

## 報告書概要

<b>①技術研究開発テーマ名</b>	由良川河口地形の動態とその制御法に関する研究
<b>②研究代表者</b>	
氏名	所属・役職
神田 佳一	明石工業高等専門学校都市システム工学科・教授
<b>③共同研究者</b>	
氏名	所属・役職
三輪 浩	舞鶴工業高等専門学校建設システム工学科・教授
加登 文学	舞鶴工業高等専門学校建設システム工学科・准教授
中村 文則	明石工業高等専門学校都市システム工学科・助教
<b>④背景・課題</b>	
<p>由良川河口では、河川からの土砂供給と海岸波浪の影響により砂州が発達し、通常の流水の流れに支障が生じている。特に近年の2004年台風第23号以降は、これまで河岸両岸から発達していた砂州が右岸側に集中し、開口部が左岸側に移動している。これにより、河川流が左岸側の河岸に沿って流れ、河岸の侵食が進行して護岸が流失したり、隣接する海岸施設にも影響を及ぼすなど、河川防災上の問題が生じている。また、洪水時など種々の流量条件に対する砂州地形の挙動は明らかにされておらず、河口閉塞による異常な河川水位の上昇にも影響することが懸念されている。</p>	
<b>⑤技術研究開発の目的</b>	
<p>本研究では、由良川河口部の地形変動について、過去の水文・地形データの整理と現地観測結果から、河川流量や冬季波浪との関連において経年的特性を抽出して砂州の動態を把握するとともに、模型実験や河床変動モデルを用いた数値解析によりそれらを検証し、砂州のフラッシュ及び発達メカニズムを明らかにする。さらに、水制等の構造物による効果的な河岸防御法や砂州の撤去も含めた河口地形の新しい維持管理手法を提案する。</p>	
<b>⑥技術研究開発の内容・成果</b>	
<p>(1)河口域の地形変動及び河床材料に関する現地調査</p> <p>(1-1) 河口地形の変遷</p> <p>航空写真から由良川の河口砂州形状の変遷を概観すれば、図1.1のようである。1947年では、右岸側の砂州が大きく発達しており、開口幅は80m程度であった。1963年には右岸砂州がさらに河道上流側に発達し、左岸側は砂州面積が減少し、海岸部の汀線も100m程度後退している。1972年では、右岸側砂州がほぼ消失し、逆に河口から300m程度上流部に左岸側から砂州が伸びている。この砂州は1975年には下流方向に約150m移動している。1982年には、河口部で再び両岸から砂州が大きく発達しており、開口幅は80m程度である。この直後、大きな出水により砂州はフラッシュされ、開口幅は300m程度に拡大したが、その後砂州が回復し、1986年の航空写真では、開口幅は約80mになっている。このころまでには、海</p>	
<p><b>図 1.1 由良川河口砂州の変遷 (1947-2009)</b></p>	

岸部の両岸でそれぞれ6基の養浜のための離岸堤が完成し、その背後にトンボロ地形が形成されている。1991年から2001年までは、同様に両岸からの砂州の発達が見られるが、2006年以降は左岸の砂州が消失し、右岸側の大きく発達している。このため、開口部が左岸側に偏寄り、左岸河口部の侵食が顕著になっている。2006年の開口幅は約50mまで減少している。

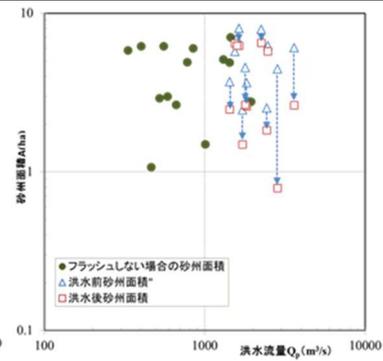
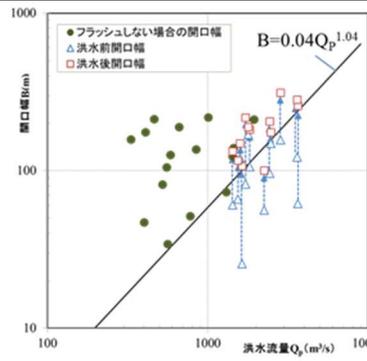


図1.2 流量と河口幅の関係 図1.3 流量と面積の関係

図1.2は、洪水流量とその洪水が発生した前後の河口部の開口幅との関係を示したものである。図中、洪水の発生前後で開口幅は変化していないものについては●印で示し、洪水によって変化(増加)した場合には、洪水前の開口幅を△印で、洪水後の開口幅を□印で示し、→印で洪水に伴う開口幅の変化を表している。同様に、洪水流量と砂州面積との関係を図1.3に示す。両図より、開口幅や砂州面積が変化する、即ち砂州がフラッシュされるのは、おおむね洪水流量が1,500m³/s以上の場合であることがわかる。また、洪水流量に対する洪水後の開口幅の下限值はレジム理論にみられるような関係があり、ベキ関数で回帰すると次式が得られる。

$$B=0.04Q_p^{1.04} \text{ ----- (1.1)}$$

式(1.1)のベキ数(=1.04)は、河川のレジム理論における一般的な値(=0.5~0.6)より大きな値となっている。一方、砂州面積についてみれば、1,500m³/s以上の洪水によって砂州面積は減少するが、洪水流量と洪水後の面積との間には明確な関係は認められない。

#### (1-2) 河口砂州の地形測量

出水や波浪が河口砂州の形状変化におよぼす影響を検討するために、河口砂州の地形測量を継続的に実施した。河口砂州の測量はGPSを用いて行った。また、河口砂州の三次元形状と体積を評価するために、トータルステーションによる地形測量も実施した。2010年5月から2014年3月までの約4年間でGPS測量は51回、地形測量は4回行った。さらに、河道内の河床形状と平水時の流速分布を測定するため、ADCPを用いた現地観測を2011年10月30日に実施した。観測範囲は水深4m以下の海岸域および河口より上流側2kmの範囲である。

図1.4は河口砂州の面積の変化を示したものである。なお、2012年12月より左岸側にも砂州が形成され始め(観測は2013年3月より開始)た。右岸側の砂州面積の変遷を見ると、短期的には増減を繰り返しているが長期的には減少傾向を示している。4年間での減少率は約4割であり、最近では2004年の台風第23号後の面積規模となっている。短期的な増減に着目すると、2011年、2013年および2014年の冬季に面積が顕著に増加しており、一方、2011年および2013年の夏季は面積の減少が著しい。図1.5は経ヶ岬における有義波高の変化を示したものであるが、これまでの検討で2.55m以上の有義波高が砂州の発達に影響することが判明しており、高波浪による漂砂量の増加が砂州面積の増大に寄与していると考えられる。なお、2012年の冬季は面積が増加していないが、これは2011年秋の出水によって侵食された海底部の埋め戻しに漂砂が使われたためであると推察される。図1.6は福知山における流量変化を示している。観測期間を通じて1,500m³/sを越える出水は2011年と2013年の夏季に合計4回発生しており、とくに2013年9月の台風第18号による出水は2004年以来の5,000m³/sを越えるものとなっている。これらの大規模出水によって砂州面積はそれぞれ17%と40%減少した。また、2012年の春季から秋季および2013年の春季から夏季にかけては砂州面積が漸減している。これらの期間では平水時の5~10倍程度の300m³/s規模の小出水が頻発しており、これらによる砂州の侵食にも留意する必要がある。

図1.7は、トータルステーション(砂州部)とADCP(河川部)によって計測された河床位と水深方向の平均流速ベクトルを示したものである。河床位は河口部の左岸側で海拔-6.5m以下の深掘れ流路が形成されている。しかし、河口から1.5km上流では右岸側で深くなっており、この区間で右岸から左岸に低水流路が大きく蛇行していることがわかる。流速ベクトルをみても、この深掘れ流路に沿って、流

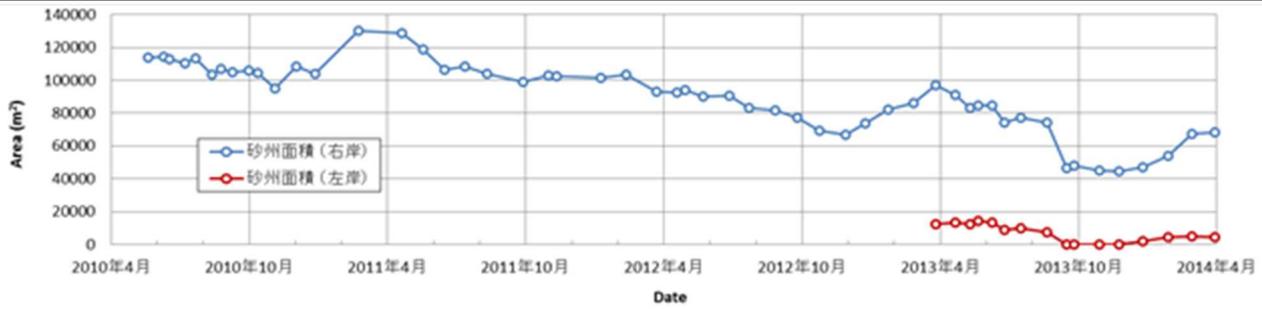


図 1.4 河口砂州面積の変化

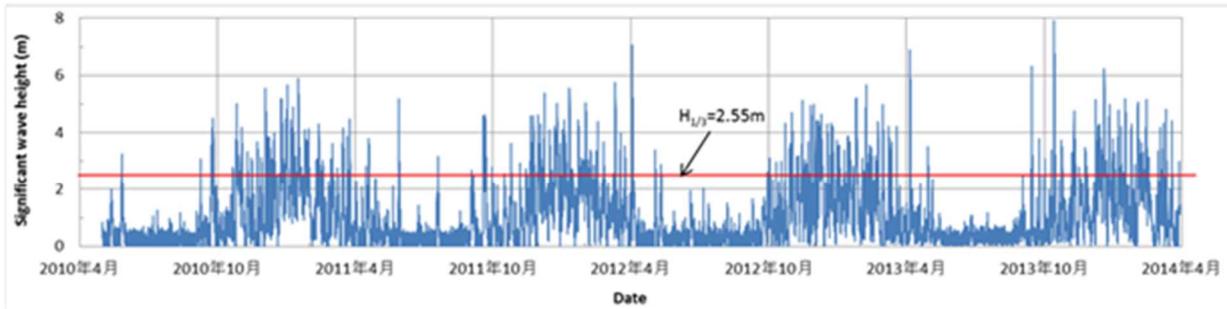


図 1.5 有義波高の変化(経ヶ岬)

