

雄物川河口に見る河口沖テラスと河口砂州の 形成・消失の相互関係

宇 多 高 明*・松 田 英 明**

1. ま え が き

一般に、緩流河川の河口部には細砂でできた河口砂州が発達する。この河口砂州は洪水時にはフラッシュされて沖合へ砂が流出し、河口沖にテラスが形成されるが、洪水後の波の作用のもとで再び河口砂州が形成される。このようにして河口砂州周辺では砂移動がくり返されているが、この現象には流れと波浪の作用が関係するため、その機構は定量的に十分明らかにされていない。特に、流出した土砂の砂州への回帰過程についてはあまり研究が行われていない。竹内ほか(1989)は阿武隈川河口での観測により、洪水により形成された河口テラスより河口テラスの両側の付け根へと波によって土砂が戻されることを示した。しかし、沖合の海底地形と河口砂州形状の変化との関係については触れていない。

一方、治水上、河口部には導流堤が設置されたり、あるいは航路維持のための中導流堤の設置や河道浚渫が行われることも多いが、こうした対策の効果を高める、あるいはその影響を小さくする上では、まず自然状態における河口部での土砂移動機構について十分理解しておく必要がある。そこで、本研究では秋田県において日本海へ注ぐ雄物川の河口を実例として、現地データをもとにこの種の問題について考察を加えるものである。

2. 雄物川の概況

雄物川は、流域面積 4,710 km²、流路延長 133 km を有し、秋田県秋田市において日本海に注ぐ一級河川である。河口部付近の計画高水流量は 9,300 m³/s、河床勾配は約 1/3,000、河床材料の平均粒径は約 0.7 mm、平均年最大流量は約 1,900 m³/s である。雄物川では 1919 年～1938 年に、秋田市の南西側を流下していた河道を放水路によって日本海に直接流出させる新川開削工事が実施された。

3. 空中写真の判読

最初に、雄物川河口砂州の変動状況を 1990 年 3 月～

1991 年 8 月に撮影された 3 組の空中写真より調べてみる。写真-1 は冬季風浪後、静穏な波浪条件となった 1990 年 3 月 27 日の河口状況である。両岸より河道の中心へ向けて河口砂州が大きく伸びている。左岸砂州は河道方向へ半円形状に突出しているが、右岸砂州は河道部に 2 つのコブを有している。また、左岸砂州の最下流端には楔状砂州が沖方向へ伸びており、しかもその南(右)側面では 2 段の砂嘴が汀線付近まで伸びている。このことは、この楔状砂州の先端より砂嘴の先端へ向かう沿岸漂砂があること、そして沿岸漂砂の供給源は左岸側の海浜ではなく、楔状砂州の先端部にあることを示している。一方、この楔状砂州の河道側のつけ根では汀線が凹状となるとともに、そこに浜崖が形成されていることから、この部分は波により侵食され、その侵食土砂が砂州の上流方向へ運ばれつつあったことが推定される。円弧状に突出した左岸砂州上に見られる縞模様は、波により海側より運ばれてきた土砂が堆積したことを明瞭に示している。一方、右岸砂州の海側でも細長い浅瀬とカスプ状の汀線が見られる。以上より、写真-1 に示す条件の下では河口の両岸において河口沖の浅海底より土砂が運ばれ砂州の再形成が進行中であることがわかる。

写真-1 の状況より約 2 カ月後の 1990 年 5 月 30 日に撮影された空中写真を写真-2 に示す。この段階では写真-1 に見られた砂州の海側の突起は消失している。左岸砂州の形状を写真-1, 2 で比較すると、楔状砂州が消失した代わりに、砂州の先端部に新たに土砂が堆積して砂州幅が広がったことが見てとれる。このことは砂州の海側に堆積した土砂が波により河道内へと押し込まれたことを意味している。一方、右岸砂州の河道部には 4 つのピークをもつ波状の汀線が形成された。そして河口砂州の海側の汀線は突起を持たない滑らかな形状となった。

雄物川河口でも洪水によるフラッシュがしばしば生じている。例えば、写真-3 は 1991 年 8 月 2 日の洪水時の河口状況である。写真-1, 2 と比較すると、砂州の先端部がフラッシュされ開口幅が広がったことがわかる。河口沖には碎波線がほぼ半円形状に広がっており、しかも両岸の汀線付近での碎波状況より判断して碎波波高は低

* 正会員 工博 建設省土木研究所河川研究室長

** 日本建設コンサルタント株式会社



写真-1 雄物川河口部の空中写真 (1990年3月27日)



