

河口テラス上における河口流出土砂の分級機構

宇多高明*・山本幸次**・小西正純***

1. ま え が き

近年、全国各地で海岸侵食が問題となっているが、その原因の一つに河川流出土砂量の減少があげられる。河川流域での種々の開発は今後も益々進むから、河川流出土砂量は減少することはあっても再び増加することはないはずである。このような条件では、河川からの流出土砂を海岸に有効に寄与させることが有限な資源の活用上から見て非常に重要である。これには、河川からの土砂流出・堆積機構や、河口部での海浜変形機構についての理解が不可欠である。その際従来の研究では欠けていた視点として、量のみではなく、その質を問うことが必要とされる。なぜなら河口では流入した混合砂が分級し、周辺海岸へ移動すると考えられるからである。河川からの土砂の流出は主として洪水時に起こるが、流出した土砂を海岸へ有効に寄与させるには、単にその量に関する扱いのみではなく、粒度組成など、質的な問題についても十分な理解が必要である。

河口部より流出した土砂は、しばしば河口テラスを形成して河口周辺に堆積する。これに関連して、宇多ほか(1992 a)は、河口テラスが周辺海岸へ供給される土砂の貯砂源になるという観点より若干の検討を加えたが、河口部における混合砂の分級機構については触れていない。また、河口部では沿岸漂砂と岸沖漂砂による地形変化が生ずるが、いずれの場合にも混合砂の分級機構という視点からの研究は行われていない。そこで、本研究では岸沖漂砂による河口テラスの変形時における混合砂の分級機構を、2次元移動床模型実験により検討し、河川流出土砂の粒度の面から見た海岸への寄与度について考察するものである。

2. 実験方法

実験では現地現象の模式化が必要である。洪水時に流出した砂州の波による復原の実例としては、黒部川河口の例がある(佐々木ほか, 1991)。写真-1, 2は洪水時に

河口砂州がフラッシュされて消失したあと、冬期風浪の作用により河口砂州が復原された状況を示している。黒部川は急勾配海岸に流入するため河口テラスの幅は狭いが、波の作用により海面下より汀線付近に砂礫がうちあがったことが明らかである。このように河口砂州が形成される場合、洪水時に流出土砂が堆積してできた河口テラスの構成物質が分級され、河口砂州には粗砂または礫が堆積し、細粒分は流出すると考えられる。実験ではこうした現象の再現を試みる。

まず、長さ150 m、幅0.6 m、高さ1.4 mの2次元造波水路の中に河口テラスの模型を製作した。(図-1)。河口テラスの長さ l 、水深 h は、3河川(富士川、天竜川および石狩川)の平均値(宇多ほか, 1992 a)を参考とし、フルード則により1/50縮尺と考えると、 $l=5\text{ m}$ 、 $h=9$



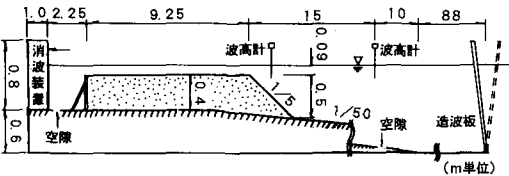
写真-1 河口砂州のフラッシュ(黒部川, 1989年9月26日)



写真-2 高波浪による河口砂州の形成(黒部川, 1989年11月25日)

* 正会員 工博 建設省土木研究所河川研究室長(前海岸研究室長)
 ** 正会員 建設省土木研究所海岸研究室研究員
 *** 正会員 工修 建設省土木研究所都市河川研究室(前海岸研究室)

cmとなる(表一参照)。これらを基本に考えると、テラス模型の l は5mでよいが、岸側端部にある仕切板による影響を除くため、実験では l を9.25mと長めに設定した。また仕切板より岸側には長さ2.25mの貯水池を設けるとともに、貯水池と沖合の海底面に間隙を設けて水の循環を図り、河口テラス上で過剰な wave set-up が生じないようにした。また、河口テラスの前置斜面は1/5と急勾配とした。実験は波浪、底質条件を変えて6ケース行った(表二参照)。河口テラス上の水深は一定($h=9$ cm)とし、浅海面(リーフ)上での土砂移動を扱った研究(宇多ほか, 1992b)により岸向きに砂が運ばれる波浪条件、すなわち $h/H_0 \approx 0.6$, $H_0/L_0 \approx 0.03$ となる3種類の波高、周期を設定した(表二参照)。流出土砂の海岸への寄与を考える場合、河口テラスより沖への土砂移動が起こる条件では砂州は形成されず、また現地海岸ではこうした現象が常時卓越するとは考えにくいことから、河口砂州が形成される条件のみに着目する。