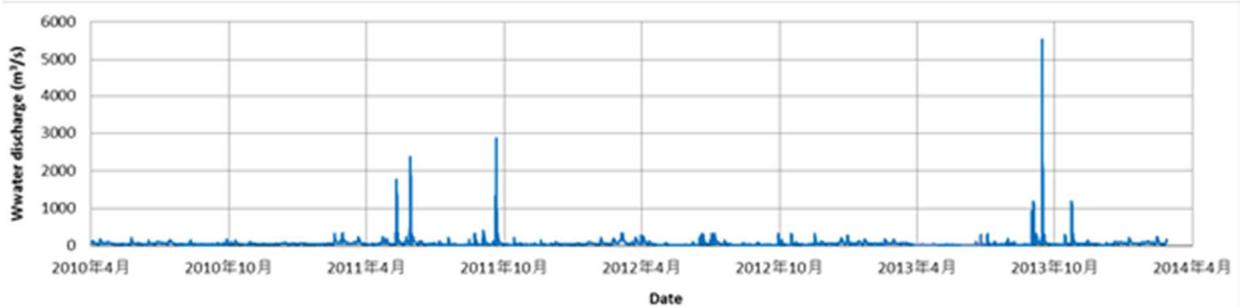


図 1.6 河川流量の変化(福知山)

速値が大きくなっており、とくに河口部では 0.5m~0.8m 程度の大きな値となっている。観測は、流量が数 10m³/s 程度の平水時に行ったものであり、潮汐によっても流速値はかなり変動すると推察される。

(1-3) 河口域の河床材料に関する調査・分析

(a) 河口部の材料の土質特性

由良川河口部の材料特性について、砂州部の材料、河口部近傍の海底土砂および神崎海岸と由良海岸の材料を採取し土質特性について評価した。また、2013 年 9 月の台風第 18 号による河口砂州およびその周辺の粒度変化について調査した。表 1.1 に土質試験の結果を示す。また、図 1.8 に粒度分布図を示す。土粒子密度は 2.632~2.688g/cm³ とまとまった値を示しており、主な構成鉱物である石英の密度と一致している。粒度分布は砂州と神崎 1、由良の結果はほとんど同じものとなっている。神崎 2 は若干小さい粒径の分布を示した。また、海底土砂の粒度分布は砂州部の結果と比

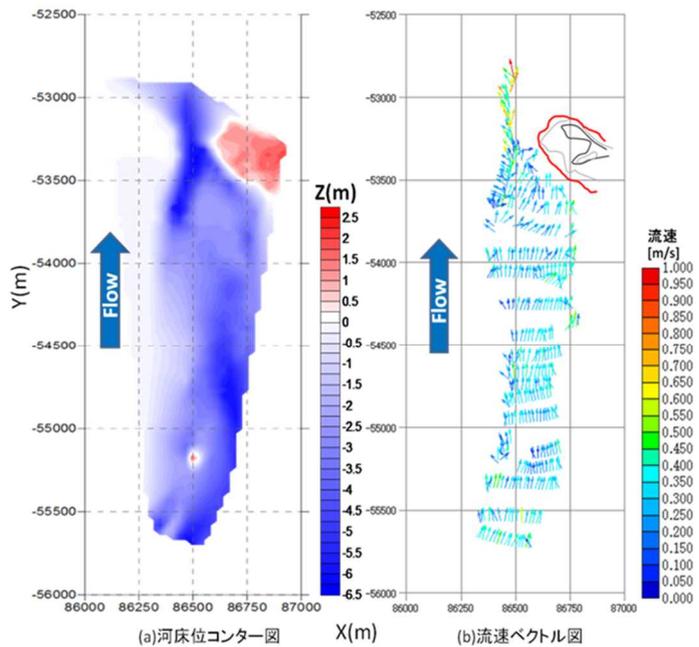


図 1.7 河床位コンターと流速ベクトル

べて右に位置しており、粒径が大きい。粒度分布の広がりを表す均等係数はいずれの材料も  $U_c=2$  程度であり、分級されていることがわかる。粒度試験の結果から礫分、砂分、細粒分を求め、土質材料の工学的分類を行ったところ、砂州、神埼 1、神埼 2 および由良は (SP) 分級された砂、海底土砂は (SGP) 分級された礫質砂に分類される。

砂は一般に粒径の小さいものほど、また均等係数の小さいものほど緩く堆積する傾向にある。最大間隙比  $e_{max}$  の結果をみると、砂州と神埼の砂の値はいずれも 1 を超えており、最も緩く堆積した場合、土粒子部分よりも間隙部分の体積の方が大きいことを意味している。

(b) 大規模出水前後の河口砂州本体および河口域周辺底質の土砂粒度

2013 年 9 月の台風第 18 号の来襲によって福知山で約  $5,500\text{m}^3/\text{s}$  の出水が観測された。この出水で左岸側に発達していた河口砂州は消滅し、右岸側の砂州面積は約 40% 減少した。これによる砂州本体および周辺底質の土砂粒度の変化について調査を行った。なお、底質の採取は砂州上流の河川部、海岸部および沖合部の 3 つのグループに分類して行った。

図 1.9 は出水前後の河口砂州本体の粒度分布を示したものである。同図より、採取場所によらず粒度分布はほぼ同様の分布を示し、これは出水の前後でもほとんど変わらないことがわかる。また、平均粒径は  $0.3\text{mm}$  程度であり、出水は砂州本体の粒度構成には影響を及ぼしていないといえる。また、図 1.10 は出水前後の河口域周辺底質の粒度分布を示したものである。まず、出水前の粒度分布を見ると、河口砂州上流の河川部から開口部を経て海岸部、沖合部に進むに連れて底質土砂は徐々に細粒化しており、とくに海岸部や沖合部では土砂の平均粒径は  $0.15\sim 0.5\text{mm}$  程度であって、砂州本体の土砂粒度に近くなっている。なお、河川部の土砂は比較的粒度分布が広く、平均粒径も  $0.4\sim 1.8\text{mm}$  程度となっている。つぎに、出水後の粒度分布を見ると、河川部、海岸部および沖合部のいずれも粗粒化の方向にシフトしていることがわかる。これは、出水によって上流側の土砂が下流に輸送されたことを示しており、平均粒径は沖合部では大きな変化はないものの、河川部で  $1.8\sim 8\text{mm}$ 、海岸部で  $0.4\sim 1.3\text{mm}$  となっており、2~4 倍程度に増加している。以上のように、出水後の底質粒度の変化から、平成 25 年の台風第 18 号に伴う  $5,500\text{m}^3/\text{s}$  規模の出水によって由良川の河床変動は促進され、河床粒度もかなり変化したと推測される。

表 1.1 河口部土砂の土質特性

	砂州	神埼1	神埼2	由良	海底土砂
土粒子密度 $\rho_s$ $\text{g}/\text{cm}^3$	2.659	2.645	2.688	2.632	2.661
平均粒径 $D_{50}$ $\text{mm}$	0.31	0.32	0.26	0.34	1.24
均等係数 $U_c$	2.13	2.19	2.31	2.12	2.54
最大間隙比 $e_{max}$	1.074	1.090	1.257		
最小間隙比 $e_{min}$	0.692	0.681	0.751		
礫分 %	0.0	0.3	0.9	0.0	16.4
砂分 %	100.0	99.7	99.1	100.0	83.6
細粒分 %	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
土質材料の工学的分類	(SP) 分級された砂	(SP) 分級された砂	(SP) 分級された砂	(SP) 分級された砂	(SGP) 分級された礫質砂

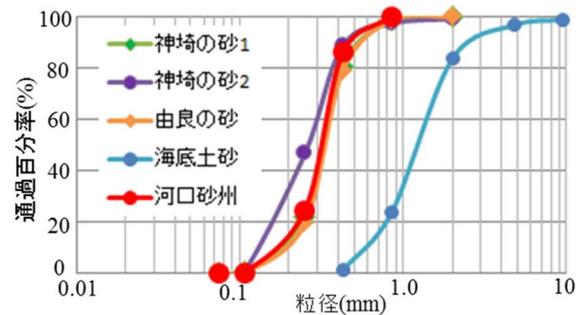


図1.8 河口部土砂の粒度分布

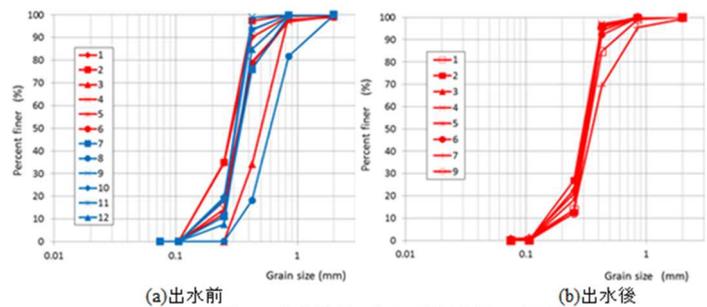


図1.9 出水前後の河口砂州本体の土砂粒度

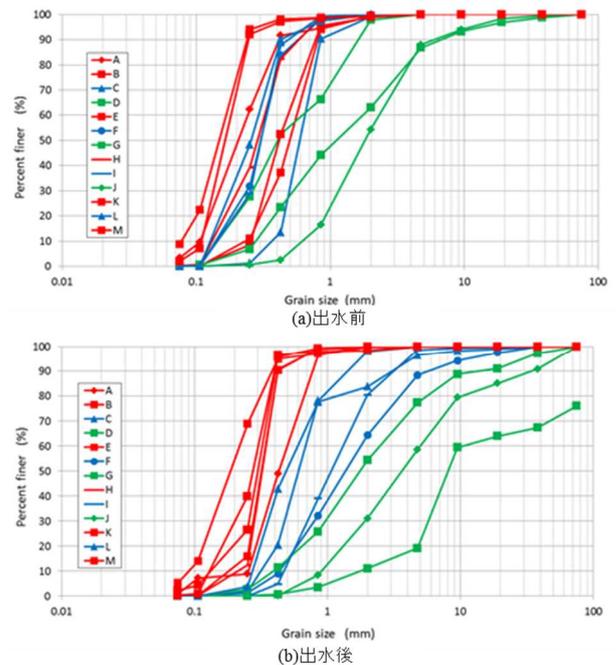


図1.10 出水前後の河口域周辺底質の土砂粒度

(2)洪水による河口域の地形変動に関する模型実験

(2-1) 一次元砂州フラッシュ実験及び数値解析

(a)実験及び解析の概要

実験に用いた水路は、図 2.1 に示すような全長 6.0m、幅 0.23m の河川部を想定した長方形断面水路に、幅 0.63m、奥行き 0.5m の河口部を想定した水路を接続したものである。地下水槽よりポンプによって汲み上げられた水は、電磁流量計を介して実験水路を流下したのち再び地下水槽へと帰還する。河床材料としては、平均粒径 0.88mm の一様な珪砂（4 号砂）を 10cm の厚さで水路に一様に敷き詰め、河口砂州模型として、天端幅 20cm、高さ 2cm および 4cm の台形状のマウンドを設置した。水路下流端には高さが調節可能な可動堰を設置している。由良川河口近傍の河道はほぼ平坦であるとして、水路の縦断勾配は、 $I=0$  としている。通水時間は 10 分間である。表 2.1 に実験条件に示す。マウンドの高さ  $Z_B$ 、法勾配  $\theta$  及び流量  $Q$  を変化させ、計 6 ケースの実験を行った。

