

島根県差海川河口周辺における海浜変形と河口処理

宇多高明*・野津 達**・大谷靖郎***・草地俊英****

1. ま え が き

我が国の多くの大河川では、かなり大規模な導流堤による河口処理が行われてきている。一方、中小河川においても、大河川と同様に導流堤が造られることが多いが、固有流量が大河川に比べてはるかに小さいため、波や飛砂による河口内の堆積土砂をフラッシュさせることが難しい例が非常に多い。また、中小河川では、河川改修の治水上の経済効果が低いことから、河口砂州の存在を容認して河川堤防を高くすることも困難であり、何らかの方法により洪水時の河口水位を低下させることが不可欠となる場合がしばしばある。その具体例は全国に無数にあるが、特に沿岸漂砂の卓越する海岸に流入する中小河川では、良好な形で河口処理が行われている例はほとんどないと言っても過言ではない。

このような実態を踏まえると、中小河川を対象とした有効な河口処理法に関する研究の必要性は高いものと考

えられる。本研究では、上記の中小河川の具体例として、島根県の差海川を対象に河口閉塞の実態および河口処理について考察を加えるものである。

2. 差海川河口周辺の地形概況

差海川は、島根県東部に位置する面積 1.17 km^2 の神西湖から、日本海（大社湾）に流入する延長約 1.5 km の河川である。神西湖は、最大水深が 2.2 m 、平均水深が 1.5 m で、平均水位が $T.P.+1 \text{ m}$ の汽水湖である。図-1 に大社湾の海底地形を示す。大社湾の沖合では、 -100 m の等深線は、大岬より島根半島西端の日御碕方向にほぼ直線的に伸びているが、 -80 m 以浅の等深線は、汀線とほぼ平行に緩やかに湾入している。また、大きく湾入した汀線の南端に位置する多岐町付近より西側では、海食崖が発達した入り組んだ岩石性海岸が続いている。

神西湖周辺の表層地質を図-2 に示す。南部は、新生代第3紀中新世の堆積岩類（布志名層）が分布し、緩く

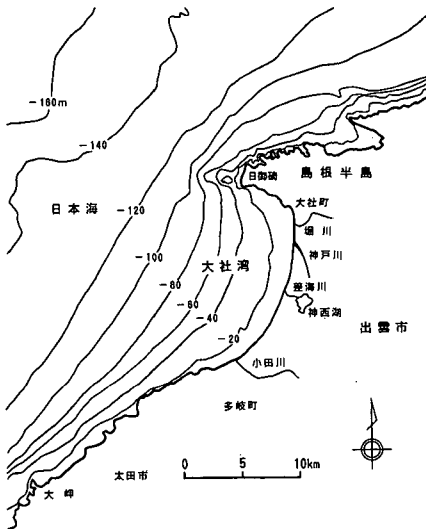


図-1 大社湾周辺の海底地形

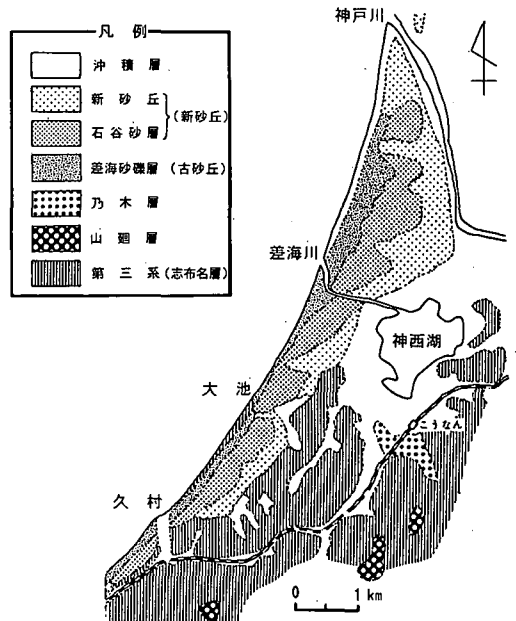
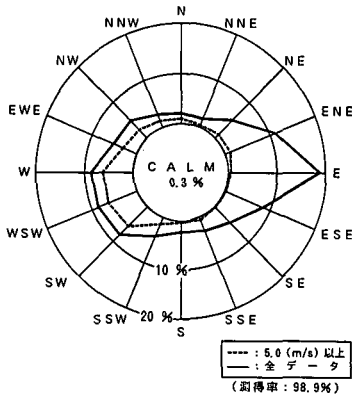