図一 実験水路と河口テラス模型の諸元

表一 河口テラスの現地データ

河川名	l (m)	h (m)
富士川	250 [5]	5.0 [0.1]
天竜川	200 [4]	4.0 [0.18]
石狩川	300 [6]	5.0 [0.1]
平均値	250 [5]	4.7 [0.094]

[]内はフルード則 1/50 縮尺値

表二 実験条件

ケース No.	設定波浪		設定底質混合比 (重量比)				粒度特性		
	H_0 (cm)	T (s)	d_{50} (mm) 0.03	d_{50} (mm) 0.17	d_{50} (mm) 1.3	d_{50} (mm) 3.7	平均粒径 d_m (mm)	ふるい 分け係 数 S_0	偏わい 度 S_k
①	13.0	1.66	0	1	1	1	1.66	3.58	0.15
②	15.0	1.79	0	1	1	1	1.78	3.54	0.22
③	18.0	1.96	0	1	1	1	1.71	3.44	0.18
④	13.0	1.66	1	1	1	0	0.62	1.69	0.56
⑤	15.0	1.79	1	1	1	0	0.61	1.74	0.52
⑥	18.0	1.96	1	1	1	0	0.63	1.87	0.48

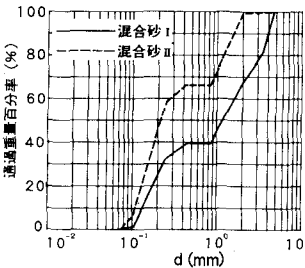
混合砂の実験を行う場合、粒径の選択基準を定めることが重要である。ここでは Sunamura (1989) をもとに、底質の移動形態を定める上で重要なパラメータ d/H_0 の相似の点より条件設定を試みた。現地海岸の底質粒径の変動幅はかなり広いが、宇多 (1990) が示したように、沖浜で波による顕著な地形変化が見られなくなる限界水深(地形変化の限界水深)付近では0.2mm以下の細粒となる。一方、汀線付近における海浜構成物質の粒径は砂浜の0.2~0.3mmより、礫浜の数cmまで広い範囲に及ぶ。また、外海・外洋に面した海岸での平均的な碎波波高は1mのオーダーである。したがって、単純化のためにここでは $H_0=1$ m においてみる。また、 $d=0.2$ mm, 1mm, 1cm, 10cm において d/H_0 を求めると、それぞれ 2×10^{-4} , 1×10^{-3} , 1×10^{-2} , 1×10^{-1} となる。

一方、実験では縮小模型の歪みを避けるため、できるだけ高波浪を作用させることとしたが、造波装置の性能上、 H_0 としては約0.2mが限界であった。この条件を念頭に入れ、実験では $d_{50}=0.03, 0.17, 1.3, 3.7$ mm の底質材料を用いることとした。この条件で d/H_0 を計算すると、それぞれ 1.5×10^{-4} , 8.5×10^{-4} , 6.5×10^{-3} , 1.9×10^{-2} となる。すなわち、実験で使用する底質の粒径は現地海岸では $d=0.2$ mm~数cmの底質に相当し、かなり広い範囲をカバーし、ほぼ現地条件に対応する。このことからこれらの底質を用いて混合砂を調整した。表二に示すように、混合砂Iでは d_{50} が0.17, 1.3, 3.7mmの3種類を、混合砂IIでは d_{50} が0.03, 0.17, 1.3mmの3種類を同一割合で混合した。2種類の混合砂の粒度分析の結果の一例を図二に示す。粒径加積曲線がなだらかなでないため、平均粒径 d_m は次式で定めた。

$$d_m = (d_{84} - d_{16}) / 2 \dots\dots\dots (1)$$

式(1)より、混合砂I, IIの初期状態における平均粒径は各々1.71mm, 0.62mmとなる。

測定項目は、入射波高、碎波波高、初期状態における河口テラスの勾配変化点から岸向きに測った碎波点までの距離、海浜形状および底質の粒度分布である。波高は造波開始直後と造波終了直前の2回測定した。また、造波終了後、水路中央部の地形変化が顕著な場所で約150



