

洪水流による河口砂州のフラッシュ観測

佐々木隆士*・宇多高明**・刀 禰 賢***
菅原信雄***・海野 仁***

1. ま え が き

砂浜海岸に流入する河川の河口には一般に河口砂州が存在する。この河口砂州は洪水時にはフラッシュされるが、その後は多くの場合波の作用の下で復元される。この過程はダイナミックなものであって、その機構を調べることは河口処理法を考える上で本質的に重要である。しかしながら河口周りの諸現象は複雑な問題であるため研究が不足しているのが現状である。

最近、田中¹⁾は移動床模型実験を行って河口前面における土砂の堆積特性を調べ、河口テラスの形成過程について考察している。当然のことながら実験は単純化された条件のもとで行われているので、種々の仮定が正しいかどうかについては現地データとの比較がなされるべきである。しかし比較対象となる実河川での現地データが大いに不足しており、相似性の検討は容易ではない。現地データの取得の阻害要因としては次のものが考えられる。すなわち実河川での洪水の発生は予見できないため計画立案が難しく、また洪水が実際に起きたとしても準備が間に合わないことや、観測に危険が伴うなどである。こうした阻害要因はあるが、やはり河口砂州のフラッシュ機構の解明を行うには実態データを集める必要がある。

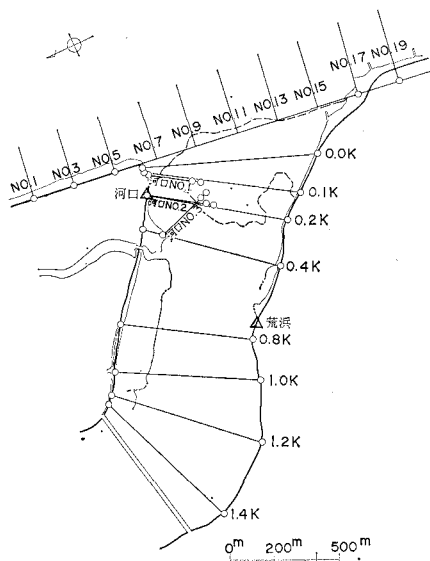
本研究は、昭和61年8月5日の台風10号による阿武隈川の洪水を対象として、河口砂州のフラッシュ機構を実態的に明らかにしようとしたものである。このため洪水時および洪水後に種々の現地観測を行った。

2. 観 測 方 法

洪水は昭和61年8月5日に生じた。台風10号の降雨により阿武隈川の岩沼観測所では最大7595 m³/sの出水があった。この洪水による阿武隈川の上下流では、4箇所で堤防が破堤し、氾濫が生じている。本研究ではこの洪水による河口砂州のフラッシュに関連して以下の観測を実施した。

① 河川の水位・流量観測、② 航空写真撮影（毎月1回及び洪水当日と翌日）、③ 河道部及び河口砂州の地形測量、④ 河口沖合の深淺測量、⑤ 砂州のフラッシュ過程のビデオ撮影。

水位観測は阿武隈川下流の基準地点岩沼のほか2地点で行った。河口部観測所と荒浜観測所の位置を図—1に示す。前者は河口部の左岸0.2Km地点に、後者は右岸側河口より0.8Km地点にある。また岩沼観測所は河口より8.0Kmに位置している。航空写真撮影は1982年より毎月1回の割合で実施している²⁾。また、特に洪水時の撮影も行った。これによりカメラン効果を利用した洪水流の表面流速分布の測定が可能となった。河口部沖合の深淺測量は200m間隔で配置された12本の測線（図—1参照）において洪水前は昭和61年3月18日に、洪水後は同年9月10日に実施した。なお、図—1には10本の測線（奇数番号）しか示されていないが、残りの2本は左岸側・河口より更に離れた距離にあるため省略した。河道部の横断測量は、河口より1.4Kmまで200m間隔で実施した。これらの横断測量に加え、河口砂州に沿ったミオ筋位置に3本の横断測線を設けて砂州