写真-2 雄物川河口部の空中写真 (1990年5月30日)



写真-3 雄物川河口部の空中写真 (1991年8月2日)

いから、河口沖には半円形の非常に浅い河口沖テラスが形成されたことがわかる。写真上の波峰線状況によれば、波浪は右斜め方向からの入射であって、河口テラスの中心線に対し波の入射方向は非対称である。このためテラスの右側では入射波がほぼ直線的に侵入するのに対し、左側では大きく屈折した波が作用している。この段階でも河口の両岸にはカスプ状の砂州が発達しつつあり、その場所は河口沖テラスを結ぶ半円と、砂州の汀線とが交差する位置になっている。

4. 河口砂州の地形特性

雄物川河口では1974年～1980年に深淺測量と地形測量がくり返し行われた。それらをもとに河口砂州の形状を調べると、写真-1, 2に示したように片岸または両岸の砂州に突起を有する場合と、砂州に突起を持たない場合に分かれる。そこで以下ではこれら各タイプの砂州地形の特徴について述べる。

まず、左岸砂州の先端部に顕著な突起が見られる例として図-1には1979年7月17日の砂州形状を示す。砂州上にはいくつもの特徴がある。第1に、突起を有する左岸砂州の前浜の標高は3mであって右岸側より高く、しかも汀線付近の勾配が非常に急なこと、そして3mの等高線で囲まれた区域が突起の根元で最も広く、南側ほど低くなることが指摘される。波が河口中心線方向より入射したとすれば、砂州の両岸での砂州高は左右岸で大きく違わないはずであるから、上述の点は河口砂州に対しやや斜めに、南側より波が入射したことを示すと考えられる。第2の特徴は、左岸砂州の等高線は沿岸方向にほぼ平行に直線的に伸びているのに対し、右岸砂州では特に1.0, 1.5mの等高線形状に見られるように、あたかも河道内へ向いて砂嘴が発達したかのように、等高線にくびれが見られることである。第3には、左岸側の突起の直上流部では前浜勾配が非常に急な部分が見られ、しかもそこより上流側では次第に勾配が緩やかになっていることである。この状況は、写真-1に示した左岸砂州の状況とかなりよく対応する。

次に右岸砂州に突起が見られる例として図-2には1974年9月22日の砂州形状を示す。この場合の地形特性として、第1には右岸砂州上では汀線近傍の前浜の標高が2mの範囲が左岸砂州と比較してはるかに広く、しかも突起へ向けてこの部分がよく発達していることである。この特徴は左右正反対ではあるが図-1の場合と非常によい一致を示す。第2には、左岸砂州は砂嘴状の土砂堆積状況を示し、海側より汀線に沿って河道内へと砂が押し込まれた状況を示すことである。第3には右岸砂州の突起の南側隣接部での前浜勾配が急なのに対し、最狭部の上流側ではなだらかなことである。以上のように、

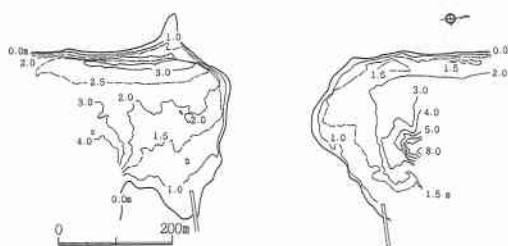


図-1 雄物川河口部の砂州形状 (1979年7月17日)

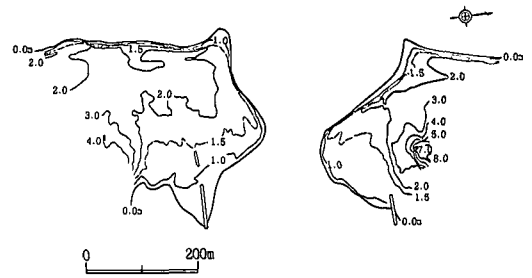
図一、2では河口中心線に対してまったく左右対称の地形特性となっていることがわかる。地形変化を定める外力として考えられる河川流、波浪、風のうち、上述の地形特性より営力は明らかに波浪と考えられ、しかも左右岸で対称的な地形が形成されたことを考慮すると、両者の相違は入射波の方向の相違に起因すると推定される。

次に、両岸の砂州に突起がある場合の例を図一3に示す。この場合、突起の突出度は左岸砂州の方がやや大きい。前浜の標高が2mと高い部分は左右岸ともよく発達しているが、右岸側では突起の背後で小さくくびれが見られ、しかも等深線のくびれは2mの等高線だけでなく1.5mの等高線にも見られる。左右岸とも突起の上流側近傍では凹状の汀線となり、特に河道の最狭部に向かい急勾配となっている。このような特徴は、片側に突起がある場合の特徴を左右岸で重ね合わせたものとなっている。