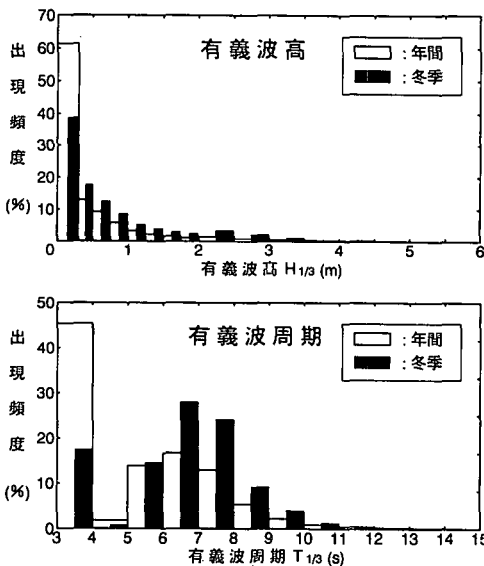
図-2 差海川周辺の表層地質

* 正会員 工博 建設省土木研究所 河川研究室長
 ** 島根県土木部河川課 計画係主幹
 *** 正会員 (株)アイ・エヌ・エー 海岸環境部

低平な丘陵地を形成している。その北端の延長は、沖積低地に埋没し、孤立丘として湖の東側に点在する。図一2によると、古砂丘(差海砂礫層)は、差海川河口の南約1.2 kmで最も幅が狭く、北東方向に幅が増しており、新砂丘の幅も北東方向に大きく広がっている。これらの砂丘の分布は、茨城県の阿字ヶ浦砂丘の発達を論じた外崎ら(1993)と同様に、西～南西方向からの風に伴う飛砂によって砂丘が発達したことを示している。図一3は、差海川河口付近に位置する十間川観測所における1992年の風配図である。これによると、海風としては西～南西の風が卓越することが明らかであり、上述の砂丘の発達状況を裏付けている。また、差海川は、図一2に示したように河口部で北側に大きく蛇行しているが、差海川は神西湖の排水のために1686年～1687年に人工開削された



図一3 十間川観測所における風配図 (1992 年)



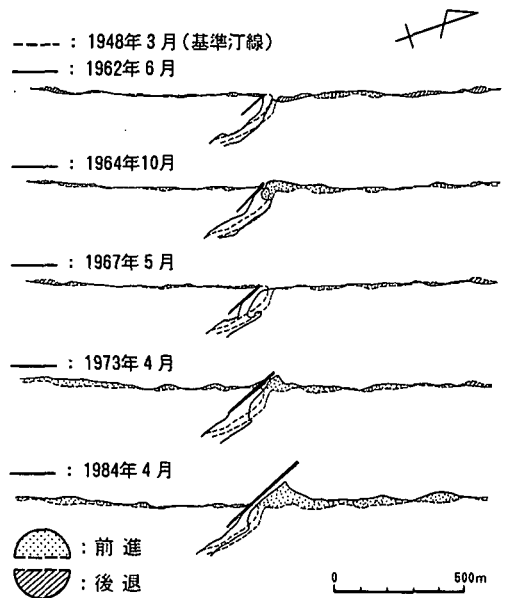
図一4 神戸川河口沖における波浪観測結果 (1981～1984 年)

ことから、河口の北側への偏寄は沿岸漂砂の作用によるものではないと考えられる。しかし、図一3の風向分布は、海岸線に対してやや南側から強風が吹くことを示しており、強風と波の入射方向が合致していたと仮定すると、全体として北向きの沿岸漂砂が卓越することが想定される。

大社湾の波浪条件については、神戸川の河口沖約1.2 km (水深約10 m) 地点における波浪観測結果が利用できる。1981年2月～1985年4月のデータによると、図一4に示す結果が得られている。大社湾は、日本海に位置しているため冬季に高波浪が来襲することから、図一4では通年のデータと冬季(12月～2月)のデータを区別して整理した。通年では、最多頻度の有義波高は0.3～0.5 m、有義波周期は4 s以下である。また、宇多(1990)が示したように、地形変化において重要な10%確率の波高は約1 m、周期は約6 sである。同様に冬季では、10%確率の波高は約2 m、周期は約7 sとなる。

3. 空中写真による汀線変化

空中写真の判読による差海川河口周辺の汀線変化を図一5に示す。ここに示す時期以外にも、1975年、1976年、1983年に撮影された空中写真の判読を行っているが、これらの3時期を挟む1973年および1984年と同様な汀線変化を示したことから、これらの時期の汀線変化は省略した。1948年を基準としたとき、1962年では、差海川河口左岸の小規模な導流堤の北側で後退傾向にあり、北向きの沿岸漂砂が卓越していたことが推定される。



図一5 差海川河口周辺の汀線変化

しかし、2年後の1964年には、汀線変化の傾向が逆転し、河口の北側では汀線が前進し、南側では後退している。その後の1967年には、汀線の前進・後退は明瞭ではなくなったが、導流堤が汀線より約90 m突出した1973年には、導流堤の北側で堆積が顕著となった。