図—1 深淺測量と河川横断測量の測線配置

* 正会員 建設省東北地方建設局仙台工事事務所長
** 正会員 工博 建設省土木研究所海岸研究室長
*** 正会員 建設省東北地方建設局仙台工事事務所

形状の変化を調べた(図-1参照)。砂州フラッシュ過程のビデオ撮影は、河口部の堤防上(0.2Km 付近)または左岸の観測鉄塔上より、8月5日の10時50分~17時9分の間に約3時間行った。

3. 観測結果

台風10号による阿武隈川の洪水の水位、流量の経時変化を図-2に示す。水位は3地点(河口部、荒浜、岩沼観測所)の値が示されている。また水位~流量曲線より岩沼地点の流量を算出し、潮位記録とともに図示した。岩沼観測所での流量は8月5日14時に最大値 7595 m^3/s を記録した。河口部観測所の水位は潮位変化の影響を受けつつ8月5日の6時まで上昇していたが、T.P. 2m に達したあとと下降に転じた。このときの流量は約 1900 m^3/s であった。このような水位変化より判断すると、河口砂州のフラッシュは河口部水位がT.P. 2m に達したときより始まったと考えられる。

図-3は航空写真とビデオを用いて3種類の方法によって測定した洪水流の表面流速分布を示す。まず、図の等流速線は8月5日16時12分に撮影された航空写真をもとにカメロン効果を利用して求められものである。撮影時刻は、図-2による洪水流量が岩沼地点でピークとなった14時より2時間12分後である。しかしこの時刻でも河口部流量は約 7500 m^3/s と最大流量に近い水準が維持されていた。洪水流のほぼ中央部における最大流速として 4.6 m/s が観測された。また、同図には浮遊物の移動を2枚の航空写真を用いて追跡することによって定めた流速ベクトルを白スキの矢印で示した。カメロン効果によって求められた流速と浮遊物による値は流向、流速ともかなり良い一致を示す。主流は、反時計回りにやや蛇行しながら左岸と中央の河口砂州との間を流下したことが明らかである。河口砂州は右岸側でも切れているが、そこでの流速は主流部と比較して小さい。以上のように、カメロン効果を利用した流速測定は一方向流の場合では可能であるが、河口部の波の侵入領域では測定が困難となる。そこで河口部ではビデオにより洪水流中の渦の移動を追跡することによって流速を求めた。その測定順序は次のようである。

- ① 航空写真と 1/2500 地形図を標定し、VTR に写っている目標物の地上座標を出す。
- ② 目標物を基準点とし、その地上座標と画面上の座標とで標定計算を行う。使用する基準点の数は4点である。
- ③ VTR 画像よりデジタイザで水面の渦を追ひ、その画面上の座標を標定計算により地上座標に落とす。読み取

