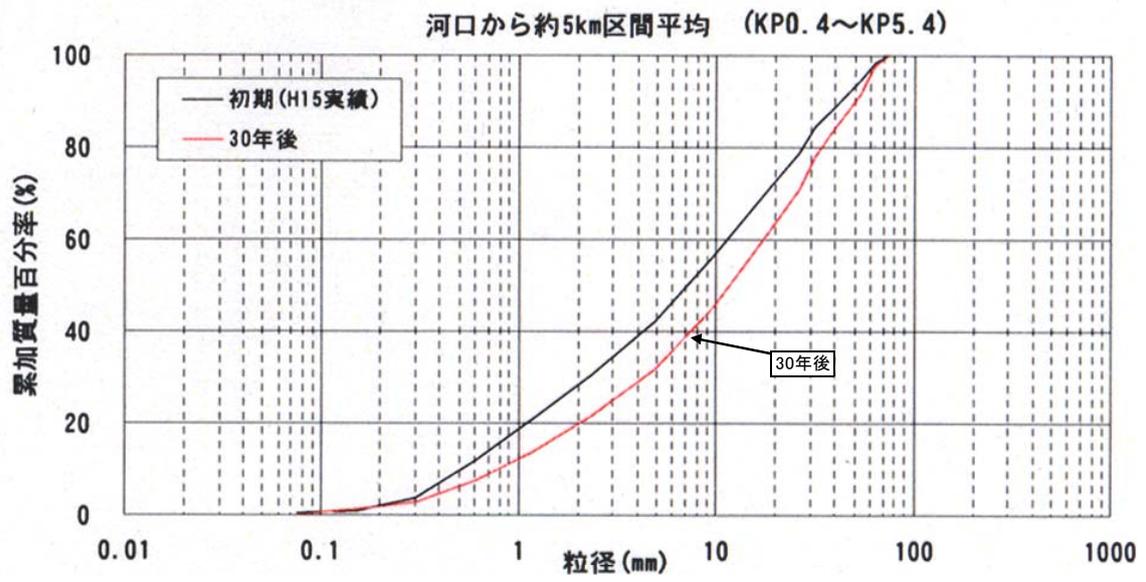


図- 8.16 沙流川河床材料予測結果 (参考文献³⁾より)

8. 5 土砂管理のための制御手法

健全な流砂系の構築を目指した土砂管理のための制御手法が実用化されてきている。例えば砂防事業を行う一方で、河道区間や海岸に供給される土砂量が不足している場合は、砂防堰堤を透過型にしたり、ダムに排砂ゲートを設けたり、区間によっては堰に土砂吐きを設けることにより必要な土砂量を通過させる。またダム貯水池等に堆積した土砂を下流河道へ運搬して、洪水により流下させることにより土砂を供給する方法もある(図- 8.17)。これまでに実施された事例をいくつか紹介する¹⁾。

①砂防事業における供給土砂制御

<透過型砂防堰堤>

浦川スーパー暗渠ダム(図- 8.18)²⁾は堤体に半径4mの馬蹄形のトンネル状通水部を4カ所設けているため、流水の連続性を保ちつつ異常土砂流出時の災害を防止することができる。

透過型のスリットダム(図- 8.19)³⁾も、通常時は無害な土砂を下流に流し出水時には通常の砂防堰堤のように有害土砂の調節を行う。スリット部が魚道として機能するものもある。

②堆積土砂の還元

<堰下流への置土>

多摩川の永田地区では河床上昇対策(高水敷との比高差を解消して攪乱を起こす、河床低下対策)のために、小作堰から採取した礫を永田地区上流の床止め下流に約10,000m³(4,000m³/年:H13~15)投入した結果、河床低下が回復する効果が得られている(図- 8.20)⁴⁾

<ダム下流への置土>

長島ダムでは試験的に貯砂ダム堆砂4.5万m³(H12、H13)を堰下流に仮置土した。他にも二瀬ダム、秋葉ダム等でも仮置土が実施されたが、年平均堆積土砂量の約1/1000~1/10程度の土砂を還元している⁵⁾。ダム堆砂の還元土砂量は、洪水調節量、頻度、河道特性、環境を考慮して、時期選定し、下流に悪影響を与えない粒径の土砂を適正な量供給することが望ましい。