次に、実験結果を検証するため、一次元数値解析を行った。用いた支配方程式は、長方形断面の一樣水路における非定常流の連続式、保存型の運動方程式および流砂の連続式である。流砂量は、ブラウンの式を用いて

評価した。基礎式の離散化には、2 ステップの MacCormack 法を用い、空間差分は  $\Delta x=0.01\text{m}$ 、時間差分は  $\Delta t=0.005\text{s}$  である。計算領域は、実験水路の範囲とし、河床材料や流量条件、下流端水位は、それぞれ実験値を与えている。

(b)結果及び考察

Run1A の場合の水面形および河床形状の実験結果を、計算結果とともに図 2.2 に示す。Run1A は、マウンドの高さが 2cm、流量が 2.3l/s の場合であるが、通水後の河床形状は、マウンドの天端下流部 ( $X=10\sim 40\text{cm}$ ) が越流水によって洗掘され、流失した砂がマウンドの下流部に堆積している。越流部の流れは射流となっており、洗掘された河床面には、波高 5mm、波長 10cm 程度の河床波が形成されている。水面形の計算結果は、海岸域 ( $X < 10\text{cm}$ ) を除いて、実験結果とほぼ一致している。一方、最終の河床形状については、実験結果では、マウンドの天端から下流側のみが洗掘されているのに対して、計算結果では、マウンドの上流側法面の河床砂が流失しており、マウンドの下流側では堆積が生じている。これは、計算では、流砂量式として砂の移動限界を考慮しないブラウンの式を用いたため、掃流力の小さい上流側法面においても、法面に沿う水深の減少に伴う掃流力の増加によって流砂量の非平衡が生じ、河床が低下したものと考えられる。

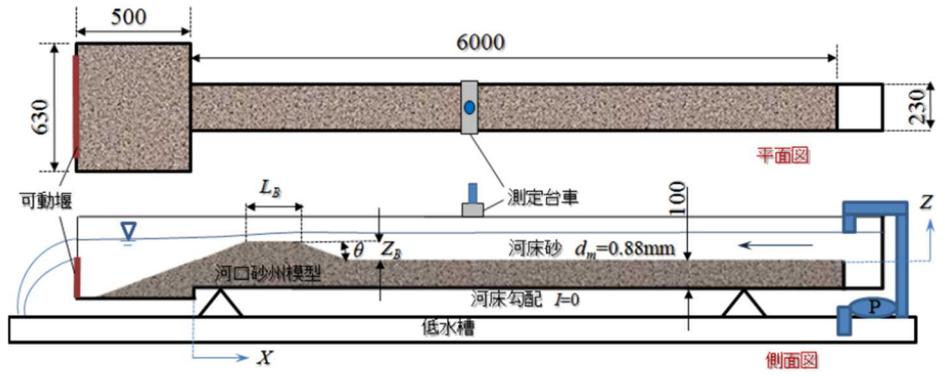


図 2.1 実験水路の概要

表 2.1 実験条件

実験番号	流量 $Q$ (l/s)	砂州特性		
		高さ $Z_B$ (m)	天端長 $L_B$ (m)	法勾配 $\theta$
Run.1A	2.3	0.02	0.2	1/10
Run.1B	2.3	0.04	0.2	1/5
Run.2A	1.8	0.02	0.2	1/10
Run.2B	1.8	0.04	0.2	1/5
Run.3A	1.3	0.02	0.2	1/10
Run.3B	1.3	0.04	0.2	1/5

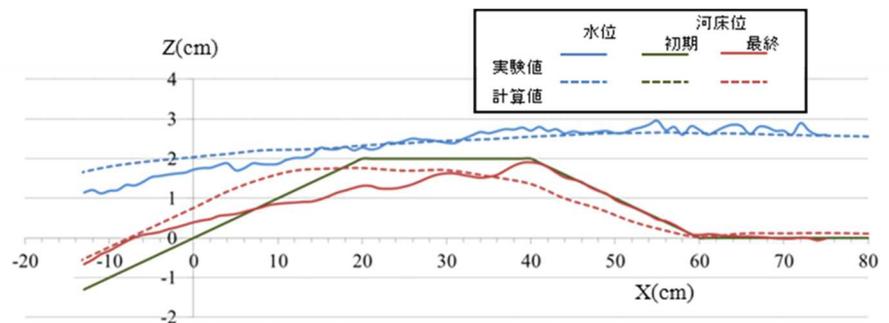


図 2.2 水位及び河床形状の変化 (Run1A)

これは、計算では、流砂量式として砂の移動限界を考慮しないブラウンの式を用いたため、掃流力の小さい上流側法面においても、法面に沿う水深の減少に伴う掃流力の増加によって流砂量の非平衡が生じ、河床が低下したものと考えられる。

(2-2) 洪水時における砂州周辺の流れに関する二次元固定床実験

(a)実験の概要

洪水時における河口砂州の流れ特性を明らかにするために、図 2.3 に示す水路を用いて固定床模型実

験を行った。実験水路は、全長 8.4m、幅 1m の水平床長方形断面水路であって、下流端より 1.1～3.0m の区間に由良川の河口砂州模型を設置したものである。河口部の砂州模型は、(1-2)の現地測定の結果をもとづいて、1mm 厚の亚克力板を等高線の形状に切断したものを貼りあ

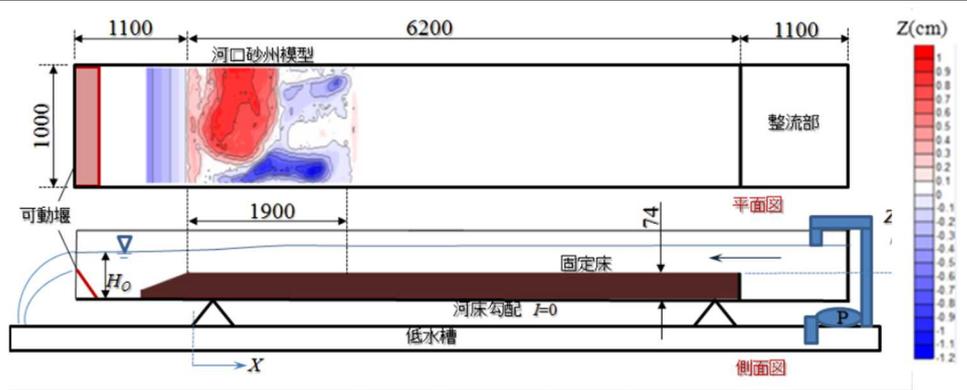


図2.3 二次元固定床実験水路の概要

わせ、河口部の地形を約 1/400 スケールで再現したものである。砂州部下流の海底勾配は 1/100 とし、砂州上流部の河床高さは 74mm である。また、水路下流には、高さが調節可能な傾斜堰を設置している

実験は、表2.2に示すような、流量と下流端水位を変化させた計6ケースであって、通水中の水位と表面流況の計測を行った。ここで、実験流量 1 l/s は、フルード相似則を用いて現地の流量に換算すると、3200m<sup>3</sup>/s となる。水位の計測には、0.1mm 読みのポイントゲージを用い、河口部は 10cm、その他は 50cm 間隔で計測を行った。表面流況については、水表面上のトレーサー粒子の挙動をビデオカメラで撮影し、PIV解析を行った。トレーサーとしては、50μm 程度PVC粉末を用いており、計測時間は 20s である。

表2.2 実験条件

実験番号	流量	下流端
	Q (l/s)	水位H <sub>0</sub> (cm)
Run.4A	1.0	8.0
Run.4B	1.0	8.4
Run.5A	1.5	8.0
Run.5B	1.5	8.4
Run.6A	2.0	8.0
Run.6B	2.0	8.4

(b)結果及び考察

図2.4は、PIV解析により求めた Run4A 及び Run5A における表面流速ベクトル分布を河床のコンター図とともに示したものである。図より、以下のことが伺える。

まず、(a)Run4A について見ると、表面流速は、河口砂州の上流部 (X=2m 付近) から左岸方向に向いており、砂州を迂回して深掘れ流路上に集中する流れが見られる。ここでは、20～25cm/s (現地では、4～5m/s) の早い流速となっている。一方、砂州上に乗上げる流れも見られ、右岸側壁近傍では流路方向に直進する流れが顕著であり、水路中央部では、右岸の深掘れ部に向かう横断方向の流れが顕著である。砂州上の水深は、いずれも 4～5mm 程度であるが、水面勾配は砂州上の河床勾配に比例して大きくなっている。

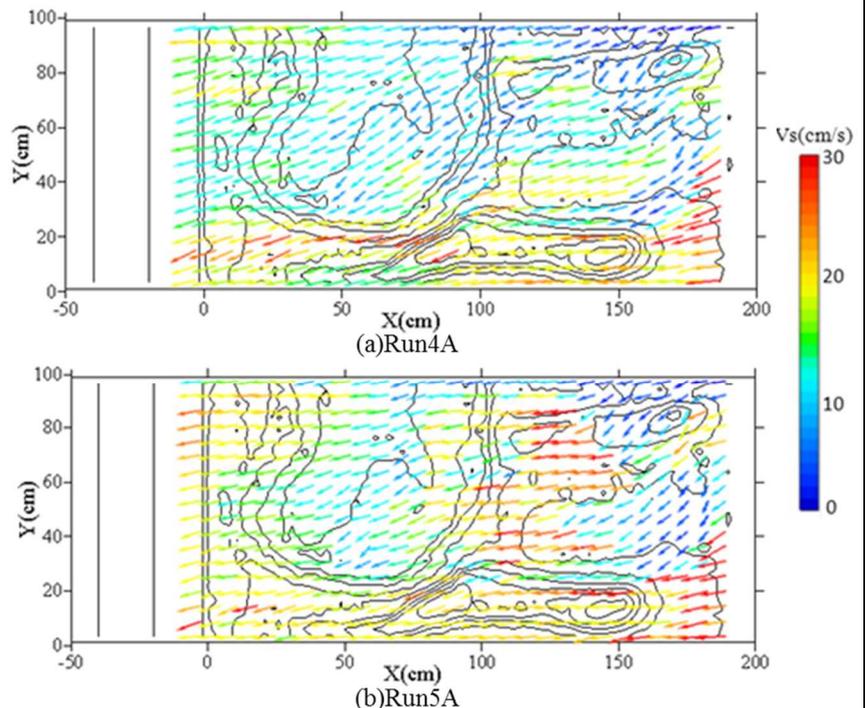


図2.4 表面流速ベクトル

砂州下流の海岸部では、横断方向にほぼ一様な流速分布となっている。

流量が大きな(b)Run5A では、砂州上流部へ向かう接近流速の値が大きくなっている一方、砂州左岸の深掘れ部の流速が、Run4A と比較して減少している。これは、流量の増加に伴い、砂州部を越流する流水の割合が増加したことによるものと考えられる。

