

阿武隈川河口の流送土砂

佐藤芳信*・真野 明**・沢本正樹***

1. はじめに

ダム等の建設により陸域からの流送土砂が減り、これが沿岸域における土砂の減少や海岸侵食の一因となっていると言われている。しかし、この土砂量を定量的に精度良く評価した研究は極めて少ない。この理由として、量的に支配的な役割をはたす大規模出水に対する評価が難しいことが挙げられる。本研究では約50年間の観測史上最大のピーク流量を記録した1986年の出水を含め、最近10年間の主な出水26個を抽出し、出水により海域に運ばれる流送土砂量の中・長期的な時間スケールで精度良く評価しようとするものである。

そこで、流送土砂量を評価するために以下の二つの方法を用いた。一つは深浅図から得られる情報を基に、土砂収支式を使って計算したものであり、もう一つは流砂量公式を用いたものである。ここで、観測史上最大規模の出水であった1986年の出水に対し、両者を等置することにより流砂量公式の補正、検定を行った。これにより、最大規模の出水も含め、評価精度の向上が期待できる。

2. 土砂収支式による流送土砂量の評価

建設省から過去10年間、1年にほぼ1回の割合で実施している阿武隈川河道内および河口周辺海域の深浅図を入手した。深浅データはデジタイザーを用いて情報を読みとった。この内、1986年の出水前後の阿武隈川河口周辺の深浅図を用い、河道および海域に検査領域を設定し、出水前後の深浅データ差から各領域の体積変化量を求めた。この体積変化量から土砂収支式を使って、各領域に出入りする土砂量を逆算し、1986年の出水時の河口上流における流送土砂量を求めた。この出水は最近10年間で最大規模の砂州のフラッシュを引き起こし、河道内蛇行部分の深掘を生じており、河道内の体積変化量を考慮することが流送土砂量の精度を上げるために必要である。

流送土砂量計算に用いた土砂収支式は以下の通りである。

$$\Delta V_A = \int Q_{Mdt} \dots\dots\dots (1)$$

$$\Delta V_{C(B)} = \int Q_{Sdt} - \int Q_{Mdt} \dots\dots\dots (2)$$

式中 ΔV_A , $\Delta V_{C(B)}$ はそれぞれ領域A, 領域C(B)での体積変化量を、 $\int Q_M$ は領域C(B)から領域Aに流れ込む流入土砂量を表す。そして、 $\int Q_S dt$ が求める流入土砂量である。これらの量はすべて空隙を含んだ値であり、後の流送土砂量の評価の所で出てくる Q_s (浮遊砂量, 実質体積)とは区別している。ここで指定する領域A, Cは次に示す条件によって定めた。海側領域Aは建設省が設定した測線の沿岸方向1600m, 岸沖方向1200mとし、河道内領域Cは沿岸方向1200m, 上流方向400mとした。ただし、上流側に亘理大橋付近までの測量を行っている1985年と1986年の深浅図に対しては、さらに河道内領域を沿岸方向1275m, 上流方向1625mと設定し、これを領域Bとした。各領域を図-1に示す。このように河道領域を2種類設定したのは、深浅図の測量範囲は年により異なり全てのものが領域Bの範囲内の測量を行っていないためである。また1986年級の大出水がそれ以降起きていないことから、領域Cでは評価出来ない河道内蛇行部での体積変化量はないものと仮定した。領域Bの体積変化量を土砂収支式に用いる場合には、式中の ΔV_C の代わりに ΔV_B を用いるものとする。

河口周辺海域領域Aの西側以外の境界であるが、南側境界の沿岸漂砂量は、鳥の海の導流堤や突堤、離岸堤で沿岸漂砂が制御されていることから、南側漂砂移動は無いものと考えられる。北側の境界については、海岸線がブロックで被覆されており、沿岸漂砂量は小さいものといえる。さらに、東側の境界については水深が13m近くあるために、通常の波浪による漂砂は無視でき、1986年の出水による土砂移動も図-1に示した堆積分布から、細粒分を除いてほとんどが境界の内側に堆積したものと考えられる。以上の理由により領域Aの上流以外に面した三つの境界での土砂移動量を0と仮定して体積変化量を求める。なお、海域領域Aについてのデータは真野ら(1994)によるものである。先に示した土砂収支式二つを一つの式に直すと、求める流送土砂量 $\int Q_S dt$ について