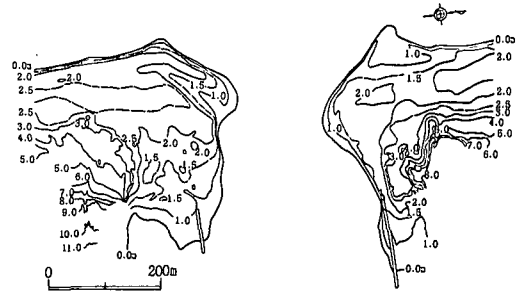
同様に図一4には左右岸ともほぼ同規模の突起が見られる1980年6月4日の測量結果を示す。平面形は似ているが、前浜の標高で見ると左岸側ではT.P.2mの等高線が汀線とほぼ平行に、汀線のごく近傍を走っているが、右岸側ではそれより低く、また前浜勾配は小さい。さらに左岸砂州の突起部では砂嘴状に等高線が突出するのに対し、右岸側の突起の付け根では凹状のくぼ地が形成されている。以上のように図一4に示す場合には左右岸に突起が発達しているから両岸にほぼ同等の波浪が作用したものの、砂州高の相違より左岸側で波浪の作用がやや著しかったと推定される。

最後に、砂州に突起を有しない場合として図一5には1975年8月21日の測量結果を示す。左右岸とも緩やかに弧を描くように砂州が発達している。T.P.1mの等高線は汀線と海側ではほぼ平行に伸びているが、狭窄部の直上流では両者の間隔が広がっている。

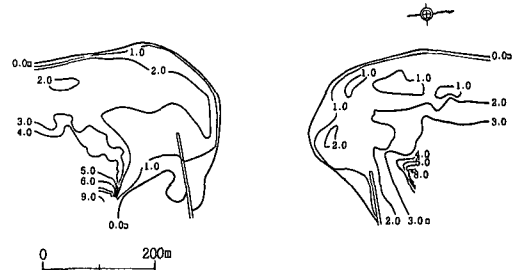
結局、河口砂州形状は図一6の模式図に示す4タイプにまとめられる。タイプ①、②は左または右側の砂州に、またタイプ③は河口砂州の両岸に突起を有するもの、そしてタイプ④は突起を持たず、滑らかな砂州形状を有す



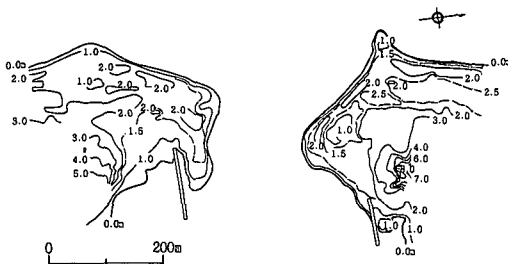
図一3 雄物川河口部の砂州形状 (1978年8月25日)



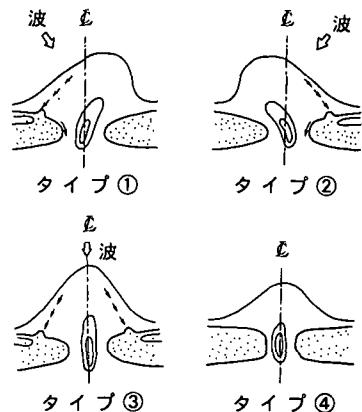
図一4 雄物川河口部の砂州形状 (1980年6月4日)



図一5 雄物川河口部の砂州形状 (1975年8月21日)



図一2 雄物川河口部の砂州形状 (1974年9月22日)



図一6 河口砂州形状の4タイプ分類と河口部の海底形状

るものである。

5. 河口沖の海底地形特性

図-6では河口砂州形状を突起の有無により分類したが、ここでは各タイプの砂州形状と沖合地形の関係について考察する。図-1に示したタイプ①と同じ時期の深淺データはないので、図-2に示したタイプ②以下について調べてみる。まず、図-7には1974年9月22日の深淺図を示す。これに対応する河口砂州の特性は図-2に示したとおりである。河口沖には広いテラスの発達が見られ、テラスの水深は1~2mと非常に浅い。テラスの形状は河口中心線に関し明らかに左右非対称であり、南(左)側に歪んでおり、それと合わせて河道の最深部も南側に傾いている。右岸砂州には顕著な突起が見られるが、そのすぐ沖には-1mの等深線が斜め沖方向に大きく伸びており、これと対照的に左岸側の小さな突起の沖合での浅瀬の発達状況はよくない。以上のように、右岸側で突起が発達する場合には河口テラスの形状が左右非対称で、突起の発達する側で浅瀬が汀線付近まで大きく伸びること、そして最深部を連ねるみお筋も突起と反対側へ大きく傾くことがわかる。河口沖には広いテラスが発達しているから、北寄りの入射波に対して左岸側の河口砂州は波に対して遮蔽されることになる。このため前節で述べたように左岸砂州では砂州高が相対的に低くなると考えられる。