現在とほぼ同じ長さの斜め導流堤が伸ばされた1984年では、導流堤北側の堆積がさらに進んだ。海岸線に対して反時計回りの方向から波が入射し、北向きの沿岸流を生じさせるような波浪条件では、導流堤北側の遮蔽域に循環流が形成されて土砂が堆積する。その場合には、導流堤の遮蔽域の外側では、北向きの沿岸漂砂によって侵食が生じるはずである。しかし、図-5の1984年の汀線変化にはそのような特徴は見られず、導流堤より北側に十分離れた位置でも堆積傾向を示している。また、導流堤の南側では、北向きの沿岸漂砂の阻止に伴い汀線は前進することになるが、図-5では顕著な前進は見られない。したがって、差海川の導流堤建設後の汀線変化からは、差海川河口部における沿岸漂砂の卓越方向は南向きであると判断される。

4. 差海川河口部の地形特性

1989年3月に実施された深浅測量による差海川河口部の等深線図を図-6に示す。導流堤を境にして南北の汀線の位置はずれており、導流堤南側のつけ根付近の汀線は、導流堤北側の平均汀線より約80 m後退している。また、導流堤の先端では、局所洗掘によると見られる地形が形成されているが、-2 mの等深線は、導流堤の北側に対して南側では全体的に後退傾向にある。現況の導流堤の先端水深は2~3 mであり、それより沖ではバー・トラフの発達が著しいことから、この導流堤は、沿岸流や沿岸漂砂の阻止効果はほとんど有していないものと推定される。また、-2 m~-4 mのバー・トラフの発達領域は、導流堤の北側では南側に比べて沖に位置し、南側の

約300 m付近で岸に大きく近づいている。沖合の-6 m以深の等深線は、沿岸方向にほぼ一様であるのに対して、それ以浅の等深線の形状は、沿岸漂砂が卓越する海岸に構造物が建設された場合に形成される等深線の形状（例えば、宇多，1994）とよく一致する。

さらに、導流堤による沿岸漂砂の阻止効果を調べるために、図-6に示した代表2測線の断面地形の比較を図-7に示す。測線 No. 7 は、左岸導流堤つけ根の位置から南に330 m、No. 20 は北に340 m 離れている。図-7によると、導流堤の南側の方が急深となっていることがわかる。以上の点より、差海川河口周辺の等深線図によっても南向きの沿岸漂砂が卓越していることは明らかである。

次に、1989年11月に撮影された差海川河口周辺の空中写真を写真-1に示す。この写真は、図-6の等深線図より得られた特徴とよく一致している。まず、導流堤の北（左）側の汀線に対し、南（右）側の汀線は大きく後退しており、また、写真中で白濁して見える浅海域のバー・トラフの形成域は、導流堤の北側では先端付近から海岸線にほぼ平行に伸びているのに対し、南側では先端から導流堤に沿って斜めに岸に近づいている。この状況は、あたかも北から南へ向かう沿岸流が導流堤先端を越

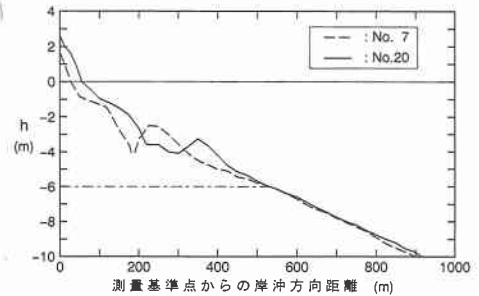


図-7 差海川河口両岸の断面地形の比較

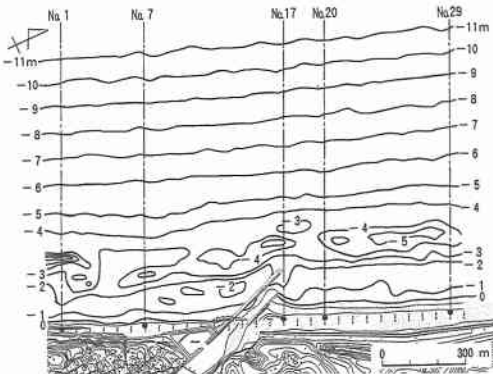


図-6 差海川河口部の等深線図（1989年3月測量）



写真-1 差海川河口部の空中写真（1989年11月撮影）

えて岸側へと流れ込んでいる状況を示しているようであり、白濁部分の沖側の外縁は図-5に示した-2mの等深線とよく対応している。以上のことから、写真-1の撮影時(1989年11月)にも南向きの沿岸漂砂が卓越する状況にあったことがわかる。また、写真-1によると、河口北側の砂浜は導流堤を越えて河道内まで広く分布しており、みお筋は左岸導流堤に沿って細長く伸びている。これは、右岸導流堤が透過性であり、その天端高も低いために、導流堤を漂砂が通過するとともに上部を飛砂が越えていることを示している。