図二 混合砂I, IIの粒径加積曲線の一例

g のサンプルを採取し、試料を乾燥後、粒度分析を行った。地形測定は造波前後の計 2 回行い、水路中央部を 10 cm 間隔で測定した。

3. 実験結果

(1) 河口砂州の形成状況

河口テラスの初期形状(実線)と造波終了時の地形(破線)を図-3 に示す。波の作用時間はケース①, ④で 3 時間, ケース②, ⑤で 2 時間, ケース③, ⑥で 1 時間とし, 形成される河口砂州の規模がほぼ同じになるようにした。図-3 に明らかなように, 各ケースとも前置斜面の水深約 30 cm 以浅が侵食され, 侵食された土砂が河口テラス上に堆積し, 河口砂州が形成された。なお, いずれの砂州も海面下に没した形状であるが, 実際には満潮時の波の作用で砂がうちあがり, その後潮位が下がる条件を考えれば現実の砂州とかなり似た状況となる。初期における河口テラスと前置斜面との境界部の不連続は, 水深約 30 cm から河口砂州の頂部まで連続した約 1/13 勾配斜面となった。造波終了後の詳細地形に着目すると, 0.17, 1.3 および 3.7 mm 成分を合成した混合砂 I のケース①~③では, 汀線付近にステップが形成されている。一方, 0.03, 0.17, 1.3 mm 成分を合成した混合砂 II のケース④~⑥では顕著なバー・トラフの形成が見られる。なお, ケース②にもバー・トラフ状の凹凸が汀線付近に見られるが, これはケース④~⑥と比較するとバー上水深がかなり大きく異なっており, むしろケース①~③と同じ分類に入れてもよいであろう。Sunamura (1989) は, 碎波波高, 周期および底質粒径などの関係より, バー・トラフの形成条件を与えているが, これに当てはめると図-4 となる。実験条件はケース①~③とケース④~⑥の 2 つに分類される。すなわち底質の平均粒径が $d_m \approx 1$.

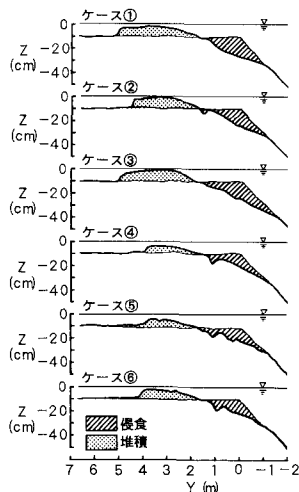


図-3 河口テラスの初期地形と造波終了時の地形

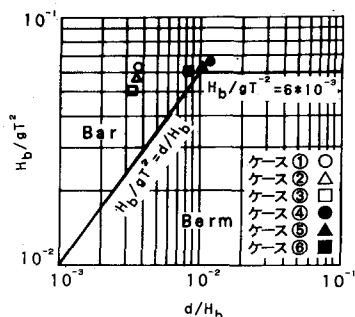


図-4 バー・トラフ地形の形成条件

71 mm と大きいケース①~③は, バー・トラフの形成とバーム形成との遷移領域にあり, 平均粒径が $d_m \approx 0.62$ mm と小さいケース④~⑥はバー・トラフが形成される領域に入る。

バー・トラフの形成の可否より見ると, 混合砂 I を用いたケース①~③と, 混合砂 II のケース④~⑥の違いは明瞭であって, 前者では主としてステップが形成され, 後者ではバー・トラフが形成された。そこで, バー・トラフの形成に最も大きく影響する碎波波高と周期がほぼ同じケース①, ④を代表として選んで詳細検討を試みた。