(2-3) 洪水による砂州の変形特性に関する二次元移動床実験

(a)実験の概要

洪水に伴う河口砂州の詳細な変形特性を把握するため、現地河道を模した大型実験水路を用いた移動床実験を行った。実験に用いた水路は、図2.5に示すような、全長8.75m、幅2.88mの水平床長方形断面水路である。川幅の比で考えると、これは現地の1/150縮尺模型となる。低水槽からポンプアップされた流水は、水路を流下し、水路下流端の右岸に隣接する帰還水路を通して、低水槽に戻る。帰還水路の下流端には水路内の水位を調整するための、水位調節版が設置されている。水路上流端から3~5mの左岸側には、2011年11月の現地測量結果に基づいて、その平面形状を台形として近似した河口砂州模型を設置した。現地では右岸側に砂州が発達しているが、実験では水路の下流端で帰還水路に向かう右岸方向の流れが生じており、この影響を小さくするため、砂州模型は左岸側に設置することとした。砂州の高さは2cmで一定とし、砂州模型終端より下流端に向かって $I=1/20$ の海底斜面を設定している。河川部は水平床とし、その河床高さは10cmである。

模型の河床材料の選定には、模型の幾何スケールとともに、流砂特性に関する相似則を満足させる必要がある。現地の海底土砂は平均粒径 $d=1.24\text{mm}$ 、最大粒径 $d_{\max}=18\text{mm}$ 、土粒子密度 $\sigma=2.65\text{g/cm}^3$ である。ここでは、移動床における相似則として摩擦速度と河床砂の限界摩擦速度との比を現地と模型において一致させることとし、使用材料として平均粒径 $d=1.3\text{mm}$ の一様な石炭粉を用いた。岩垣の式より、平均粒径に対して限界摩擦速度を評価すると、 $u_{*c}=1.44\text{cm/s}$ となる。一方、実験条件から流れの摩擦速度 $u_*$ を求めると、 $u_*=2.01\sim 2.83\text{cm/s}$ であって、実験での $u_*/u_{*c}$ は、1.4~2.0程度となり、いずれも動的状態となる。この値を現地の洪水時の条件で適用すると、粒径 $d$ は20mm程度であり、現地の河床材料の最大粒径に対応している。

実験条件は、表2-3に示すとおりである。Run9A,BおよびRun10A~Dは流量を一定として、下流端水位を変化させた。Run11A~Cでは実際の洪水を想定して、小流量を通水した後、流量を増加させ、さらに元の流量に戻すことによって、流量をステップ的に変化させたものである。通水時間は20分とした。これは、現地スケールに直すと、3.7時間であり、現地の洪水ピークの継続時間とほぼ一致する。

実験では、まず初期の河床形状が崩れないように水路下流端を堰止めて下流から水路内に水を貯留したのち、堰板をはずして所定の流量を通水する。通水中は、流下方向に1mごとの水位計測とビデオカメラを用いた表面流況の観測を行った。海洋側の境界条件となる水路下流端の水位は、帰還水路の下流部に設置した傾斜板の角度によってコントロールされた。通水終了後は十分に排水を行い、通水後の河床形状を測定した。河床形状の測定には、レーザー距離計 (IL-300; キーエンス社製) を用い、これを台車上に搭載して水路縦断方向に1cm間隔、流下方向に4cm間隔で河床位を取得した。水位および河床位の基準高さは水路床面とした。すなわち、初期の河床位は河川部で10cm、砂州部では12cmである。

#### (b)結果及び考察

図2.6は、流量を $Q=17.8\text{l/s}$ とし、下流端水位を変化させた場合 (Run10A~10D) の通水後の河床形状を示したものである。この流量は、フルード相似則を用いて現地河道の流量に変換すると、約 $4,800\text{m}^3/\text{s}$ に相当する。また通水時の $Y=0.8\text{m}$ における水位を示せば図2.7のようである。両図から、以下のことが

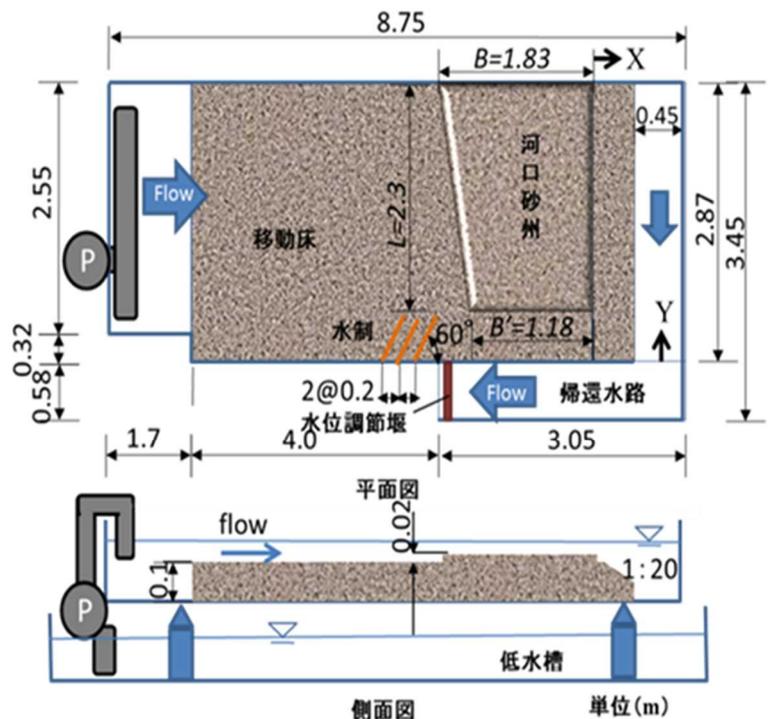


図2.5 移動床実験水路

表2.3 実験条件

実験番号	流量	下流端
	$Q$ (l/s)	水位 $H_0$ (cm)
Run.9A	15.0	14.1
Run.9B	15.0	12.5
Run.10A	17.8	15.2
Run.10B	17.8	13.9
Run.10C	17.8	12.7
Run.10D	17.8	11.7
Run.11A	6.7	13.4
Run.11B	18.1	14.9
Run.11C	6.5	12.3

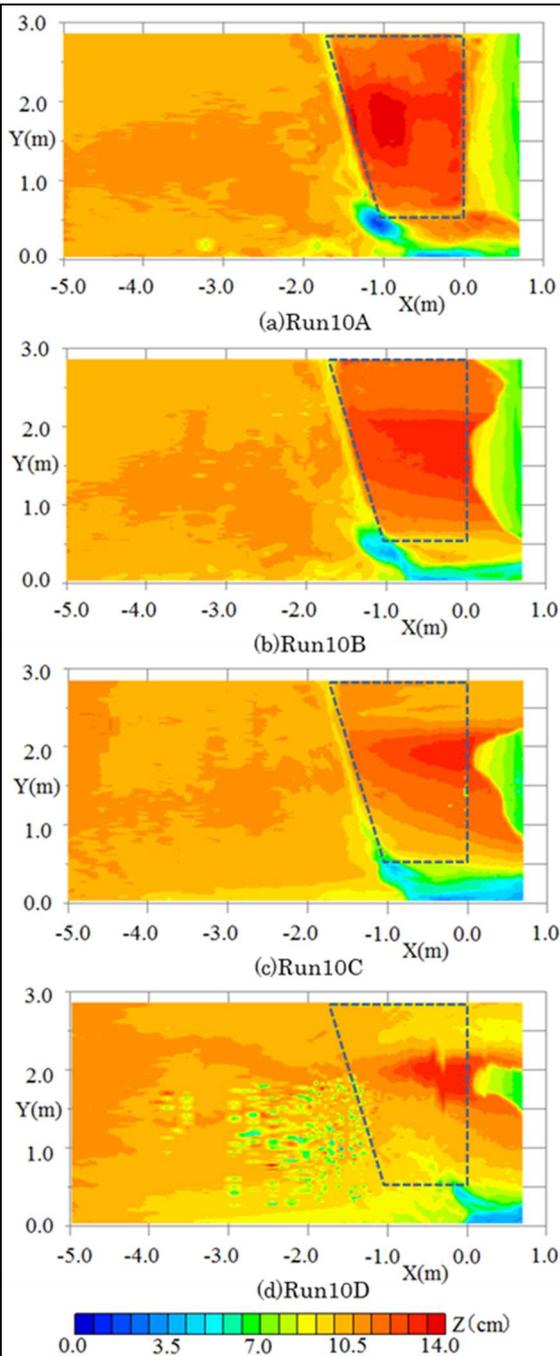


図2.6 通水後の水面形および河床形状

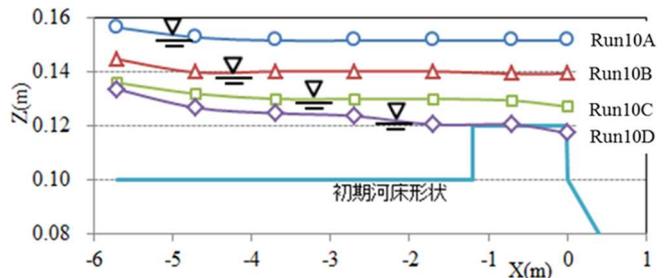


図2.7 水位の縦断分布 (Y=0.8m, Run10)