<遊砂地堆積土砂の還元>

富士山大沢崩れでは遊砂地により、平成3年、平成9年、平成12年の土石流による災害が防がれた。遊砂地の有効容量確保と汀線後退対策のため遊砂地堆砂を養浜砂として継続的に富士海岸へ投入を行っている(H10年3.4万m³、H11年6万、H12年6.02万、H13年7.7万、H14年6万)。

③排砂

<フラッシング排砂>

フラッシング排砂(図- 8.21)はまず排砂ゲートを閉じたまま洪水吐ゲートを開き掃流力を高めたうえで、排砂ゲートを開き貯水池内の土砂を水と共に流出させる手法である。

黒部川では平成13年6月に全国初の連携排砂を行った。上流の出し平ダムでは約59万m³を排砂し、宇奈月ダムではまだ安定河床に達していないため約49万m³の堆砂が確認された。また排砂に引き続き連携通砂も実施された。

<バイパス排砂>

バイパス排砂とは貯水池を迂回するトンネルや水路（バイパス）を建設し、通常時はバイパスに水を通さずに貯水池に流入させ、洪水時には多量の土砂を含んだ洪水の一部あるいは全てをバイパス水路に迂回させ、貯水池に土砂や濁水が流入しないようにする方式である。貯水池堆砂問題や濁水の長期化問題が解決されるだけでなく、ダム上下流遮断の影響を抑えた河川環境が確保できる。

関西電力の旭ダムにバイパストンネルが設置されているが、このダムでは発電用のため洪水調節の必要がなく、平均年最大流量程度の洪水を全量バイパスできる規模のトンネルを建設しやすい環境にあった。（図－ 8.22）

<サイフォンの原理を利用した排砂>

Hydro 工法（図－ 8.23）⁶⁾ は一旦貯水池に堆積した土砂をサイフォンの原理を利用して水とともに吸引し、洪水中あるいは洪水後に下流へ移動させる方式である。ハイドロパイプやマルチホールサクション排砂管を用いて堆積土中に設置する固定設置型のもの、クレーン等を用いて J 管より配管を通して堆砂を貯水池外に排出する移動形式のものが提案されているが実用化には至っていない。これらの方式では堆積土砂濃度が 5 ～ 10%程度でしか排砂できないため、多量の排砂を短時間に実施することは困難であり、中小洪水時にも頻りに排砂し、下流になるべく濁水の影響をあたえないよう排砂時期に配慮が必要である。⁷⁾

<貯水池逆流システム>

現在、洪水流量が大きく、掃流砂が支配的な、大ダム貯水池に適した排砂方式は確立されていない。そこで高橋ら（2002）は貯水池上流に副ダムを設けて一旦ここに土砂を堆積させ、貯水池内の水を導流水路を介して河川上流側へ逆流させることで、堆積した土砂を侵食させ、侵食された土砂をバイパストンネルでダム下流へ流すシステムを考案した（図－ 8.24）。この排砂方式の有効性を水理模型実験で検証し実験結果を再現する数値シミュレーション⁸⁾の開発が行われている。この排砂方式には副ダムの容量設定や排砂トンネルの通水能力、排砂のタイミング等、まだまだ解決すべき問題が残っているが、今後更なる研究が期待される。

この場合、土砂が局所的に堆積して、河道の疎通能力を阻害しないかどうかについて、河床変動計算を含めた不等流計算を行っておく必要がある。これらの制御方法は土砂に大量の細粒分を含んでいる場合や大洪水の場合は下流河道における濁水の原因となる（水産資源等に影響をおよぼす）場合があるので、その点に注意が必要である。

④供給土砂量不足に対する対策

河道区間における確実な土砂制御手法はないが、水制群による堆砂効果を検証して、効果があればそれも一つの手法となる。また、河道区間においては狭窄部上流に堆積したり、河道拡幅区間に堆積して、下流へ流下する土砂量が減少している区間もあるので、その影響を十分把握しておく。

河道から海岸に供給される土砂量が不足する（海岸侵食が発生している）場合は、河道における余剰土砂（河床上昇区間の土砂、堰や床止め上流の堆積土砂、規模の大きな砂州頂部）を掘削して、海岸に投入する。例えば、安倍川では砂利採取をやめたことにより、下流区間の河床が上昇傾向にある*（区間によっては高水敷の高さまで低水路の河床上昇）