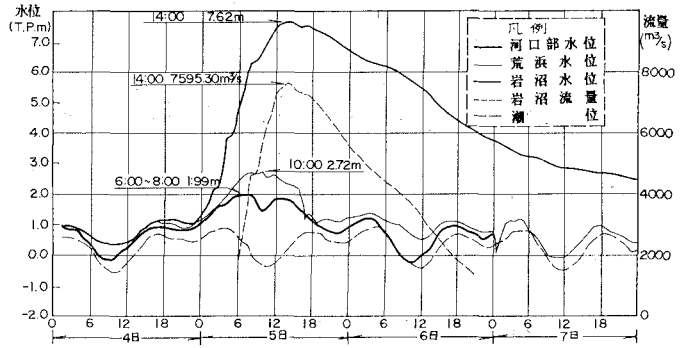


図-2 61年8月5日洪水の水位、流量の経時特性

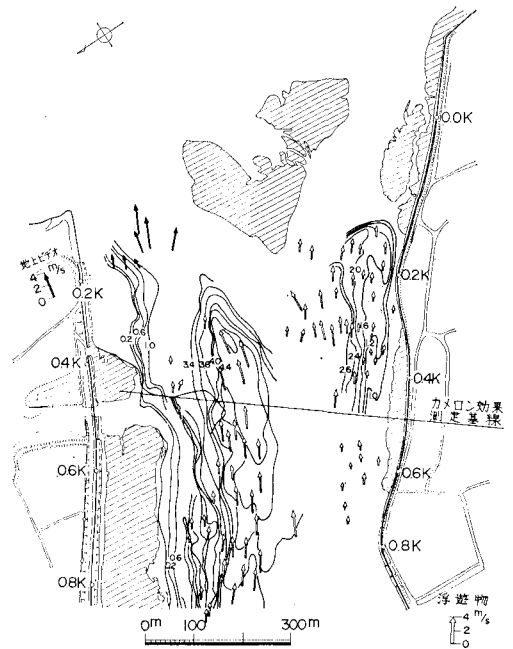


図-3 カメロン効果を利用して求めた洪水流の平面流速分布りは約2秒間隔で行う。

図-3に示したベクトル(黒矢印)は16時50分の映像より求めた流速である。中州と左岸の間、ほぼ中央付近において最大約 4.4 m/s の流速が測定された。ビデオは堤防上や鉄塔など低い視点から撮影しているために、河川の中央より手前側(左岸側)半分のみが計測対象となった。

次に河道内の地形変化について調べる。河道部の 0.0 ~ 0.8 Km の範囲の横断形の変化を図-4に示す。図-1, 3に示したように洪水流は河口近くで反時計回りに大きく蛇行しているが、0.8 Km 地点では右岸法線が河川中央に向け突き出ている。このため図-3に示したように流心は左岸側に片寄った。これにより 0.4 Km 地点では左岸側の侵食が著しい。河口近くの 0.0K, 0.1K 位置の左岸側では集中した主流によって著しく河床が低下し

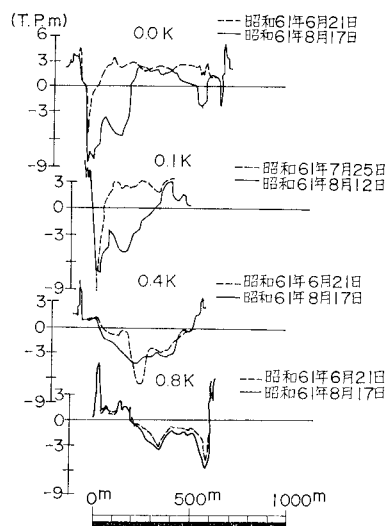


図-4 河道横断面形の変化

ている。また 0.0K の右岸側では副流による侵食も生じている。0.0K, 0.1K の測線の左岸側で見られる著しい河床低下は、護岸付け根で局所洗掘が生じたためと考えられる。侵食状況で特徴的なのは、0.8K 測線では河床高が平均的に低下しているのに対し、河口部の 0.0K, 0.1K においては砂州が横方向に削られたことである。

同様に河口部の 3 測線における洪水前後の断面変化を図-5 に示す。測線 No. 1 では洪水前後で最深河床高はあまり変わらないものの、右岸から伸びていた砂州の約 300m 部分がフラッシュされ、T.P. 0m 以下の面積で約 900m² 増加した。図-4, 5 に示したフラッシュ後の断面で洪水流量 7595 m³/s が流下したとして平均流速を求めてみる。まず、河口部ピーク水位での断面積は主流部で 1920 m²、副流部で 660 m² である。したがって河口の平均流速は 2.9 m/s となる。一方、No. 2,

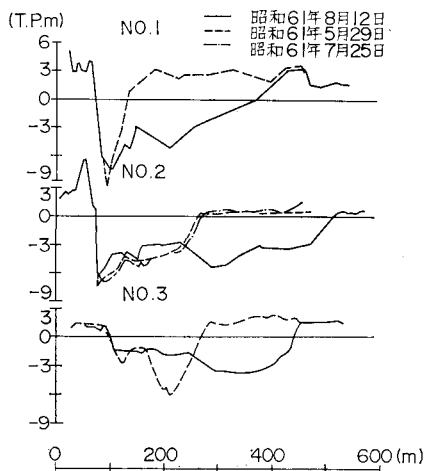


図-5 河口砂州の断面形の変化

No. 3 の横断面においては、洪水前のミオ筋部分では河床高が上昇し、洪水後における回復過程にあると考えられる。逆に右岸側の砂州は大きく侵食されたことがわかる。

図-3 の流速分布測定に利用したビデオ映像はフラッシュ状況を観測するためにも役立てることができる。砂州の崩壊状況を観察すると、砂州は徐々に流失するのではなく、流下方向にはある幅を持ち、横断方向には一度に 1~2m 程度の単位で崩壊していた。また側岸はほぼ鉛直に近い角度を保って侵食された。崩壊の平均的な速度を概算すると、オーダー的には 1 時間当たり 1~5m の割合であった。これはビデオ撮影の期間中において、砂州上に存在していた杭と側岸との対象距離の変化より概算したものである。