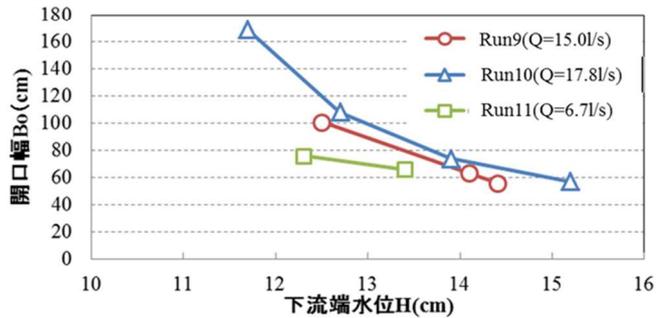


図2.8 下流端水深と開口幅の関係

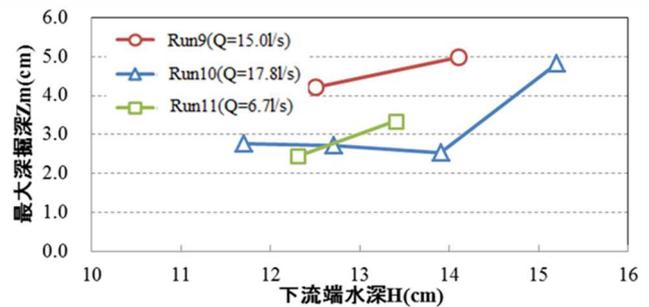


図2.9 下流端水深と最大洗掘深の関係

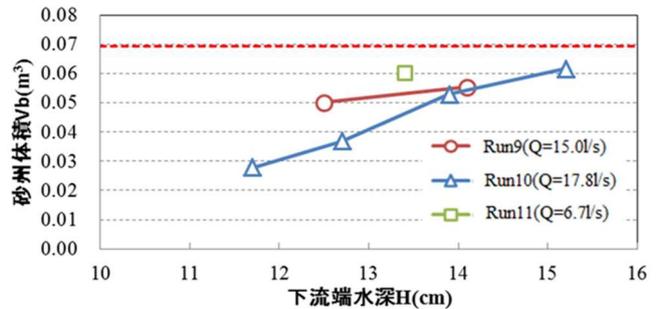


図2.10 下流端水深と砂州体積の関係

伺える。下流端水位が大きな Run10A では、流れは砂州を完全に越流しているが、越流部の流れは緩慢で、砂州上では河床低下は見られない。砂州上流部では右岸近傍から蛇行して砂州開口部に向かう流れが卓越し、蛇行流路が形成されるとともに、開口部では流れが集中して砂州先端部上流側で深掘れ地形が発達する。下流端水位を下げた Run10B では、開口部への流れはさらに加速され、開口幅は拡大する。Run10C では、砂州上でも水面勾配の増大とともに河床が低下しており、その下流の海洋部に堆積地形が発達するようになる。下流端水位がほぼ等しい Run9B の結果と比較すると、砂州上の侵食量は、流量の増加に伴って増大している。下流端水位が初期の砂州高よりも小さい Run10D では、水路の全域において表面流速が 30cm/s を超え、砂州はほぼ全体が侵食され流失している。流速の増加は、下流端水位の低下によって流水断面積が小さくなったためだと考えられる。また、開口部の深掘れ位置は、下流端水位が小さいほど下流側に移動している。

図 2.8 は、流量毎に下流端水位と開口幅との関係を示したものである。ここで、開口幅は河口部 (X=0

～1m)において、河床位が10cm以下である範囲を右岸から横断距離の平均値として求めている。図より、下流端水位が低い程、流量が大きい程、開口幅は大きくなる傾向にある。図2.9は、下流端水位と開口部の最大洗掘深との関係を示したものである。下流端水位が大きい程、開口幅が少すため、開口部の最大洗掘深は増加するものと考えられる。また、下流端水位と通水後の砂州の体積との関係を示せば、図2.10のようである。図中の赤の破線は通水前の砂州堆積 ( $V_b=0.069\text{m}^3$ )を示している。流量が大きくなる程、下流端水位が小さくなる程、砂州の堆積は減少しており、流水によるフラッシュ効果が大きいことがわかる。

#### (2-4) 水制による流れ制御に関する二次元移動床実験

##### (a)実験の概要

砂州の制御法としての不透過型水制の砂州抑制効果を検証するため、(2-4)で用いた水路に斜め水制模型を設置し、洪水流を想定した移動床実験を行った。水制模型は、厚さ0.01m、高さ0.12mの合板で作製し、長さは0.3m (Run12B)及び0.6m (Run12C)とした(比較の為、水制を設置しない場合をRun12Aとした)。この不透過水制を砂州直上流の水路右岸に0.15m間隔で3基設置し、設置角度は流下方向に対して $60^\circ$ とした(図2.5)。流量( $Q=10.8\text{l/s}$ )および下流端水位は、ほぼ一定とした。

##### (b)結果及び考察

図2.11に、流量と下流端水位をほぼ一定として、長さの異なる水制を設置した場合の通水後の河床位のコンターを示す。また、表面流速ベクトルの分布を示せば、図2.12のようである。両図より、以下のことが伺える。長さ30cmの水制を設置した場合 (Run12B)では、水制による水刼ね効果によって、河岸に沿って開口部に向かう流れが緩和される一方、砂州先端部の流速が増大するため、砂州先端部上流

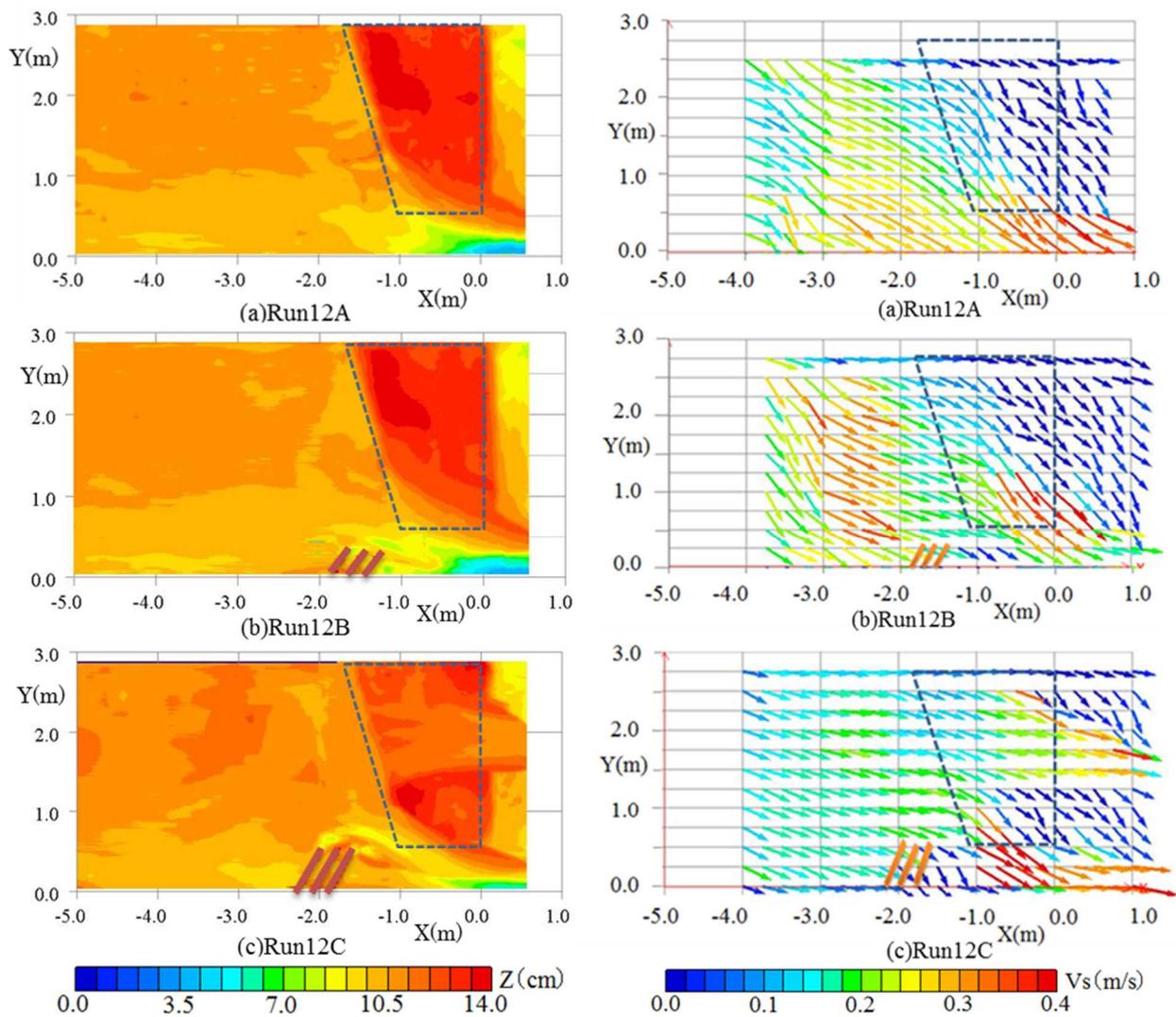


図2.11 通水後の河床形状のコンター図 (Run12)

図2.12 表面流速ベクトルの分布 (Run12)

側の侵食量は、水制が無い場合 (Run12A) に比べて大きくなり、砂州上流部の開口幅も増大している。さらに水制長を大きくした Run12C は、水制によって河岸から砂州部に向かう流れがより卓越し、砂州先端部が侵食されるとともに、砂州中央部に流路が形成され、河床低下が生じていることが分かる。これに伴い、砂州を迂回して開口部に向かう流れは減衰し、砂州開口部の洗掘深は小さくなっている。以上のことより、水制の設置による砂州抑制の効果は、ある程度認められるものと考えられる。

### (3)洪水による河口域の地形変動に関する二次元河床変動解析

#### (3-1) 現地河道における二次元河床変動解析

出水による河口砂州の侵食・変形特性は砂州上下流部分の地形特性にも依存するため、河口域の地形変動として捉えることが肝要である。このためには、現地地形を基準とした平面的な河床変動特性を検討する必要がある。そこで、現地地形を対象とした平面二次元河床変動計算を実施し、流れ場および流量規模と砂州の侵食規模の関係を検討することとした。

河床変動計算にはNays2D(iRICプロジェクト)を使用した。この計算ソルバーでは掃流砂量式として芦田・道上式と長谷川式が用いられ、その他河床変動計算に必要な式群を一般曲線座標系に変換してプログラムが構築されている。計算対象地形は、平成2010年10月および平成2011年11月に測量された大川橋(8.2kp)から河口沖合2kmまでの区間の現地データに