ため、流下能力の確保と海岸侵食対策を兼ねて、河道のほぼ中央部（ややみお筋寄り）を幅 50 ～ 100m、深さ 0.5 ～ 1m で掘削し、掘削土砂を静岡・清水海岸に投入（侵食対策）したり、高水敷造成（治水対策）に活用している⁹⁾（図－ 8.25）

*安倍川や重信川では中流域の河床が低下し、下流域で上昇している。この要因としては上流域で砂防施設の整備が進み、粒径の大きな土砂が捕捉された結果、粒径の細かい土砂が多く流送され、下流に堆積したことによるものであると考えられる

参考文献

- 1) 平成 15 年度 河川局関係予算概算要求概要（案）
- 2) 河川局砂防部砂防課 記者発表資料、1998.5
- 3) 青森県庁ホームページ
- 4) 末次忠司他：土砂動態テクニカルノート（案）、p.59、2003
- 5) 河川土砂還元試験に係る環境調査マニュアル（第一次案）、27、2005.1
- 6) (株) 青木建設・宏和エンジニアリング（株）：Hydro 工法による堆砂対策
- 7) 河川環境管理財団：流水・土砂の管理と河川環境の保全・復元に関する研究、pp42-44、2004.12
- 8) 高橋保・中川一・里深好文：貯水池逆流システムによるフラッシング排砂、水工学論文集、46 巻、pp.785-790、2002.2
- 9) 国土交通省静岡河川事務所：安倍川治水対策検討委員会資料、2003.8



【総合的な土砂管理のイメージ】

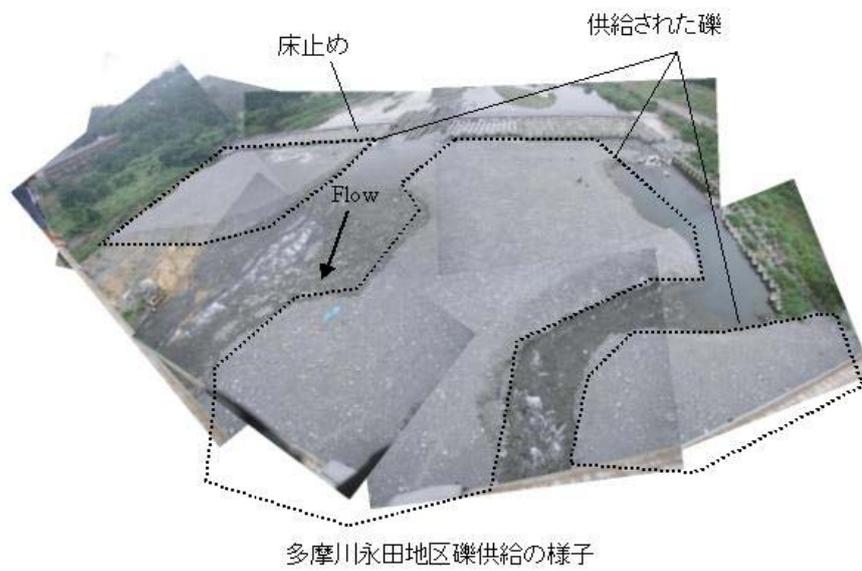
図－ 8.17 土砂管理のための制御手法事例イメージ (参考文献¹⁾より)