* 学生会員 東北大学大学院工学研究科
 ** 正会員 工博 東北大学助教授 大学院工学研究科
 *** フェロー 工博 東北大学教授 大学院工学研究科

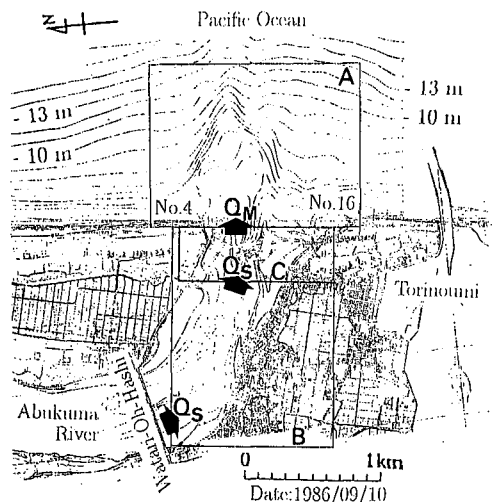


図-1 流送土砂量評価領域

以下の式が成り立つ。

$$\int Q_s dt = \Delta V_{C(B)} + \Delta V_A \quad \dots\dots\dots (3)$$

次に深淺データをもとに、評価領域を河口周辺海域領域Aと河道領域Cについては岸沖、沿岸両方向とも各25m、河道領域Bについては岸沖、沿岸両方向とも各10m毎にメッシュを切りメッシュデータを作成した。このメッシュデータの河道内、河口周辺海域それぞれの差を算出し、先に示した土砂収支式を用いて、各深淺図の間に発生した出水による流送土砂量を算出した。

3. 流砂量公式による流送土砂量

既存の流砂量公式で計算すると、掃流土砂量は浮遊砂量に比べ微少であるため、浮遊砂量を流送土砂量とした。浮遊砂量公式は数多く公表されているが、ここでは Mississippi 川などでの現地観測との検証がなされている以下の Lane-Kalinske (1941) の式を用いることにした。

$$Q_s = \int_0^h C u dy = C_a Q_w P \quad \dots\dots\dots (4)$$

式中、 y は河床面から鉛直方向に取った距離、 h は水深を表し、 Q_s は浮遊砂量、 C は河床面からの距離 y における浮遊砂濃度を表す。なお、 Q_w は流量である。さらに u は河床面からの距離 y における流速、 C_a は浮遊砂の基準点濃度であり、Lane-Kalinske (1939) より次式で表される。

$$C_a = p \Delta F(\omega_0) D^* (u_* / \omega_0)^a \quad \dots\dots\dots (5)$$

ここで $\Delta F(\omega_0)$ は沈降速度 ω_0 をもつ粒径の河床材料全体に対する割合であり、単位は%である。 u_* は摩擦速度、 D^* は u_* / ω_0 の関数である。 p と a は実測データをもとに決められ、 $p=5.55$ 、 $a=1.61$ の値が提案されている。

このとき C_a は無次元体積濃度で 10^{-6} の単位である。また $P = P(\omega_0 / u_*, u_m / u_*)$ は浮遊砂の鉛直分布に関する係数であり、二つの無次元量の関数となっている。ここで u_m は、断面平均流速である。

この計算には、摩擦速度や河床材料の粒径分布などのデータが必要になり、次のような処理を行った。最初に河口から約8km上流の岩沼流量観測所で、建設省が観測している流量データを出水期間について収集した。

次に摩擦速度の算定には等流を仮定した。平均流速公式として Manning の式を用い、粗度係数 n の値は、水位・流量曲線との比較から 0.025 を使った。また河床勾配 i の値は、岩沼流量観測所から河口までの平均値 $1/3300$ とした。さらに径深 R は河口から8km地点における横断測量結果に台形を当てはめ、潤辺、流水断面積を求めて算出した。