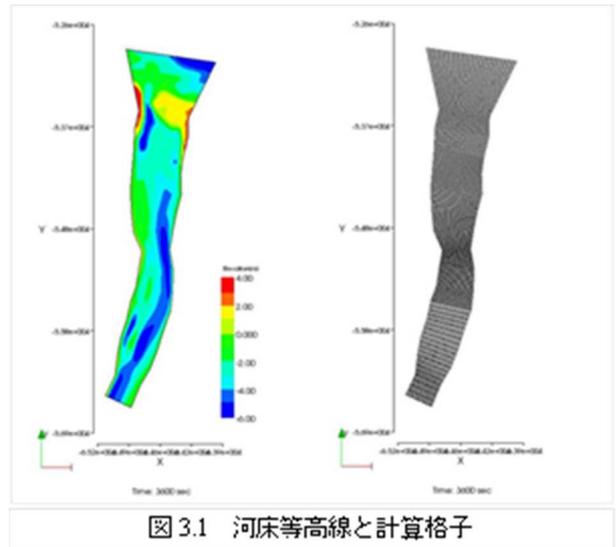


図 3.1 河床等高線と計算格子

対して、図 3.1 に示すように、3.0kp $\sim$ -0.6kp の区間を横断方向に 25 分割、縦断方向に 150 分割 (3.0kp $\sim$ 2.0kp は 50m 間隔, 2.0kp から -0.6kp は 20m 間隔) とした。計算では、移流項は CIP 法を用いることとし、乱流モデルはゼロ方程式モデルを用いた。なお、河床砂は平均粒径  $d_m=0.3\text{mm}$  の一様砂とした。また、Manning の粗度係数は  $n=0.020$  である。流量条件は  $Q=1,000\text{ m}^3/\text{s}$  から  $3,000\text{ m}^3/\text{s}$  まで  $500\text{ m}^3/\text{s}$  間隔で 5 ケースを設定し、下流端潮位は舞鶴気象台朔望平均満潮位の  $h_d=0.458\text{m}$  を与えた。計算時間間隔は  $\Delta t=0.01$  秒、計算時間は  $T=3$  時間とした。

図 3.2 は通水規模ごとの砂州の面積、高さおよび体積の時間変化を示している。ただし、これらの値は通水前 (元地形) の各値で基準化されている。まず、面積変化 (図(a)) をみると、 $Q=1,000\text{ m}^3/\text{s}$  および  $1,500\text{ m}^3/\text{s}$  のときは面積変化は認められない。しかし、 $Q=2,000\text{ m}^3/\text{s}$  になると面積は徐々に減少することがわかる。また、 $Q=2,500\text{ m}^3/\text{s}$  でもほぼ同程度の変化傾向を示している。1 時間経過時点で  $Q=2,000\text{ m}^3/\text{s}$  の場合よりも面積の減少量が小さいのは、より多くの流量が砂州上に乗る上げ、これによって侵食された土砂が砂州の北側に堆積することによる延伸効果が相対的に大きかったためであると推察される。事実、砂州高さ (図(b)) は  $Q=2,000\text{ m}^3/\text{s}$  のときより  $2,500\text{ m}^3/\text{s}$  のときの方が低くなっている。このため、図(c)に示されているように、 $Q=2,000\text{ m}^3/\text{s}$  のときよりも  $2,500\text{ m}^3/\text{s}$  のときの方が体積は減少している。 $Q=3,000\text{ m}^3/\text{s}$  および  $3,500\text{ m}^3/\text{s}$  の場合も砂州に出水が乗る上げるが、流量が大きいため西側側岸の侵食量も大きく、結果として面積が顕著に減少したことがわかる。したがって、本計算の範囲では  $Q=3,000\text{ m}^3/\text{s}$

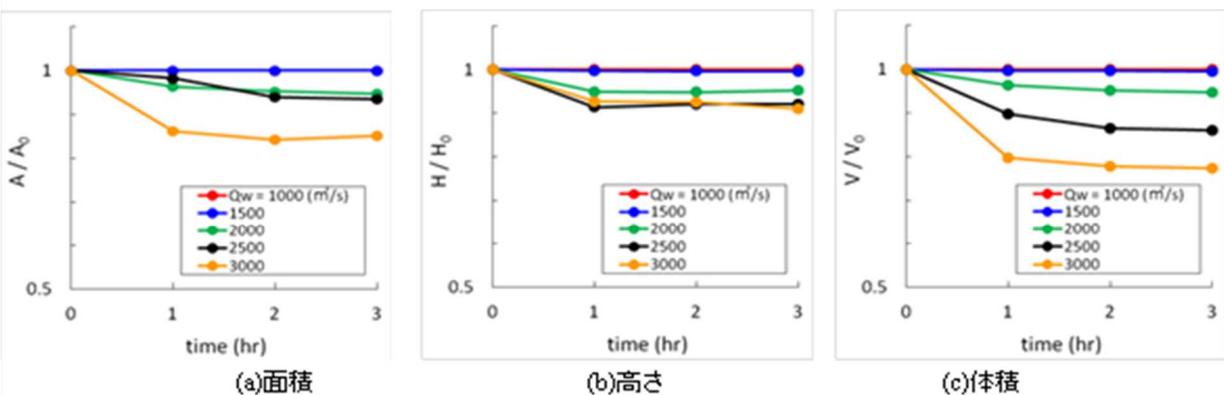


図 3.2 河口砂州の侵食規模と流量規模の関係

を超えると面積は顕著に減少するといえる。つぎに、図(b)の砂州高さの変化をみると、 $Q=2,000\text{m}^3/\text{s}$ 以上では流量の増加に伴って砂州高さも減少している。ただし、砂州高さの減少は1時間程度の早い段階での減少量が大きく、それ以降の減少は相対的に小さい。面積や体積が時間とともにほぼ単調に減少することと考え合わせると、砂州高さに与える流量の継続効果は小さいといえる。また、面積変化では $Q=2,000\text{m}^3/\text{s}$ と $2,500\text{m}^3/\text{s}$ では同様の变化傾向を示し、高さ変化では $Q=2,500\text{m}^3/\text{s}$ と $3,000\text{m}^3/\text{s}$ が同様の傾向を示していることから、河口砂州の侵食構造に及ぼす面積と高さの変化機構は流量規模によって異なっている可能性があり、砂州の変動制御の観点から非常に興味深い結果が得られたといえる。本計算結果から、由良川河口砂州の面積や形状を大きく変化させるためには、 $Q=3,000\text{m}^3/\text{s}$ 以上の比較的大規模な出水が必要であることがわかった。なお、砂州面積と砂州高さの変化に対する流量規模の影響は上述のように若干複雑な挙動を示しているが、体積変化に対しては図(c)のとおり流量増加と単純な反比例関係あることが認められる。

### (3-2) 水制工による河口砂州周辺の流れと河床変動の制御に関する数値解析

河口砂州の制御法を検討するためには、砂州周辺の地形変動特性を考慮できる予測モデルの導入が効果的である。そこで、河口砂州の制御法を検討するに当たって実施した水制工による砂州周辺の流れと河床変動の制御実験に対して、平面二次元河床変動計算を実施して水制工設置の効果を検証した。計算には Nays2D(iRIC プロジェクト)を使用し、実験水路を考慮して長さ 5.68m、幅 2.84m の領域を縦断方向 142 分割、横断方向 71 分割 ( $\Delta x = \Delta y = 4\text{cm}$ )とした。移流項の離散化には CIP 法、乱流場はゼロ方程式モデルを適用した。なお、砂州および河床の粒子は実験と同様、平均粒径  $d_m = 1.3\text{mm}$ 、密度  $\sigma = 1.47\text{g}/\text{cm}^3$  の材質とし、Manning の粗度係数は  $n = 0.020$  を与えた。計算時間間隔は  $\Delta t = 0.01$  秒である。また、水制の設置と通水条件は移動床実験と同一である。通水流量は現地で  $2,800 \sim 3,000\text{m}^3/\text{s}$  を想定した  $Q = 10 \sim 10.8\text{l}/\text{s}$  とした。

図 3.3 は水制による流れと河床変動の計算結果を実験結果と比較したものである。なお、図中のベクトルは水深平均流速を示す。まず、水制のない場合 (Run12A) は、砂州の開口部に流れが集中し、局所的な洗掘が大きくなっていることがわかる。また、砂州を迂回する流路となっているために、砂州の侵食は小さい。つぎに、長さ 0.3m の水制を設置した場合 (Run12B) について、水制の設置により、砂州の対岸では流れが砂州側へ向いていることがわかる。そのため、水制を設置しない場合に比べて砂州前面部では河床位が低下し、開口幅が大きくなっている。さらに、水制の長さを 0.6m にした場合 (Run12C) には、水制長 0.3m の場合よりも砂州前面の侵食がより顕著であって、流失した砂が下流側において砂嘴状に堆積していることがわかる。また、開口幅が増大したことにより、開口部の侵食は抑制されている。

### (4) 波浪による河口砂州の発達形成過程に関する数値解析

由良川河口に発達形成する砂州は、河川管

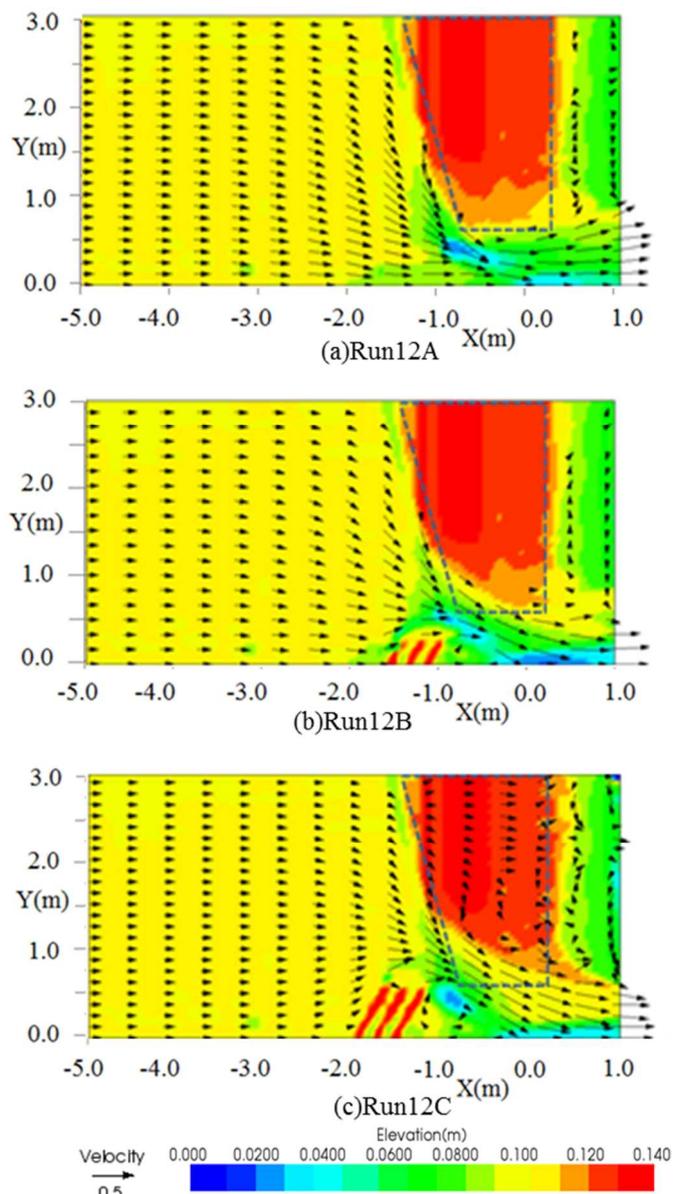


図3.3 水制工設置による流れと河床の変化(計算結果)