(2) ステップの形成される場合(ケース①)の底質粒度特性

ケース①の海浜形状と各地点の底質粒度分布を図-5, 6 に示す。河口砂州の岸側に位置し, 河口テラスの初期地形が残された測点 No. 1 では, 粒径 0.1~0.4 mm の範囲の粒径がほとんどを占める(図-6 参照)。ケース①では $d_{50} = 0.17, 1.3, 3.7$ mm 成分を混合した混合砂 I を用いているから, No.1 では主として 0.17 mm の底質のみが検出されたことを意味する。すなわち, この場所では沖合より運ばれた細粒の底質 ($d_{50} = 0.17$ mm) のみが堆積したことがわかる。これと対照的に河口砂州の岸端の測点 No.2 では, 粒径 0.8 mm 以上の成分がほとんどを占め, 粒径 1.3 mm の底質の含有率も大きく低下している(図-6 参照)。結局, 河口砂州は混合砂 I の粗粒分(粒径 3.7 mm)で形成され, その岸側には細粒分(粒径 0.17 mm)が堆積したと言える。造波終了後の碎波点に位置し, 初期と比較して大きく削られた測点 No. 3 では, 海底表面においては粒径 0.1~0.5 mm の含有率が高いものの, 海底面下 3 cm までの範囲では初期と同様な粒度分布である。この位置では表面には粒径 0.17 mm の底質が堆積し, その下部には初期の混合砂 I が残されていることになる。河口テラスが侵食される場合, 場所ごとにある水深までの全土砂が運び去られるため, ごく表面を除く下層の粒度組成は変わらないが, 造波停止時, 碎波点付近で碎波により巻き上げられていた粒径 0.17 mm 成

分が沈降堆積したため上述の底質特性が得られたと考えられる。同様に侵食域にある測点 No. 4 でも -0.25 m 以下の全土砂が運び去られたため底質の粒度分布は初期と変わらない。

(3) バー・トラフの形成される場合 (ケース④) の底質粒度特性

ケース④の地形と底質の粒度分布を図-7, 8に示す。河口砂州の岸側の No. 1 では, 0.03 mm , 0.17 mm および 1.3 mm の成分からなる混合砂 II の細粒成分である粒径 0.17 mm 以下の底質が大量に堆積している。河口砂州の岸端付近の No. 2 では, 最も粒径の大きい $d_{50}=1.3\text{ mm}$ 成分が多く含まれる。河口砂州は混合砂 II の粗粒分で形成され, その岸側に細粒分が堆積した。この特徴は, ケース①の場合と同様である。侵食域のトラフ上の測点 No. 3 では, 粗粒の粒径 1.3 mm の底質のみが残され, 0.17 mm , 0.03 mm の底質は運び去られた (図-8 参照)。また, バー上の測点 No. 4 においても最も細粒の粒径 0.03 mm の底質は運び去られた。測点 No. 3, No. 4 は造波終了時における砕波帯内に位置するため, 砕波により巻き上げられた細粒分のうち粒径 0.03 mm の底質は拡散流出してしまったことがわかる。混合砂 I の細粒分は粒

径 0.17 mm の底質であり, 砕波により巻き上げられたものの浮遊拡散にくく砕波帯内に残されたが, 混合砂 II の細粒分である粒径 0.03 mm の底質は浮遊拡散するため砕波帯外へ流出してしまったことがわかる。一方, 十分沖合の測点 No. 5 では, 初期とほぼ同じ粒度分布を示す。

4. 考 察

実験結果は次の3点に要約される。

① 混合砂 I, II の底質条件の違いは, テラスとその前置斜面上での侵食域にバー・トラフが形成されるか否かに見られる。これらの相違は, 砕波波高, 周期および底質粒径を用いた, バー・トラフおよびステップの形成に関する Sunamura (1989) の判定条件によりほぼ区分される。

② 混合砂 I ($0.17, 1.3, 3.7\text{ mm}$ の同率混合砂) では, テラス上の河口砂州より岸側の平坦面上には 0.17 mm の細粒分が堆積し, 河口砂州は 3.7 mm の粗粒分のみにより構成されていた。また, 侵食域では次々と底質が運び去られてしまうため, 底質の粒度は初期と同一であった。