差海川河口では、1986年1月にトランシットを用いたフロート追跡による海浜流の観測が行われた。観測は、1月11日の9:33~11:54に実施された。神戸川河口沖の観測結果によると、流況観測時の有義波高は1.3~1.4m、有義波周期が5.9~6.7sであって、NW~W方向から風速3~10m/sの風が吹く条件にあった。

図-8に導流堤周辺の流況観測結果を示す。左岸導流堤背後の波の遮蔽域では、時計回りの強い循環流が発達している。循環流は、導流堤の延長方向に長軸を持つほぼ楕円形状であり、長軸が約150m、短軸が約80mとなっている。また、流速は、左岸導流堤先端付近で最も大

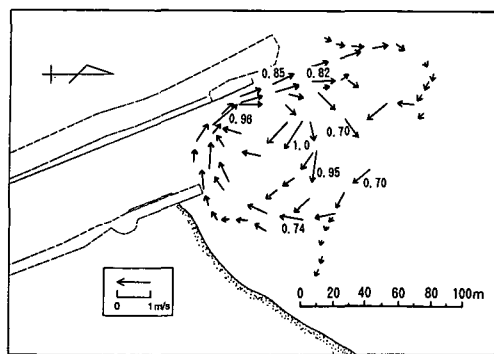


図-8 河口導流堤付近の流況観測結果

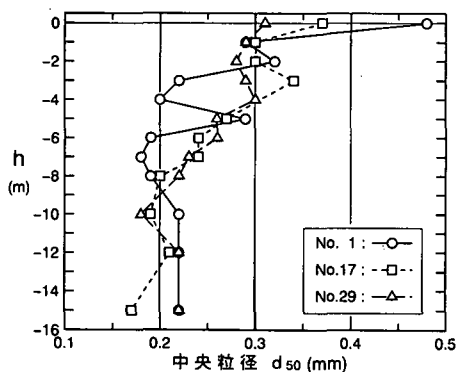


図-9 底質の中央粒径 d_{50} の水深方向分布

きく、その最大値は0.96m/sに達している。このような流れが存在すると、導流堤の北側から導流堤の開口部に向かう土砂移動が生じ、しかも導流堤間の河道は静穏なために土砂が堆積しやすい状況となる。

差海川河口では、1989年2月に底質調査も行われている。底質調査は、図-6に示した3測線(No.1, No.17, No.29)で行われた。図-9に底質の中央粒径 d_{50} の水深方向分布を示す。図-6では、-6m以深の等深線は沿岸方向にほぼ平行に伸び、導流堤の存在による等深線の場所的变化は見られなかった。図-9に示す d_{50} の分布においても、-6~-7m以深では0.2mm前後の一定値を有するのに対し、それ以浅では水深が浅くなるとともに粒径も大きくなる傾向が認められる。このことから、差海川の河口付近では、漂砂移動が活発な地形変化の限界水深は、ほぼ6m付近にあると考えられる。

5. 考 察

神戸川が流下する低地(出雲平野)は、神戸川および1640年頃以前には西向きに流れていた古斐伊川からの流出土砂によって島根半島の背後に形成された沖積平野である。この平野に位置する差海川河口~神戸川河口間の砂丘の発達状況は、西ないし西南西方向からの風に伴う飛砂によって供給された砂が砂丘を形成したことを示しており、差海川河口における気象観測によってこれらの風が卓越することが確認された。一方、神戸川の河口付近における流路の北側への偏寄は、北向きの沿岸漂砂が卓越することを意味するように思われる。しかし、図-2に示した砂丘の発達と神戸川の流路形状を見ると、砂丘の発達とともに神戸川が次第に流路を北側に変えていったと考えることもできる。その場合、流路の変化をもたらしたのは飛砂であって波による沿岸漂砂ではない。そして流路が北側に移動した結果、河口が島根半島による波の遮蔽域内へ入り、河口はほぼ安定状態に達したものと考えられる。

一方、空中写真による汀線変化、1989年3月の等深線図および1989年の空中写真のいずれも、南向きの沿岸漂砂が卓越することを示している。このことは、図-2において差海川河口より神戸川河口の間の海岸線付近に発達する沖積層の面積が北側ほど広いことから説明できる。神戸川からの流出砂礫の堆積によって河口部汀線が突出し、南向きの沿岸漂砂が発達して河口部の土砂が南側に運搬され、それが再び飛砂によって内陸へ運ばれ、現在の砂丘地形が形成されたと考えられる。以上の全体的な土砂移動パターンは図-10のように要約される。

差海川は、人工掘削による河川であり、河道は河口部で北に曲げられ、河口導流堤もその延長線上に伸びている。この方向は、飛砂をさえぎる形となるが、沿岸漂砂