以上に述べたように強い洪水流により河口砂州は大きくフラッシュされた。フラッシュされた土砂は海域へ流出し、河口部周りに大きく堆積した(図-6)。フラッシュ前の海底形状は 61 年 3 月 18 日に、洪水後は同年 9 月 10 日に測量された。したがって洪水生起日(8 月 5 日)と比較すると、前者は 140 日前、後者は洪水後 36 日のデータとなる。これら期間中にも主として波による地形変化が生じた可能性はあるが、図-6 には顕著な地形変化が見出せる。

- ① 河口沖のコンターが大きく沖方向へ移動した。等深線の張り出しは水深が大きい部分では小さく、T.P. -12 m では地形変化はほぼ見られなくなる。
- ② 等深線の突出形状はほぼ河口中央を中心とした三角形形状を呈する。左右岸方向に距離が大きくなると地形変化は小さくなる。
- ③ 河口部より約 T.P. -4 m の間では全体的にやや洗掘の傾向があるが、これより深い所では著しく堆積して

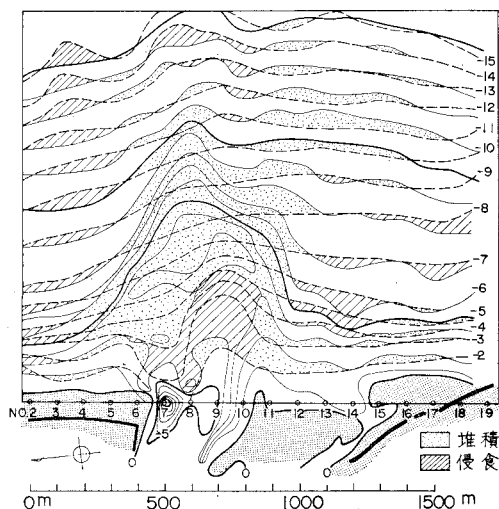


図-6 河口沖の等深線の変化

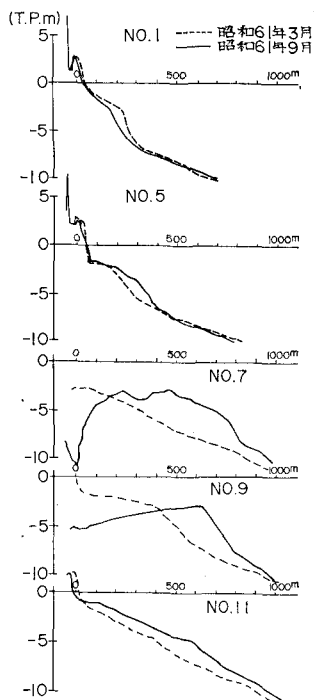


図-7 河口沖の代表断面形の変化

る。河口に接近し、測線 No. 5 となると T.P. -2m 以浅では海浜変形はほとんど見られないが、T.P. -2m ~ -7m の間では土砂が堆積している。特に、T.P. -2m 付近の海底勾配は 1/210 とほとんど平坦面に近いが、その沖では急勾配になっている。測線 No. 7 では河川の本筋に位置しているため地形変化は著しく大きい。河口部では T.P. -10 ~ -11m の深掘れを生じているが、沖方向には急激に浅くなり、T.P. -3m 付近にはほぼ平坦面が存在する。更に深くなると堆積量が小さくなる。測線 No. 9 においては、洪水前約 2m の高さの河口砂州とその沖の T.P. -2 ~ -3m の区間に平坦面が存在したが、洪水流によりこの砂州は T.P. -5m に至るまで掘られ消失した。沖合では逆勾配となり、 $x=620$ m 地点で約 T.P. -3m となった。この区間の平均勾配は $-1/230$ となる。河口より流出した洪水流は噴流状に流れる。この場合、水平及び鉛直方向の混合により運動量は失われ、流速が減少する。この結果掃流力が減少し、フラッシュされた土砂は沖合部に堆積する。この断面では、T.P. -10m までは顕著な土砂堆積が見られる。最後に、測線 No. 11 では全体的に土砂が堆積していることがわかる。