理上において適切に制御することが必要である。しかしながら、この砂州を制御するためには、その発達形成過程に関する物理メカニズムを解明することが有効的であるが、現状において詳細な砂州の発達形成過程が明らかにされていない。そこで、ここでは、由良川河口部の砂州発達形成過程を明らかにするため、現地観測を実施し、砂州の発達形状過程を時系列的に把握するとともに、数値シミュレーションを用いて詳細な物理メカニズムの解明を行った。

#### (4-1) 現地観測による砂州発達過程の把握

現地観測は、2010年5月～2013年9月の期間に実施した。現地観測の場所は、由良川右岸側及び左岸側の砂州を対象に実施した。観測方法は、GPSを用いて砂州の汀線部の緯度・経度測定し、砂州形状の測定を行った。砂州形状の観測間隔は、1ヶ月間隔である。

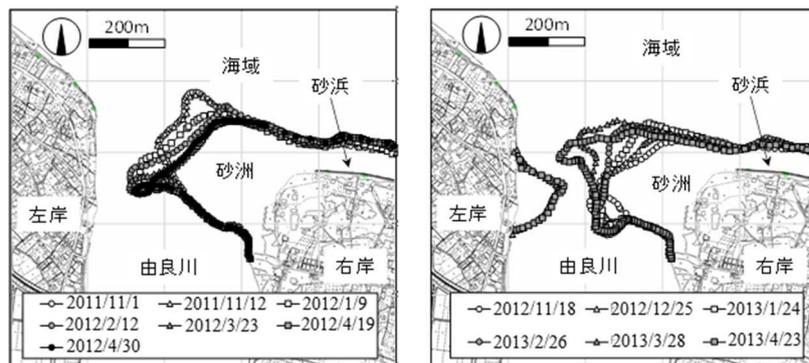
砂州形状の観測結果を整理したものを図4.1に示す。図に示すように、冬季期間では、1ヶ月間隔で砂州形状が変化していることがわかる。2013年3月以降の結果では、河口左岸側にも砂州が形成されている。一方も冬季以外の期間では、砂州形状の変化が小さく、大規模な出水があった場合に限り、その形状が大きく変化する傾向が見られた。

由良川河口右岸側の砂州面積の変動状況と高波浪の頻度、測定時の潮位を整理したものを図4.2に示す。図の波浪は、NOWPHASの福井港観測点で測定されたデータを整理したものであり、潮位は由良川河口部の最も近くで観測が実施されている舞鶴観測点のデータである。河口部右岸砂州の面積は、各観測時の面積差分量である。図に示すように、河口砂州面積は、波高5m以上の波浪が多数来襲しているときに、大きく増加している傾向が見られる。また、河口砂州は、冬季に面積が増加しており、冬季以外の時期に減少する傾向があることがわかる。

#### (4-2) 数値シミュレーションによる河口砂州の発達過程の検討

##### (a) 数値シミュレーションモデル全体の概要

由良川河口部を対象とした河口砂州の発達過程の数値シミュレーションを実施し、砂州の発達過程について詳細に検討を行う。本検討で用いた数値シミュレーションは、下記の3の過程を組み合わせることで計算を実施した。



(a)2011年11月～2012年4月 (b) 2012年11月～2013年4月

図4.1 砂州形状の現地観測結果(冬季期間)

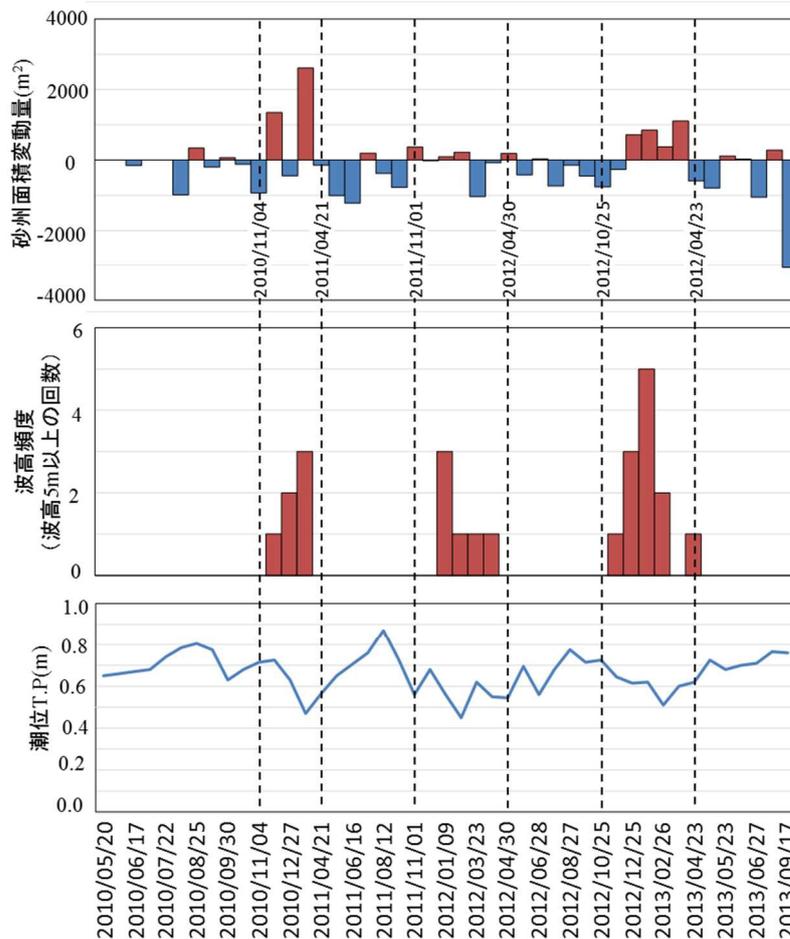


図4.2 現地観測結果と外力の関係(上図:砂州の面積変化量, 中図:高波浪の来襲頻度, 下図:潮位)

- (i) 若狭湾沖合から由良川河口部に来襲する波浪の伝播計算
- (ii) 由良川河口部の波浪および海浜流の計算
- (iii) 波浪および海浜流に伴う砂州の発達過程の計算（漂砂計算）
- (b) 数値シミュレーションモデル及び基礎方程式

若狭湾沖合から由良川河口部に来襲する波浪の伝播計算は、エネルギー・平衡方程式法 Karlsson (1969) を用いて行った。この計算は、多方向不規則波の屈折および浅水変形を同時に解くことができる手法である。河口部砂州周辺の波浪変形および海浜流の計算は、海岸工学の分野で一般的に使用されている修正ブシネスク方程式モデルによって計算を実施した。このモデルは、長波方程式モデルに波の分散性を追加し、1波1波の波を精度良く計算できる波動モデルである。本数値計算では、ブシネスク方程式に補正係数を導入して、深海域と浅海域での分散性を統一した形で合理的に表現できる Madsen ら(1991) のモデルを使用した。

砂州の発達過程の計算は、砂州周辺の海浜流に応じて移動する漂砂を計算できる Bailard ら(1981)のモデルを使用して行った。このモデルでは、漂砂を掃流砂と浮遊砂の2つに分けてモデル化し、その2つを同時に評価するものである。基礎方程式を以下に示す。

$$q_B = \frac{C_{fEB}}{(\frac{\rho_s}{\rho}-1)g \tan\theta} (u_b |u_b|^2 - \frac{s}{\tan\theta} |u_b|^3 i) \quad (4.1)$$

$$q_s = \frac{C_{fEs}}{(\frac{\rho_s}{\rho}-1)g w_s} (u_b |u_b|^3 - \frac{\epsilon_s}{w_s} |u_b|^3 i) \quad (4.2)$$

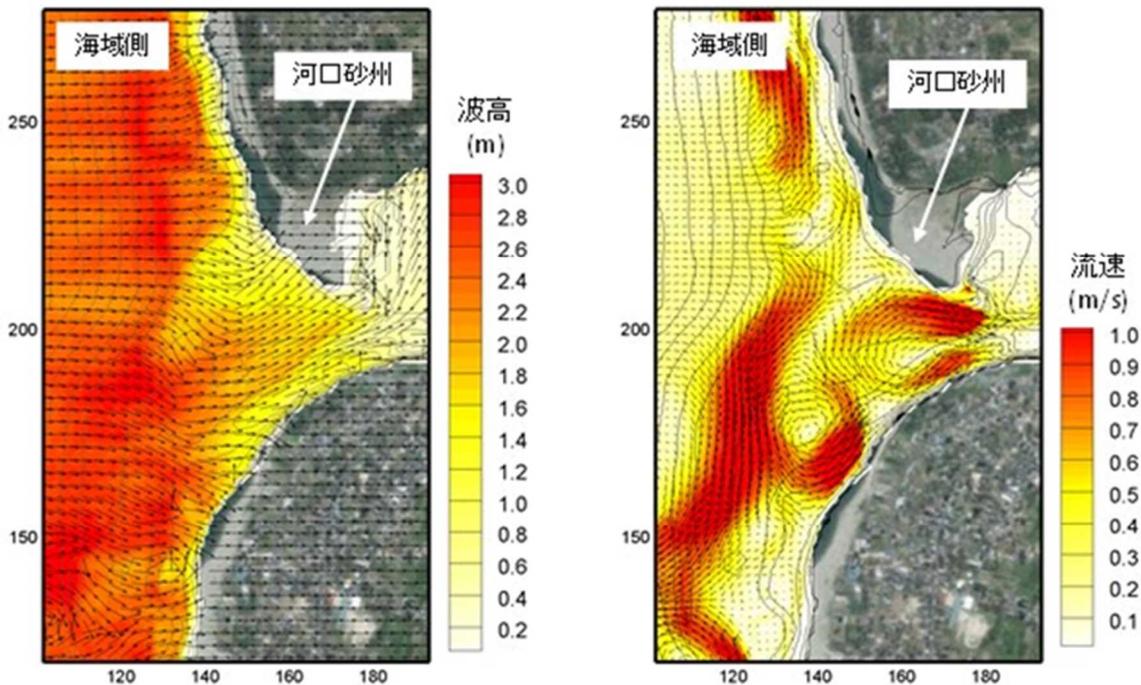
ここで、 $q_B$  および  $q_s$  はそれぞれ掃流砂および浮遊砂の輸送量である。 $C_f$  は底質の抵抗係数、 $\epsilon_b$  および  $\epsilon_s$  はそれぞれ掃流砂および浮遊砂に関する無次元定数、 $\rho_s$  は底質の密度、 $\rho$  は水の密度、 $w_s$  は底質の沈降速度、 $\tan\theta$  は底質の内部摩擦角、 $s$  は海底勾配、 $i$  は底面における局所的な斜面を登る向きの水平単位ベクトルである。