河床材料の粒径分布は、杉木ら (1996) が 1995 年 8 月の出水の最強時に河床から採取し、ふるい分けしたものをを用いた。この粒径加積曲線を図-2 に示す。式 (5) の $\Delta F(\omega_0)$ を算出するにあたり、JIS のふるいではふるい目の間隔が大きいため、粒径加積曲線に次の式を最小自乗法であてはめ利用した。

$$L(d) = 50 \left(1 + \tanh \left(a \log_{10} \left(\frac{d}{b} \right) \right) \right) \quad \dots\dots\dots (6)$$

ここで d は粒径、 $L(d)$ は通過百分率である。 a 、 b は最小自乗法で決められる定数で、 a は分布の広がり、また b は中央粒径を表している。実測値はこの曲線に良く乗ることがわかる。

次に図-2 の縦軸を 10 等分して、 $\Delta F(\omega_0) = 10\%$ とし、通過百分率の各小領域の中間値に対する粒径を式 (6) より逆算し、沈降速度 ω_0 を求めた。なお、沈降速度の算

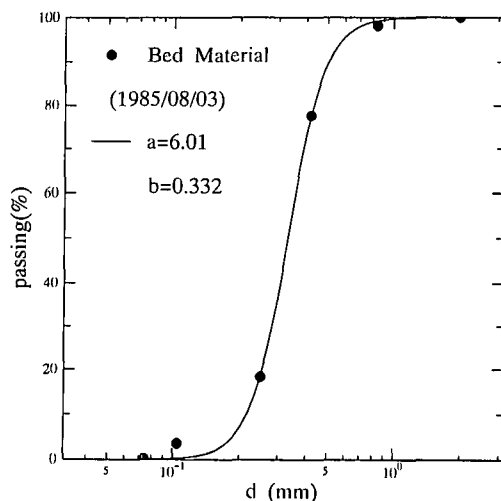


図-2 河床材料の粒径分布 (杉木 (1996) による)

出には、Rubey の式 (河村, 1982) を用いた。また基準点濃度を与える高さは、河床より水深の 5% の位置とした。各小領域の浮遊砂量を Q_{sn} とし、粒径の分割数を $N (=10)$ とすると、

$$Q_s = \sum_{n=1}^N Q_{sn} \dots \dots \dots (7)$$

となる。

4. 流砂量公式の補正

前述の土砂収支式による評価と流砂量公式による評価は異なるので、一方を修正することにより、両者を一致させることにした。ここで、浮遊砂砂量公式に用いた基準点濃度は多くの研究者による測定値があり (河村, 1982), それらの分散は大きい。そこで、ここでは基準点濃度を定める係数 k に補正係数 C_m を掛けて、補正することとした。また補正係数 C_m を定める対象出水としては、岩沼観測所の約 50 年間にわたる歴史の中で最大のピーク流量を記録した、1986 年の出水を選んだ。これは (1) 長期間にわたる流送土砂量を評価するためには、大規模出水に対して精度を上げておくことが重要であること、(2) 深浅測量結果から、土砂移動量を推算する際に、顕著な河口テラスを形成するような大規模出水に対して計算した方が誤差が小さくなること、(3) 1986 年の出水前後の河道内の測量が広範囲にわたって行われていたこと、などの理由によるものである。

1986 年 9 月の測量結果から 1985 年 8 月の測量結果を引いて、海域および河道における侵食 (破線) と堆積 (実線) 分布を求めた (図-3, 4 参照)。

阿武隈川は河口付近で大きく東に蛇行しており、1986 年の出水により蛇行部右岸の侵食、滞筋が変わったことによる堆積、砂州フラッシュによる侵食、河口デルタ形成による堆積などの分布がみられる。これらを積分して、土砂収支式から得られた流送土砂量を表-1 に示す。一方流砂量公式により得られる量は空隙を含まない量なので、次式により空隙を含む量 Q_s に換算し、出水期間にわたって積分して流送土砂量を計算した。

$$Q_s = (1 - \lambda) Q_s \dots \dots \dots (8)$$

ここで $\lambda = 0.4$ とした。これを同じく表-1 に示す。これら二つの量の比をとると $C_m = 2.08$ となる。この値を最近 10 年間の主な出水 26 個すべてに適用し、各出水毎の流送土砂量を求められるようにした。

5. 結果と考察

各出水における総浮遊砂量と総流出量の間を図-5 に示す。この計算結果 (白丸) に対し、べき関数を当てはめ最小自乗法で回帰した式を図中にプロットした。 x は、出水期間中の総流出量であり、 y は総浮遊砂量であ