田中ら¹⁾は移動床模型実験を行って河口前面における土砂の堆積特性を調べた。すなわち、河口モデルを作り上流より給砂を行うことにより河口前面の河口テラスの形成を実験的に調べた。この実験では連続的に給砂を行

いる。

④ 河口前面での土砂の堆積部の両側、例えば測線 No. 5 ~ No. 3 や、No. 15 ~ No. 19 の間では侵食域が存在する。

河川からの流出土砂が河口沖に堆積する現象は水理実験でも検討されているが、上述の特徴④は現在までに検討されたことのない問題である。

次に、代表測線に沿う海浜断面形の変化を図-7に示す。左岸側に位置する測線 No. 1 では T.P. -1 ~ -6m の間でかなり侵食されている。

っているために、河道内より河口テラス先端部まではほぼ平坦形状となり、また前置層の海底勾配はほぼ底質の水中安息角に等しいものであった。一方、阿武隈川の河口砂州のフラッシュでは後に詳述するように、上流からの土砂流出もあるものの、土砂の多くの部分は河口砂州自体に由来している。すなわち河口砂州が切れたことによりその部分の土砂が沖へ流出している。砂州が切れた部分は大きく侵食され、逆に沖合では土砂が堆積したため河口テラスは平坦面ではなく沖向きに逆勾配となった。さらに形成された前置層の海底勾配を No. 9 の形状より求めると、 $\phi=16^\circ$ となった。一方 Gibson による水中安息角の計算式を用い、前浜付近の平均粒径を 0.4 mm とすると²⁾、 $\phi=25^\circ$ となった。結局、前置層の海底勾配は安息角の 25° と比較して 9° も小さいことがわかる。模型実験では掃流状態で移動してきた砂粒子が安息角を保って前置層部分に堆積するが、現地では浮遊状態での移動・堆積も重要な要素となっていると考えられる。

次に海浜土砂量の変化を種々の方法により検討する。まず T.P. 0m から -10m までの間の区間において、1m 間隔の等深線と各測線とで囲まれた範囲の土砂量の変化を算出し、図-8に示した。洪水の主流は No. 7 ~ No. 9 及び No. 5 の間に、また右岸側の副流は No. 13 ~ No. 15 の間に流出している。測線 No. 5 ~ No. 13 の T.P. -4m ~ -10m の間では大量の土砂が堆積している。例えば No. 7 ~ No. 9 の 200m 区間で、T.P. -5 ~ -6m の間では約 5.1 万 m^3 の土砂が堆積した。一方、右岸寄りの No. 11 ~ No. 17 の T.P. -1m ~ 2m の浅海域にも土砂が堆積している。これは副流による河口砂州フラッシュ土砂が浅海域に堆積したものと考えられる。

図-8に示したデータをさらに沿岸方向に積分し、各水深ごとの累積値にまとめると図-9となる。T.P. -2m ~ T.P. -3m の範囲では侵食され、逆にそれ以深で