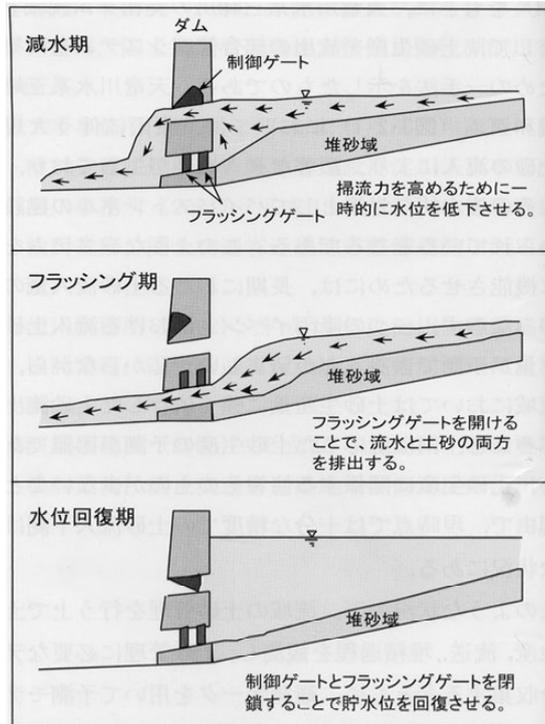
図－ 8.18 浦川スーパー暗渠砂防ダム（参考文献²⁾より）



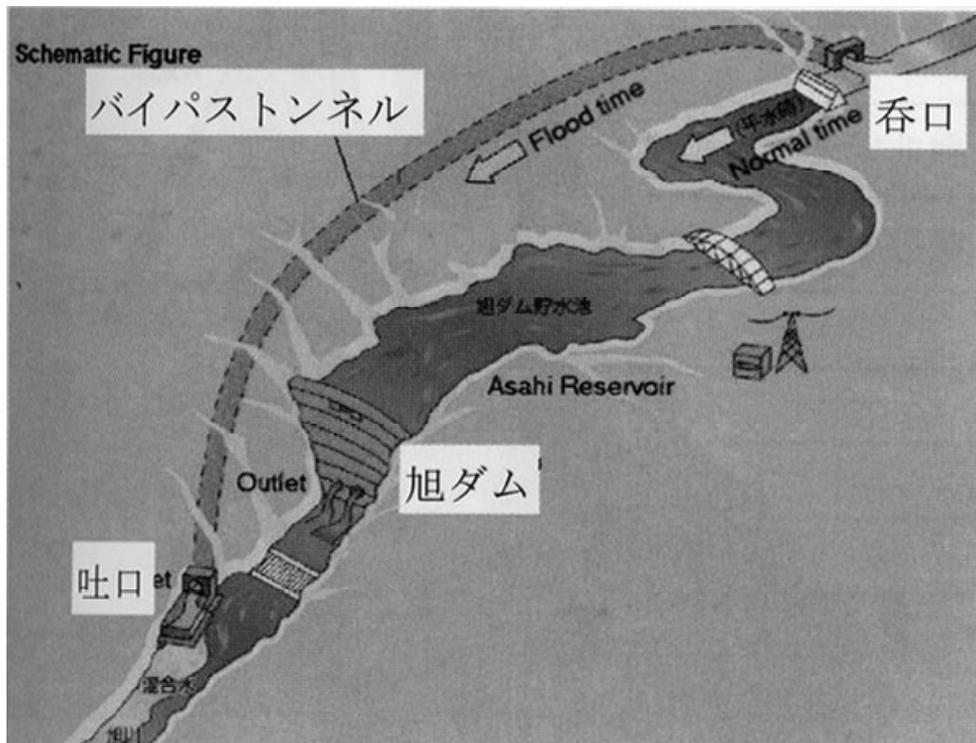
図－ 8.19 スリット型砂防ダム（淵沢川 十和田湖町淵沢地内）（参考文献³⁾より）