- (c) 計算ケース及び計算条件

計算ケースは2ケースであり、2011年と2012年の冬季期間を対象に計算を実施した。CaseB-1は2011



図4.3 数値計算領域



(a) 波高分布

(b) 海浜流の流速分布

図4.4 砂州周辺の波高及び海浜流の流速分布(2012年11月1日)

年 11 月の測量データを初期状態とした砂州周辺地形の再現計算であり、CaseB-2 は 2012 年 11 月の測量データを初期状態とした砂州周辺地形再現計算である。

由良川の河口砂州発達過程の計算領域を図 4.3 に示す。河口部周辺の計算領域は、由良川河口部を中心に沿岸方向 4,300m×岸沖方向 2,500m の領域で計算を実施した。計算地形は、砂州周辺の地形は深淺測量結果から地形を作成し、データが不足している沖海域の部分は海図を利用して地形を作成した。

#### (4-3) 計算結果及び考察

2012 年 11 月～2013 年 4 月の期間に来襲した高波浪を対象に計算した結果を図 4.4 に示す。図に示すように、海側から河口部上流側へ流れが発生しており、河口部で砂州が発達しやすい結果となっている。右岸側の砂州がある程度発達すると、砂州の先端部周辺で右岸側から左岸側方向への流れが発生し、右岸側の砂州がさらに発達する傾向があることがわかった。

2012 年 8 月の河口フラッシュ後の地形を用いて砂州の発達計算を実施した CaseB-2 の結果を図 4.5 に示す。図に示すように、計算における河口砂州は、河幅方向の発達が現地観測と比較して過剰となっているが、最終的な海面上にでている砂州の面積は概ね再現できていることがわかる。また、砂州の形状は、若干異なっているが、砂州が発達する傾向は再現できていると考えられる。

#### (5)まとめ

##### (5-1)河口域の地形変動に関する現地調査

(a)出水前後の航空写真から河口砂州が変形と想定される  $1,500\text{m}^3/\text{s}$  以上の洪水は 1944 年以降、約 2 年に 1 度の確率で生起している。一方、冬季においては、河口付近で北北東の風が卓越し、4～5m の高波浪が観測されており、これらが砂州の形成・発達に寄与しているものと考えられる。1997 年以降は右岸側の砂州の発達とともに開口部が左岸側に偏寄している。

(b)砂州の面積及び土砂量は、洪水による短期的な変動（フラッシュ）があるものの、経年的には増加傾向にある。洪水による砂州のフラッシュ生起条件は、フラッシュ前の河口の開口幅及び砂州面積には依存せず、洪水流量に支配されるが、フラッシュ後の開口幅と流量の間には、レジム則と同様の相関関係がある。なお、過去 4 年間に限れば砂州面積は減少傾向を示している。

(c)2010 年 6 月から 2011 年 4 月において、冬季波浪により砂州の前縁部が左岸側に発達し、開口幅が 100m（河川幅の約 1/4）まで減少した。その後 2011 年 5～9 月の  $1,500\text{m}^3/\text{s}$  を超える 3 度の洪水により、砂州の先端部がフラッシュされ、約 100m 前縁部が後退している。フラッシュされた土砂は開口部右岸に沿って砂嘴状に堆積するが、一部は数週間で再び川側に戻されている。開口部及び砂州の上流部右岸にかけて、水深 6.5m を超える深掘れ流路が蛇行状に発達しており、洪水時その形状はほぼ固定化されている。一方、波浪の影響により冬季になって面積が増加しており、冬季の高波浪による漂砂量の増加が寄与しているものと考えられる。

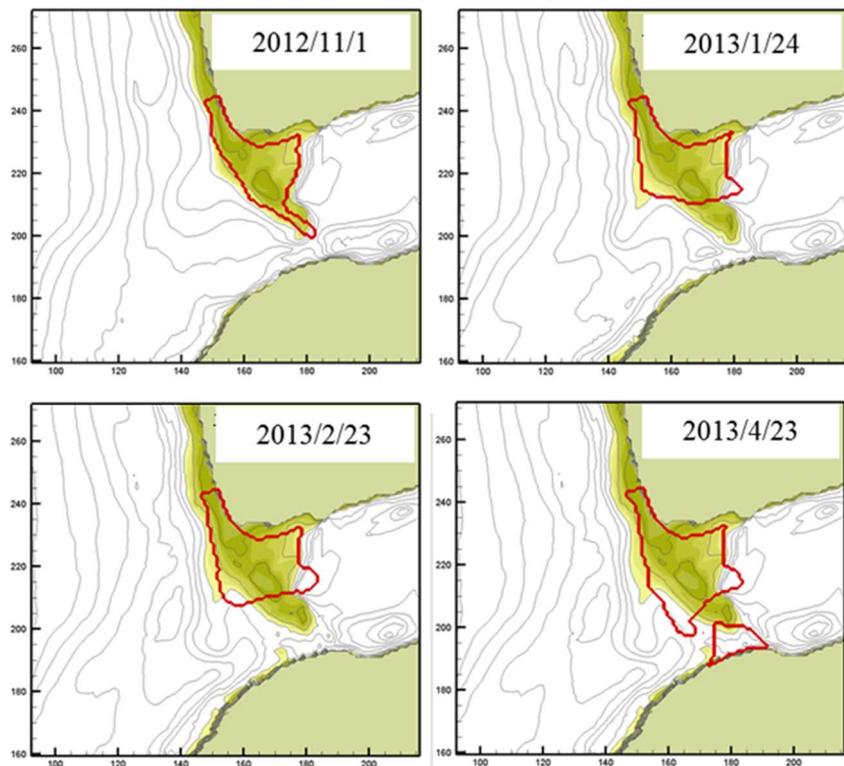


図 4.5 砂州形状の再現計算結果(2012年11月～2013年4月)

(d)河口砂州周辺の河床材料の調査から、砂州が形成された要因として、上流からの流れによって運ばれて堆積した砂は、一度海へ流れ出た後、海岸の波の力などの影響によって小さい粒径が付近の海岸に堆積し、その一部が由良側の河口砂州へ押し戻されて堆積されていることが分かった。また、2013年9月の台風第18号の出水後の底質粒度の変化から、台風に伴う5500m<sup>3</sup>/s規模の出水によって由良川の河床変動は促進され、河床粒度もかなり変化したと推測される。

#### (5-2)河口域の地形変動に関する模型実験

(a)一次元移動床実験の結果から、洪水流が河口砂州を越流する場合、初期の砂州高さによらず、下流端の水位条件および流量条件によって越流後の河床形状が支配されること、洗掘された河床面には、波高5mm、波長10cm程度の河床波が形成され、河床位はほぼ横断方向に一様であることが分かった。一方、一次元数値解析の結果は、土砂の総移動量については、実験結果とほぼ一致したが、洪水後の河床形状については実験結果と異なっており、流砂量式の検討を含めたモデルの改良が必要である。

(b)現地の砂州形状を再現した二次元固定床実験では、砂州を迂回して深掘れ流路上を流下する主流部の流れと砂州を越流する流れの特性を明らかにし、洪水流量や河口の水位が大きいほど、砂州上を直進する流れが顕著になることを示した。

(c)移動床実験より、砂州上流部では右岸近傍から蛇行して砂州開口部に向かう流れが卓越し、蛇行流路が形成されるとともに、開口部では流れが集中して砂州先端部上流側で深掘れ地形が発達する。また、下流端水位が低い程、流量が大きい程、砂州上の水面勾配の増大とともに、開口幅は大きくなる。砂州の対岸に水制を設置した場合、洪水時に砂州を迂回する流れを砂州側へ向けることで、砂州先端の侵食が大きくなって開口幅が拡大し、開口部での局所的な洗掘量が小さくなる効果が認められる。

#### (5-3)河口域の地形変動に関する二次元河床変動解析

(a)平面二次元河床変動モデルを用いて、平水時及び洪水時の砂州周辺の流れと河床変動の数値解析を行い、砂州の挙動に及ぼす洪水規模の影響を可視化するとともに、河川流量と砂州の侵食規模との関係を示した。河口砂州の侵食構造に及ぼす面積と高さの変化機構は流量規模によって異なっている可能性があり、砂州の変動制御の観点から今後詳しく検討する必要がある。また、本解析結果からも、由良川河口砂州の面積や形状を大きく変化させるためには、 $Q=3,000\text{m}^3/\text{s}$ 以上の比較的大規模な出水が必要であることがわかった。

(b)水制工を設置模型実験の再現計算では、水制工周辺下流から開口部への流速低下と砂州および水制を迂回する流れについては、実験結果を概ね再現できている。移動床実験における砂州上流部の流路の発達や砂州先端部の洗掘現象も、比較的良好に再現されている。一方、計算では実験で見られた主流の砂州側への拡がりとは明確ではなく、水制と砂州との相対的な位置関係によっても流れの制御効果は異なるため、この点に関する効果の検証が必要である。また、砂州を越える流れによる侵食規模などは実験結果と差異があり、今後、境界条件の妥当性も含めて数値解析の精度向上を図る必要がある。

#### (5-4)河口砂州の発達形成過程の検討

(a)河口砂州周辺の波浪・海浜流計算及び砂州の発達過程の数値シミュレーションによって、由良川河口砂州の発達形成を概ね再現できることが示された。計算結果より、右岸側の砂州の発達は、高波浪による河口部への土砂の押し込み、右岸側の砂州周辺の海浜流が原因であることが明らかになった。一方、左岸側では、海域から河口部に向かう流れが発達しており、その流れによって、左岸側の砂州が発達することがわかった。これらにより、河口部の右岸側と左岸側の両方で砂州が発達する傾向がある。

(b)砂州の発達過程の予測および砂州の維持管理計画をより精度よく実施および立案するためには、以下の課題を解決していく必要がある。日本海沿岸では、冬季の波浪により砂州が発達し、その砂州が夏季の出水によりフラッシュされる。そのため、砂州の発達とフラッシュが規則的に繰り返される特徴がある。

### ⑦今後の課題・展望

今後の研究課題として、砂州地形と流況に関する現地観測を継続するとともに、河川流量および河口水位をパラメータとして河口砂州の洪水によるフラッシュ特性、および効果的かつ恒久的な砂州形状の制御法について考察を進める。さらに、平水時の流況再現や洪水時の河床変動に関して数値解析の精度を向上させるとともに、実績ハイドロに対応した砂州形状の時間変化を追跡し、実験結果の検証を行う予定である。