図-8には両岸に突起が発達するタイプ③に相当する1978年8月26日の河口沖深淺図を示す。これに対応する河口砂州の形状は図-3に示したとおりであるが、突起の規模は図-8にも示したように左岸側の方がやや大きい。図-8によると、この時期には他の時期よりも規模は小さいものの、河口前面テラスが同様に発達しており、その形状はほぼ左右対称である。また深みは最狭断面では斜めであるが、河口テラス上ではほぼ直線状に伸びている。

図-9には1980年7月10日の河口沖深淺図を示す。深淺測量より約1カ月前の6月18日には $Q_{\max}=3,000 \text{ m}^3/\text{s}$ の洪水が発生しており、この洪水により砂州は大きくフラッシュされ、沖合に大規模な河口テラスが発達した。テラスの上面水深はほぼ2~3mであり、-3mの等深線の突出量は本研究で扱う4時期の事例のうち最も大きい。等深線は開口部のほぼ中央を通る最深部の延長線上にあり、沿岸方向には乱れはあるもののテラスの形状はほぼ左右対称である。そして最深部も平均的な海岸線方向と直角に、直線状に延びており、左右でほぼ対称形である。図-4では両岸で突起が発達している。また、図-9によると左右岸とも砂州の突起の沖には-1.0m、および-2.0mの等深線が突出している。これらの点

は、テラス上より岸向きに移動した砂が突起部より砂州へと戻ること強く示唆する。以上のように、両岸で突起が発達する場合には河口テラスや深みの形状が開口部の中心線に関してほぼ左右対称となることが分かる。

図-10には1975年8月12日の河口沖の深淺図を示

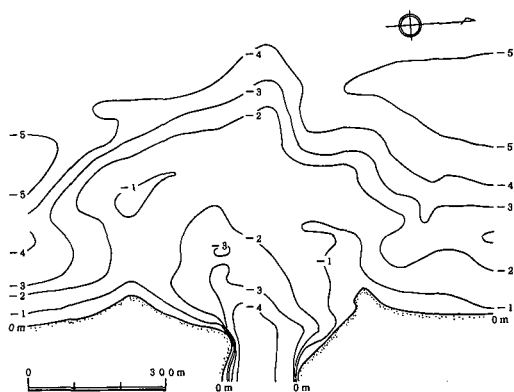


図-7 雄物川河口部の深淺図 (1974年9月22日)

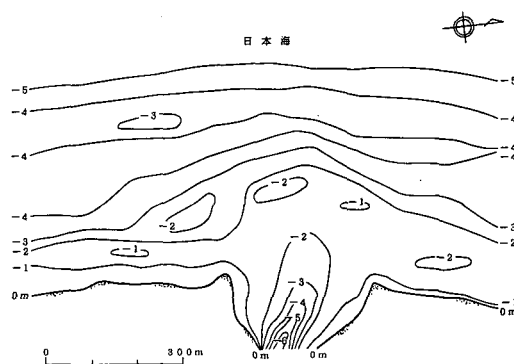


図-8 雄物川河口部の深淺図 (1978年8月26日)

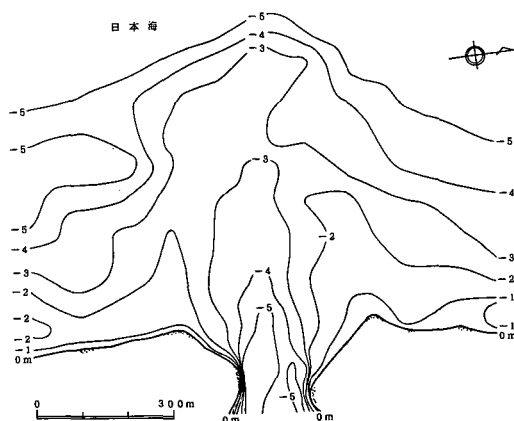


図-9 雄物川河口部の深淺図 (1980年7月10日)