図－ 8.20 多摩川永田地区礫供給の様子（参考文献⁴より）



図－ 8.21 フラッシング排砂の原理



図－ 8.22 旭ダムのバイパストンネル

Hydro-JB

貯水池に浮かべた台船、作業船からJ管を吊り下げ、排送管で貯水池外に排出する。

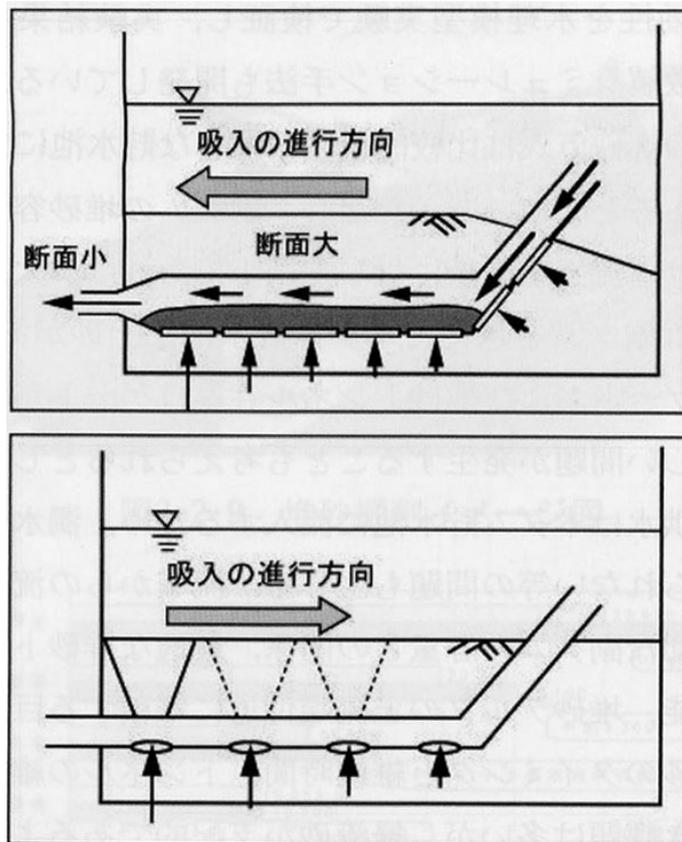
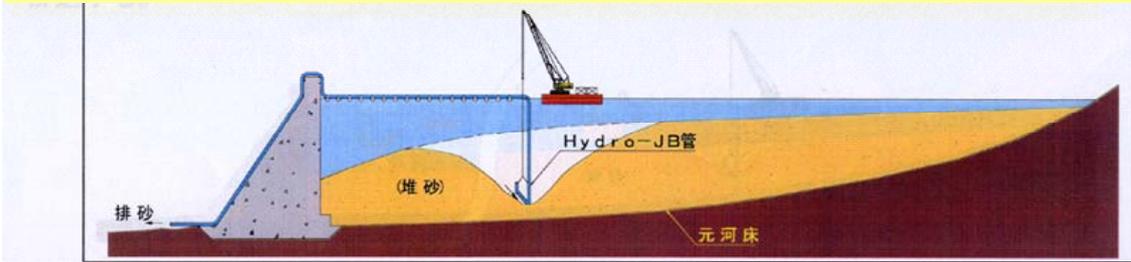


図- 8.23 Hydro 工法イメージ (参考文献⁶⁾より)

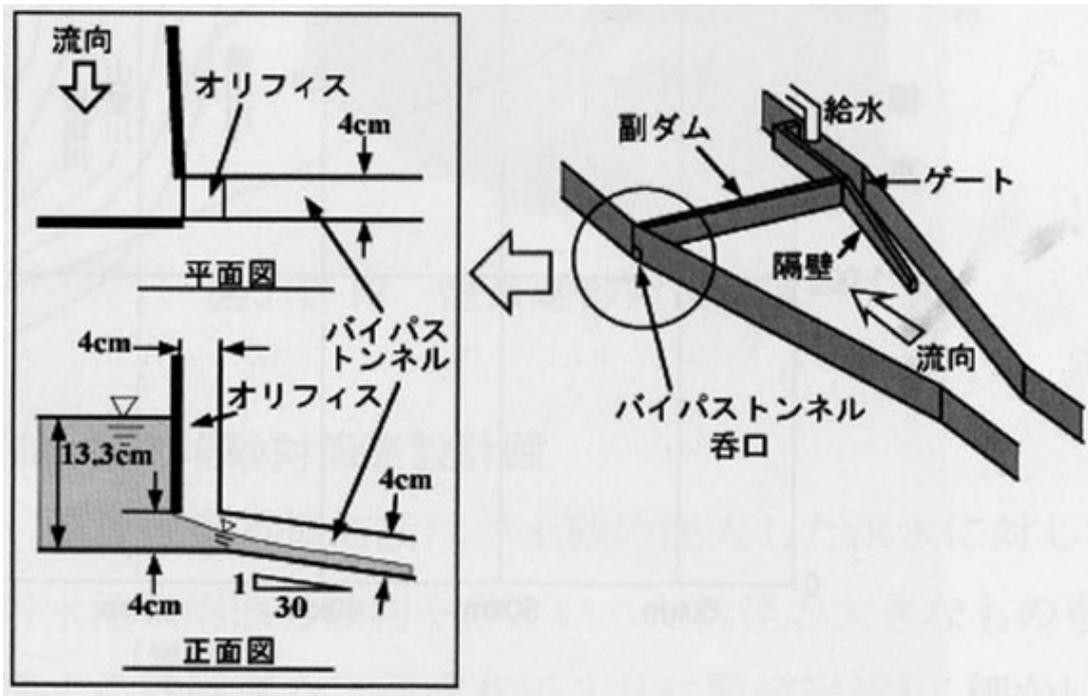


図- 8.24 貯水池逆流システム (水工学論文集、参考文献⁸⁾より)