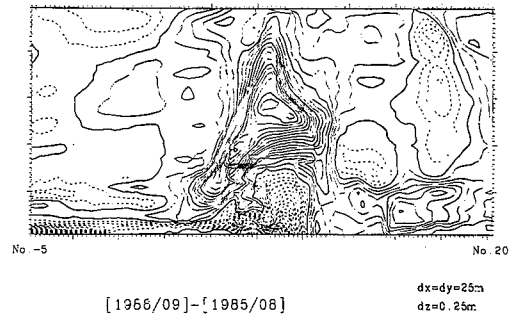


図-3 1986 年の出水による海域の侵食、堆積分布 (真野 (1995) による)

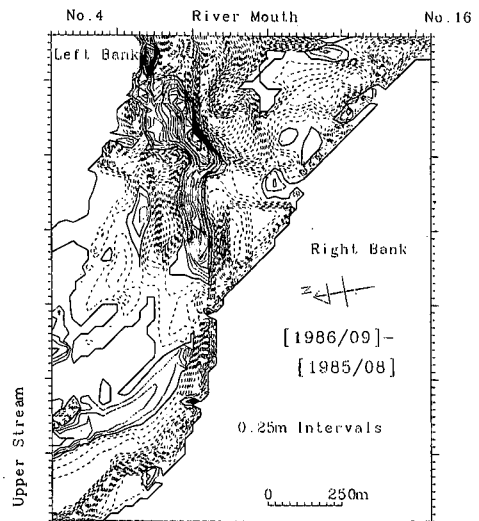


図-4 1986 年の出水による河道の侵食、堆積分布

表-1 1986 年の出水における流砂量の比較

(a) 土砂収支式から求めた流砂量 (m^3)	(b) 流砂量公式から求めた流砂量 (m^3)	(a)/(b)
44.6×10^4	21.5×10^4	2.08

る。図中の黒丸は杉木ら (1996) の浮遊砂の観測値から求めた流送土砂量であり、回帰曲線は次式となった。

$$y = 7.20 \times 10^{-12} x^{1.86} \dots \dots \dots (9)$$

回帰曲線の指数は 1.86 となっており、白丸で示した計算値はよくこの曲線の周りに集まっていることがわかる。最も右端にプロットしてある点が 1986 年の出水に対するものであり、他の出水に比べて、総流出量が 2 倍以上、総浮遊砂量が 3 倍以上と、特に規模が大きい。また 1994 年から行っている 4 つの出水に対する観測で得られた値も、この回帰曲線に近い所に分布している。なお図中の三角印は 1991 年 10 月の出水に対する計算値であるが、