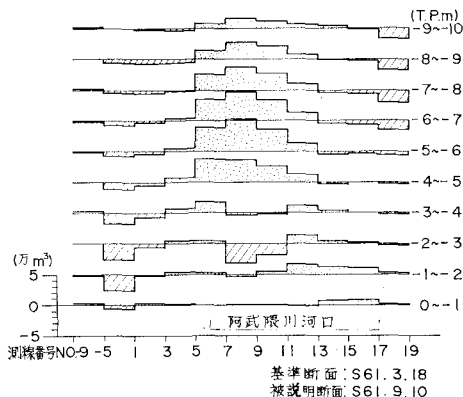


図-8 各コンター間の土砂量変化の分布

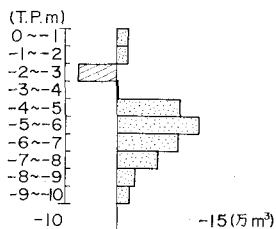


図-9 各水深ごとの総変化土砂量

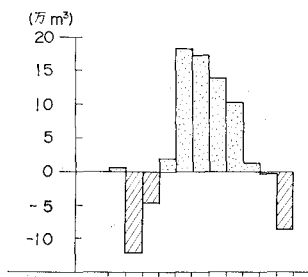


図-10 沿岸方向の各区域ごとの変化土砂量

は土砂が堆積している。最も堆積したのは T.P. -5m ~ -6m の 11.5 万 m^3 である。4m 以深における土砂の堆積量分布は、T.P. -5m ~ -6m でピークを持ったあと水深の増加とともにだらかに減少している。

同じく図-8のデータをもとに、T.P. -10m 以浅での土砂量の変化を水深方向に加算し、沿岸方向分布を求めると図-10となる。河口部前面では土砂が堆積し、左右岸では海浜が侵食された。最終的に海域の T.P. -10m 以浅の区域における堆積土砂量は 63 万 m^3 、一方侵食量は 25 万 m^3 であった。これらの数量は2回の深浅測量のみから求められているために、深浅測量の誤差が入り易く、また2回の測量が厳密な意味で洪水前後とは言えないため通常時の波による海浜変形の影響が含まれている可能性はある。しかしオーダー的にはこれらの差、 38 万 m^3 が河口部より流出したと考えるのも良いであろう。そこで河道の 1.4 Km より下流、砂州部までの土砂の減少量を測量データをもとに計算したところ、 74 万 m^3 となった。この値は海浜での土砂の増加量の約2倍である。したがって河口沖に堆積した土砂の量と同程度の土砂が海域に拡散したものと考えられる。

ところで、図-6~8に示したように、河口の左右岸沖ではフラッシュに伴って海浜部が侵食されたが、その推定原因は次のようである。すなわち洪水流が噴流状に流出する際、その補償流が左右岸近くで生じ、この補償

流と波浪(8月5日の有義波高は $H_{1/3}=3.3\text{m}$ であった)の存在下で底質が運び去られて侵食されたものである。ただしこの推定が正しいかどうかについては今後更に観測を行って調査する必要がある。

4. 結 論

本研究で得られた主要な結論をまとめると次のようになる。

① 昭和61年8月5日の台風10号により阿武隈川では最大流量で $7595 \text{ m}^3/\text{s}$ の洪水が発生し、こ

の洪水により河口砂州は大きくフラッシュされた。

② この洪水時、河口部の表面流速分布が3種類の方法(カメロン効果、浮遊物の航空写真による追跡及びビデオ撮影)によって求められた。三者の値はかなり良い一致を示した。

③ フラッシュ前後の地形変化が深浅測量により定量的に把握された。砂州の沖合ではフラッシュにより三角形に土砂が堆積した。等深線の沖への張り出しは T.P. -5m位置で最も大きく、等深線は最大 380m も沖へ移動した。水深がそれ以上大きくなると等深線への張り出しは小さくなり、T.P. -12m において地形変化はほぼ見られなくなった。

④ 海域の T.P. -10m 以浅での総堆積土砂量は 63 万 m^3 、侵食量は 25 万 m^3 であった。その差 38 万 m^3 が河川からの流出土砂が堆積したものと考えられるが、これ以上の量の土砂が海域に拡散して行ったといえる。

参 考 文 献

- 1) 田中 仁・須賀寛三・高山博之・羽鳥定久: 河口部の流れと河口砂州の形成に関する研究, 第31回水講演文集, pp. 737~742, 1987.
- 2) 野村和正・宇多高明・因幡昭義・宮内利夫: 阿武隈川河口砂州の変形について, 第33回海岸工学講演会論文集, pp. 267~271, 1986.
- 3) 河村三郎: 土砂水理学 1, 森北出版, 339 p., 1982.