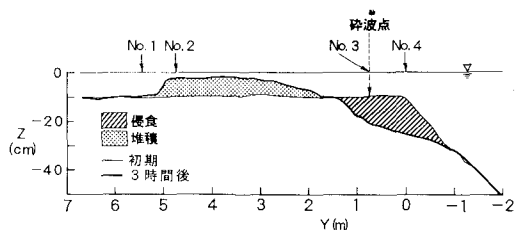


図-5 混合砂 I からなる河口テラスの変形 (ケース①)

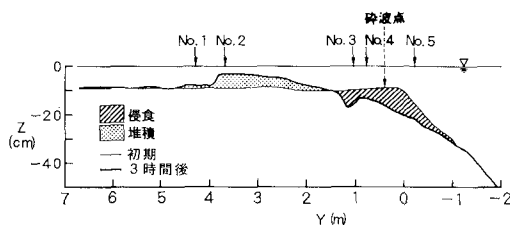


図-7 混合砂 II からなる河口テラスの変形 (ケース④)

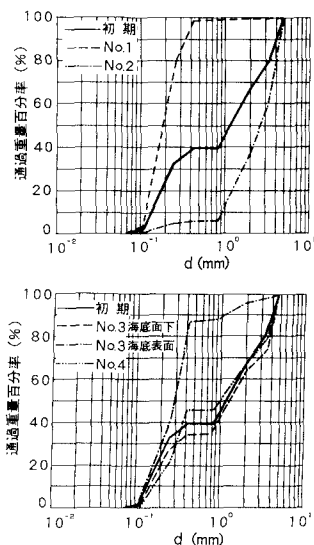


図-6 断面内各地点における底質粒径加積曲線 (ケース①)

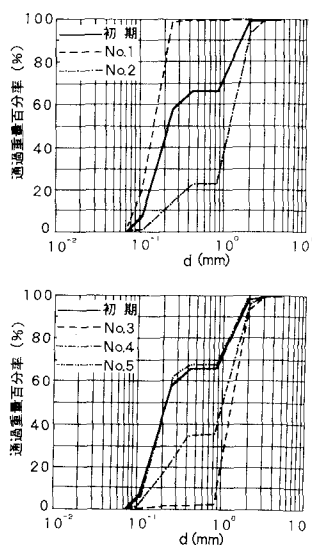


図-8 断面内各地点における底質粒径加積曲線 (ケース④)

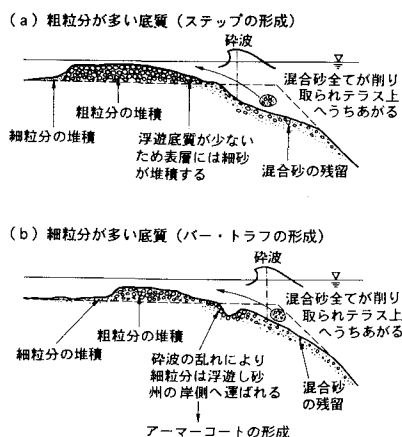


図-9 河口砂州の形成と混合砂の分級機構

③ 混合砂Ⅱ (0.03, 0.17, 1.3 mm の同率混合砂) では、河口砂州の岸側に 0.17 mm 以下の細粒分が堆積する点はケース①と同一であったが、河口砂州は 1.3 mm の粗粒成分により構成されていた。また、砕波帯のトラフ上の底面付近では 1.3 mm の成分のみが残されてアーマールコートが形成され、0.17 mm 以下の成分は運び去られた。