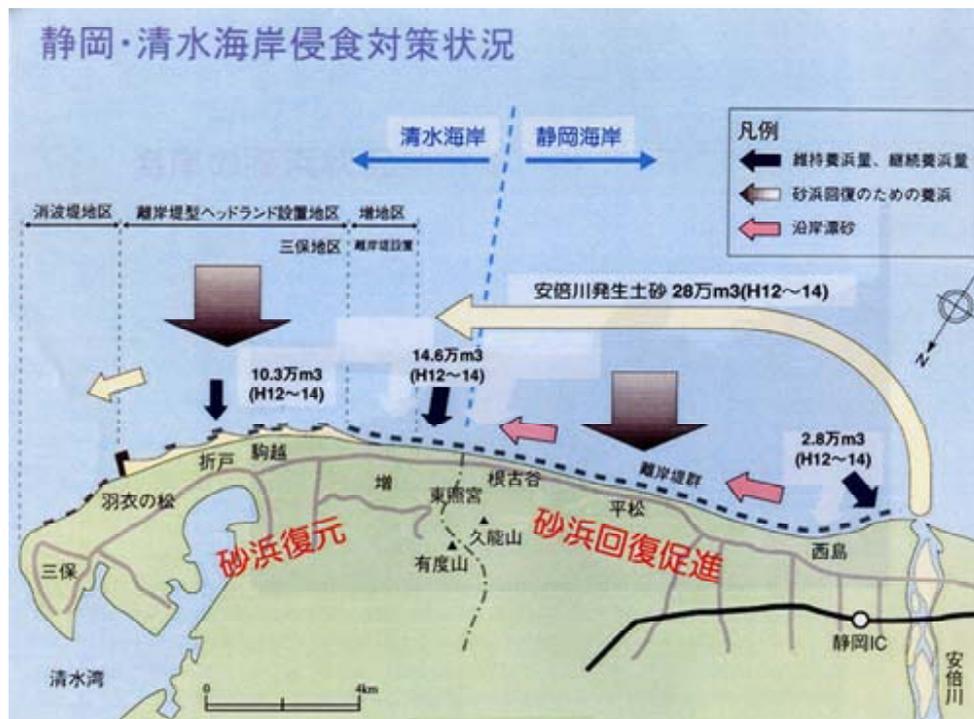
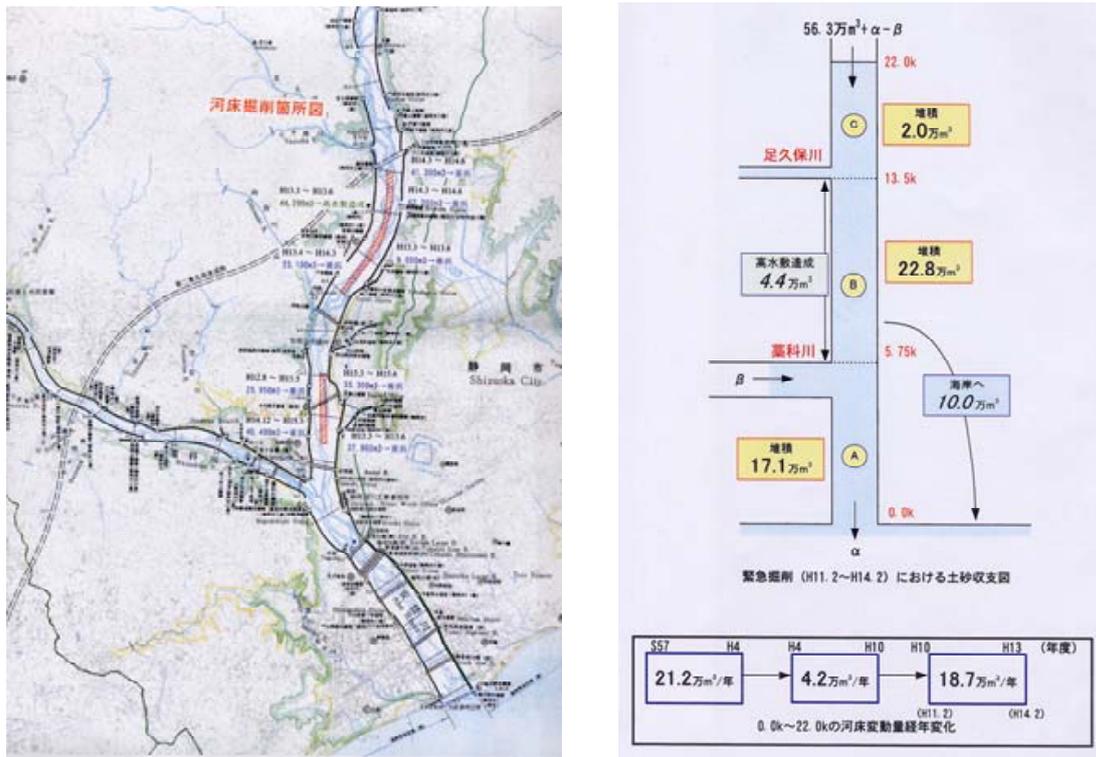