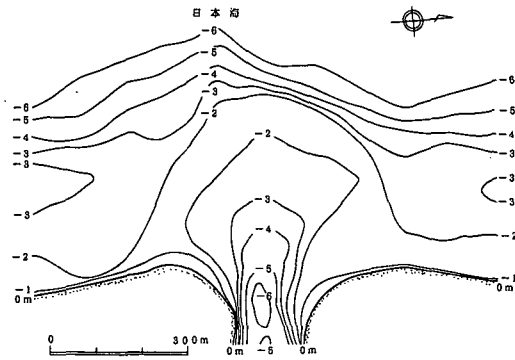


図-10 雄物川河口部の深浅図 (1975年8月12日)

す。ほぼ対称な河口砂州がなだらかな半円形状を有するタイプ④に相当する。図-10によると、河口沖には-2mの深さを持った左右対称形の河口沖テラスが発達しており、河口砂州と河口テラスの対称性はよい一致を示す。しかも河口砂州が最も沖へ突出した部分は、-2mの等深線で囲まれた河口テラスの浅瀬が汀線と接続する部分に相当していることがわかる。一方、最狭断面での水深は-6mに達し、沖方向に急激に浅くなるが、同心円状の深みの形状もほぼ左右対称であることも特徴と言える。

以上のように、洪水流によってフラッシュされた土砂は河口沖にテラスを作って堆積するが、波の作用で砂州が再形成されること、そしてほぼ直角入射の条件ではテラスの付け根部分で両側から、そして斜め入射の条件では波の斜め入射側の河口砂州において突起を形成しつつ砂州への土砂堆積が起こることがわかる。

6. 考 察

雄物川河口を具体例として、河口砂州の平面形と河口沖テラスの地形変化の相互関係について議論を進めてきたが、ここではそれらの要約を試みる。図-6に示した河口砂州のタイプ①、②では波の斜め入射が原因となって、開口部中心線に関して河口テラスの形状が左右非対称となり、波の入射側と反対側に歪んだ形状となる。そして開口部を通るみお筋は波の入射側と反対側へと傾くとともに、河口部の砂州高は波の入射側の砂州で高く、対岸では低くなる。そして砂州高の相違は河口テラスによる左右岸での波の遮蔽効果の相違に帰すと考えられる。両岸の砂州に突起が見られるタイプ③では、河口テラスお

よび開口部の深みの形状は開口部中心線に関して左右対称であり、また左右岸の砂州高はほぼ同一となる。このことは入射波が開口部中心線の方より作用していることを意味する。タイプ④では、開口部の中央に河道の延長方向に深みが伸びている。このタイプは、洪水流のフラッシュにより河口テラスが形成されたあと、河口テラスに沿った斜め岸向きの漂砂により砂州が十分発達した段階に相当すると考えられる。

洪水時には写真-3に示したように砂州がフラッシュされて開口幅が広がるとともに、開口部も深くなって砂は沖へ流出し、掃流力が小さくなった部分で河口テラスが形成される。しかし、波が作用すると、波の入射方向に依存してタイプ①～③のいずれかのパターンによりテラスに沿った岸向きの漂砂が生じ、沖へ流出した砂が突起部を通して砂州へと戻る。その後砂州の内側の汀線に沿って河道の上流方向へ移動し、開口幅が狭まるとともに、一部の砂は深みを埋める。最終的にタイプ④は、河口沖へ流出した土砂が再び砂州へうちあげられ、全体として海浜形状がほぼ安定化した段階で見られるものと考えられる。雄物川では毎年、春季の融雪出水や梅雨・台風時の洪水が発生するとともに、必ず冬季風浪が作用するため、洪水による河口砂州のフラッシュと砂州の再形成が動的意味でくり返されていると考えられる。

7. あとがき

河口テラスと河口砂州間での土砂移動サイクルの一端が実態論的に明らかにされた。宇多ほか(1994)で述べたように、河床勾配1/2000以下の緩流河川では河口テラスの発達が顕著であって、本研究で述べた土砂移動サイクルが生じていると考えられるが、河口部に導流堤や防波堤などの構造物が新設され、河口テラスの一部をカットすると、そこでは土砂移動サイクルに著しい影響が出、それに伴って河口砂州の形状にも大きな影響が出る可能性がある。したがって、各種施設の設計においてはこうした点に十分留意する必要がある。

参 考 文 献

- 宇多高明・高橋 晃・松田英明 (1994): 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, 123 p.
- 竹内俊夫・宇多高明・小野田章男・佐藤隆志 (1989): 洪水流によって形成された阿武隈川河口前面テラスの変形実態, 海岸工学論文集, 第36巻, pp. 364-368.