以上の実験結果をもとに、それぞれ粗粒・細粒成分からなる混合砂を用いた場合の河口テラスの変形 (河口砂州の形成) と、混合砂の分級機構について考察する (図-9 参照)。ケース①と④ではバー・トラフの形成かステップの形成かを除き、河口砂州の形成という点より見る限り両者はよく似ているが、底質の粒度分布は侵食域で大きな違いを示す。すなわち、粗粒成分からなる混合砂の場合、侵食域の底質の粒度組成には変化が見られず、底質は砂州へと運び上げられる。一方、細粒成分を含む混合砂は侵食域では細粒の底質が流出してアーマールコートが形成され、粗粒成分のみにより砂州が形成される。いずれの場合も砂州が形成され、この砂は沿岸漂砂により下手側海浜へ流出するが、細粒分を含んだ河川流出土砂のうち、本実験における混合砂Ⅱに相当する細粒分は河口砂州形成時に流出拡散してしまうことになる。なお、実験では細粒分は河口テラス上、河口砂州より岸側に堆積した。この細粒分は流れによって容易に移動し、しかも河口砂州は通常 3 次元的な広がりを持つので、戻り流れによって沖方向へも広く拡散していしまうと考えられる。

実験時に測定した砕波波高の平均値は約 17 cm であった。この値をもとに d/H_b を計算すると、 $d=0.03$, 0.17, 1.3 mm の順に、それぞれ 1.8×10^{-4} , 1.0×10^{-3} ,

7.6×10^{-3} となる。ところで、ケース①, ④の実験において砂州上に堆積したのは少なくとも 1.3 mm 以上の粒径成分であり、0.17 mm 以下は堆積しなかった。すなわち $d/H_b \leq 1.0 \times 10^{-3}$ を満足する粒径成分は河口テラス上に砂州として形成され得ないことになる。オーダー的な意味よりこの値の現地換算を行うと、 $H_b=1$ m のとき $d=1.0$ mm となる。一方、現地海岸の砕波帯内の底質粒径は、現地海岸では一般に 1~10 mm と比較的大きい (例えば、宇多ほか, 1990; 宇多・野口, 1990)。これらの現地データは本研究の実験結果とかなりよい対応を示している。また、現地海岸においては底質粒径は水深によって変化し、宇多 (1990) が示したように波により顕著な地形変化が収束する限界の水深 (地形変化の限界水深) 付近での d_{50} はほぼ 0.2 mm 以下の粒径となる。本実験と現地で少なくとも砕波帯内の底質粒径はよく対応することから類推すると、河川や海食崖より供給された海浜構成物質のうち、現地海岸では粒径 0.2 mm 以上の底質のみが海岸に寄与すると推定される。

5. 結 論

本研究によれば、河口砂州を構成する限界の粒径があり、実験では $d/H_b \geq 1.0 \times 10^{-3}$ を満足する粒径であった。現地海岸の砕波波高のオーダーを 1 m と仮定すると、この粒径は 1 mm となり、現地海岸の砕波帯内の底質粒径 (1~10 mm) とよい対応を示す。また、現地海岸の地形変化の限界水深付近の底質粒径が約 0.2 mm で与えられることは、河川や海食崖からの流出土砂のうち 0.2 mm 以下の底質は海岸へ寄与しないことを示している。

参 考 文 献

- 宇多高明 (1990): 波による移動限界水深を定める代表波の選定法, 海岸工学論文集, 第 37 巻, pp. 294-298.
- 宇多高明・小俣 篤・峯松麻成 (1990): 仙台湾沿岸における砂浜消失の危機, 海岸工学論文集, 第 37 巻, pp. 479-483.
- 宇多高明・野口賢二 (1990): 富山県東部宮崎・境海岸における海浜変形の実態, 地形, 第 11 巻, 第 4 号, pp. 337-347.
- 宇多高明・山本幸次・永瀬恭一 (1992 a): 貯砂源としての観点から見た河口部海浜の地形的特性, 海岸工学論文集, 第 39 巻, pp. 391-395.
- 宇多高明・小菅 晋・伊藤弘之・山崎順一 (1992 b): サンゴ洲島の形成・消失機構に関する研究, 海岸工学論文集, 第 39 巻, pp. 376-380.
- 佐々木庸介・宇多高明・山本 清・伊藤佳晴・山本幸次 (1991): 黒部川河口部における海浜変形, 海岸工学論文集, 第 38 巻, pp. 346-350.
- Sunamura, T. (1989): Sandy beach geomorphology elucidated by laboratory modeling, Applications in Coastal Modeling, pp. 159-213.