図- 8.25 静岡・清水海岸侵食対策 (参考文献⁹⁾より)

9. 今後の視点とそれに向けた展開

上記した土砂動態の不連続性を念頭に置いて、今後の土砂管理施策を考えるにあたって、必要となる視点は以下の通りである。特に今後②⑤に関する技術開発・研究を進めるとともに、流域スケールでの管理施策を進めるために関係する組織が連携して、⑦⑧⑨を実施していく必要がある。

- ①生産土砂量及び溪岸堆積量の評価
- ②流砂量（特に掃流砂量）モニタリング技術の向上
- ③モニタリング結果の評価
- ④河床変動特性の把握
- ⑤施設等のインパクトの①③④への影響度
- ⑥将来予測のための河床変動計算精度の向上
- ⑦管理目標設定のための基盤データ蓄積
- ⑧土砂管理計画策定にあたっての横断的組織連携
- ⑨土砂制御技術の開発

以上のような課題については、まだ十分ではないが、富士川水系(①)、国土技術研究会(平成14～16年度)(④⑤)、国土技術政策総合研究所資料第69号「土砂動態予測のための河床変動モデルの改良－涸沼川を事例として－」(⑥)などのように、いくつかの取り組み事例が散見される。以下には上記していない取り組み事例について紹介する。

②国土技術政策総合研究所河川研究室では、涸沼川の観測施設においてトレンチで捕捉した掃流砂をポンプで吸い上げて計測する手法、及び東京都立大との共同研究で超音波センサーを用いた掃流砂の移動速度と掃流砂厚の計測手法についても検討中である。黒部川・川内川(国土技術研究会(平成14～16年度))、その他河川において音圧式センサーによる掃流砂モニタリングを実施している。

⑥土木学会基礎水理部会、本省治水課、国総研、独法土研、国土センターにより組織された「河床変動計算システム検討会」が各研究者等の河床変動計算モデルによる計算結果と水理模型実験結果との比較により、精度の高い河床変動計算モデルの見極めを行うとともに、河床形態や河床変動の予測はもとより、瀬・淵といった河川環境要因の予測まで含めた計算精度の向上を図るための検討を行っている。

⑧河口域における土砂・水質等の動態把握に向けて、河川・海岸・生態系の研究者等が討議する「汽水域の河川環境の捉え方に関する検討会」が開催され、河口付近における人為的改変(河道掘削、河口部の埋め立て、海砂採取など)が河口域の土砂・水質動態などに与える影響を評価し、最終的に河口域の河川環境に与える影響を把握するための手引きの作成が行われた。

国土技術政策総合研究所資料

TECHNICAL NOTE of N I L I M

No.231

March 2005

編集・発行 ©国土技術政策総合研究所

本資料の転載・複写の問い合わせは

〒305-0804 茨城県つくば市旭1番地

企画部研究評価・推進課 TEL029-864-2675