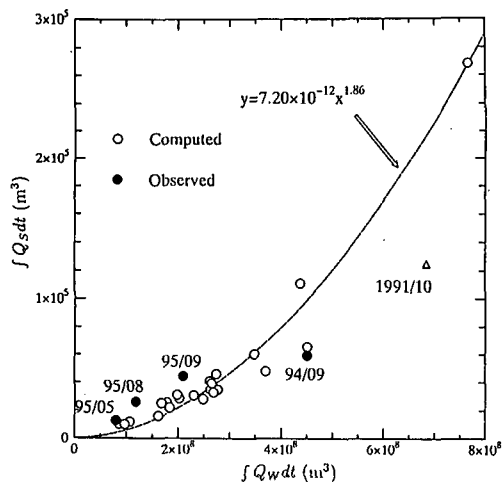


図-5 総浮遊砂量と総流出量

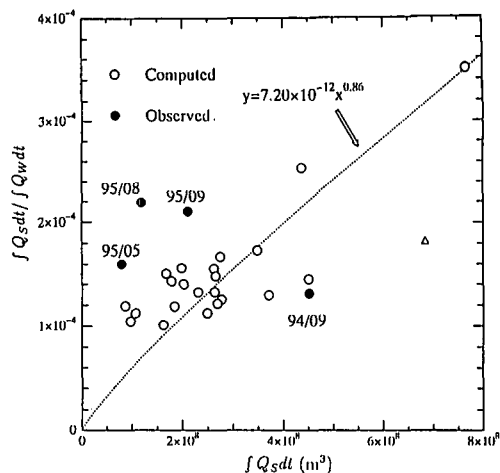


図-6 総浮遊砂量と平均体積濃度

台風 21 号と 22 号が時間的に近接して近くを通過したため、双峰型のハイドログラフとなっており、総流出量が大きい割には総浮遊砂量は小さくなっている。

図-6 には総浮遊砂量を横軸に、総浮遊砂量で割った平均体積濃度を縦軸にとり、両者の関係を表す。図中の曲線は図-5 の回帰曲線の指数を 1 だけ減じたものである。図-5 に比べて曲線回りの分散は大きくなるが、総流出量が大きくなるにしたがって平均体積濃度が高くなることが示されている。最大規模の 1986 年の出水で、出水期間を通じた平均体積濃度は約 350 ppm であることが読みとれる。

次に、長期的な土砂輸送量特性について考える。1985 年 7 月を起点として、その後の流送土砂量の積算値を図-7 に示す。黒丸は 4. で補正した浮遊砂量公式を使って各出水の流送土砂量を求め、それらを積算したものである。また白丸は、深浅測量の結果から土砂収支式を使って求めた流送土砂量の積算値である。

4. で述べたように、1986 年の出水前後の期間において二つの解析結果を一致させてあるが、その後の約 10 年間の積算値も、二つの解析結果はほぼ一致している。これは、最大規模の出水で検定したことにより、長期的な流送土砂量が安定して評価されたことを意味している。

5. おわりに

阿武隈川河口で観測された最大規模の出水である 1986 年の出水を検定に用い、流送土砂量を詳しく評価した。土砂収支式から得られた流送土砂量を用い、Lane-Kalinske の浮遊砂量式を補正した。補正後の流砂量公式を最近 10 年間の主要な出水に適用し、一出水の総流出量 $\int Q_{wdt}$ と総浮遊砂量 $\int Q_{sdt}$ との間には式 (9) の関係が得られた。この関係は浮遊砂の実測から求められた流

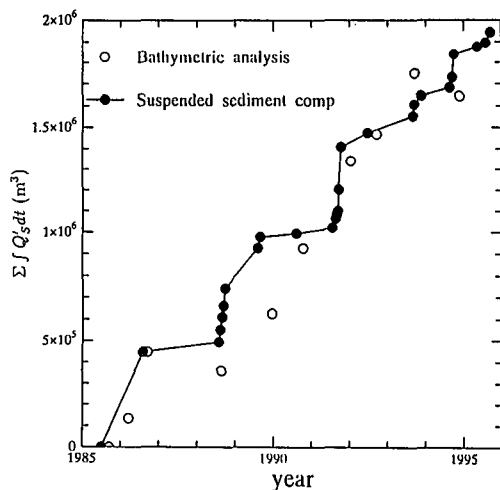


図-7 総流送土砂量の深浅図による実測値と計算値の経年比較

送土砂量と近く、またこれを積算した量は、最近 10 年間の深浅測量結果とも整合することが確かめられた。

謝辞：本研究を行うにあたり、建設省東北地方建設局 仙台工事事務所より貴重な資料を提供いただいた。また本研究は文部省科学研究費（基盤研究 (A), (C)）、河川整備基金研究助成金、および小川記念基金の補助を受けたことを付記し、感謝の意を表します。

参考文献

- 河村三郎 (1982): 土砂水理学 1, 森北出版, 339 p.
- 杉本基泰・佐藤芳信・真野 明 (1996): 阿武隈川から海域への流出土砂の観測と解析, 地球環境シンポジウム, 4, pp. 169-174.
- 真野 明・沢本正樹・河上伸生 (1994): 阿武隈川河口周辺の土

砂移動評価, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp. 451-455.

真野 明 (1995): 河口周辺における土砂移動の定量的評価, 河川整備基金助成事業報告書, 41 p.

Lane, E. W. and A. A. Kalinske (1939): The relation of suspended to bed material in rivers, Trans. American

Geophysical Union, Vol. 20, pp. 637-641.

Lane, E. W. and A. A. Kalinske (1941): Engineering calculations of suspended sediment, Trans. American Geophysical Union, Vol. 22, pp. 603-607.
