

洪水時における河口砂州上流域の水位変動特性

Temporal change of water level at the upstream side of a river mouth sandbar during floods

竹林洋史*・江頭進治**・金 海生***・佐々木忠志****

Hiroshi Takebayashi, Shinji Egashira, Hai-sheng JIN and Tadashi Sasaki

*博士 (工学) 徳島大学大学院助教授 ソシオテクノサイエンス研究部 (〒770-8506 徳島市南常三島 2-1)

**工博 立命館大学教授 理工学部 都市システム工学科 (〒525-8577 滋賀県草津市野路東 1-1-1)

***Ph. D 日本工営株式会社 中央研究開発研究部 (〒300-1245 茨城県稲敷郡基崎町高崎 2304)

****学士 (工学) 滋賀県土木部 (〒520-8577 大津市京町 4-1-1)

Temporal change of water level at the upstream side of a river mouth sandbar during floods is discussed by means of a depth-integrated two dimensional numerical model based on the boundary fitted orthogonal curvilinear coordinates. The results suggest that the highest water level during floods at the upstream side of a sandbar is not affected well by unsteadiness of water discharge but by bar height. On the other hand, both bar height and unsteadiness of water discharge significantly affect the continuous time of high water level at the upstream side of the sandbar. Low height bars suppress the highest water level during floods but lengthen the continuous time of high water level. This result implies that low height sandbars do not always have an advantage for flood control under all hydraulic conditions.

Key Words: river mouth sandbar, numerical analysis, flood, highest water level, non-uniform sediment

1. はじめに

河口砂州が発達すると、河積の減少による河川水の堰上げ効果のため、工業用水の取水等の面では有利であるが、出水時に水位が上昇して洪水氾濫の危険度が増加するだけでなく、内水の排除が困難となったり、悪水が滞留したりといった諸問題を発生させる。

洪水氾濫を防ぐためには、洪水時の河道内の最高水位及び高水位継続時間を知ることが重要となる。前者は、堤防の天端からの越水に対してであり、後者は、洪水の堤体へ

の浸透による破壊に対してである。図-1 に、紀伊半島南東部に位置する太田川と熊野川における、洪水時における河口砂州直上流の水位の時間変化を示す。図のように、河口砂州直上流の水位は、河口砂州による河川水の堰上げ効果と砂州のフラッシュ現象による水位低下により、洪水ピーク流量に到達する前に最高水位に達するという特徴を有する。つまり、一洪水中の最高水位は、洪水ピーク流量のみでは決定されない。これらのことは、河口砂州を有する河道に対して、治水を目的とした河川整備を行う場合、洪水ピーク流量のみを対象とした解析では不十分であるこ

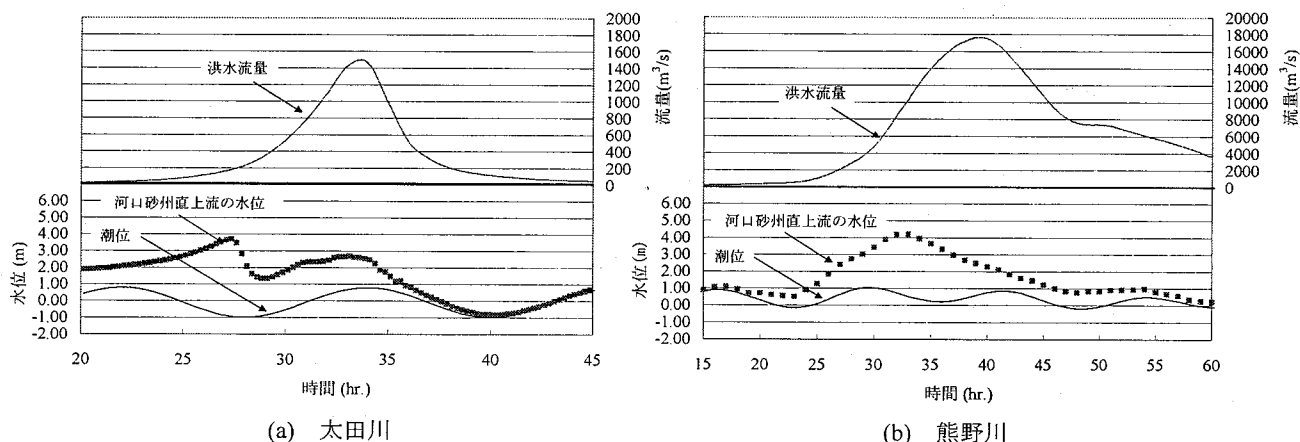


図-1 太田川と熊野川における洪水時の河口砂州直上流の水位変動 ((a)太田川は昭和 42 年 10 月に発生した洪水を対象とした数値解析結果, (b)熊野川は平成 9 年 7 月に発生した洪水時の実測データで Case 1 に対応)

とを示す。なお、太田川の解析結果において、出水前の水位が潮位よりも高くなっているのは、河口がほぼ閉塞しているため、非常に小さい流量でも水位差が大きくなった結果である。

そこで、本研究では、砂州による顕著な河口閉塞が見られる紀伊半島南東部に位置する熊野川河口を対象として、洪水中における河口砂州直上流の最高水位及び高水位継続時間の決定要因を、洪水の時系列特性と砂州高さに着目し、平面二次元流れによる数値シミュレーションにより検討する。

2. 熊野川の概要

図-2に熊野川流域の概要を示す。熊野川は紀伊半島南東部に位置しており、その源を我が国有数の多雨地帯である

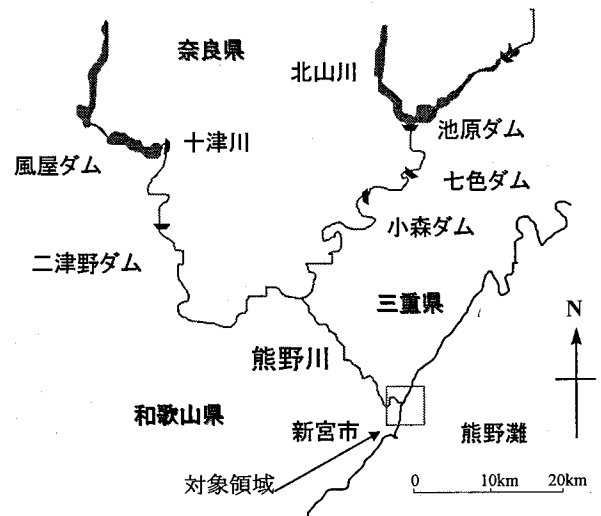


図-2 熊野川流域概要

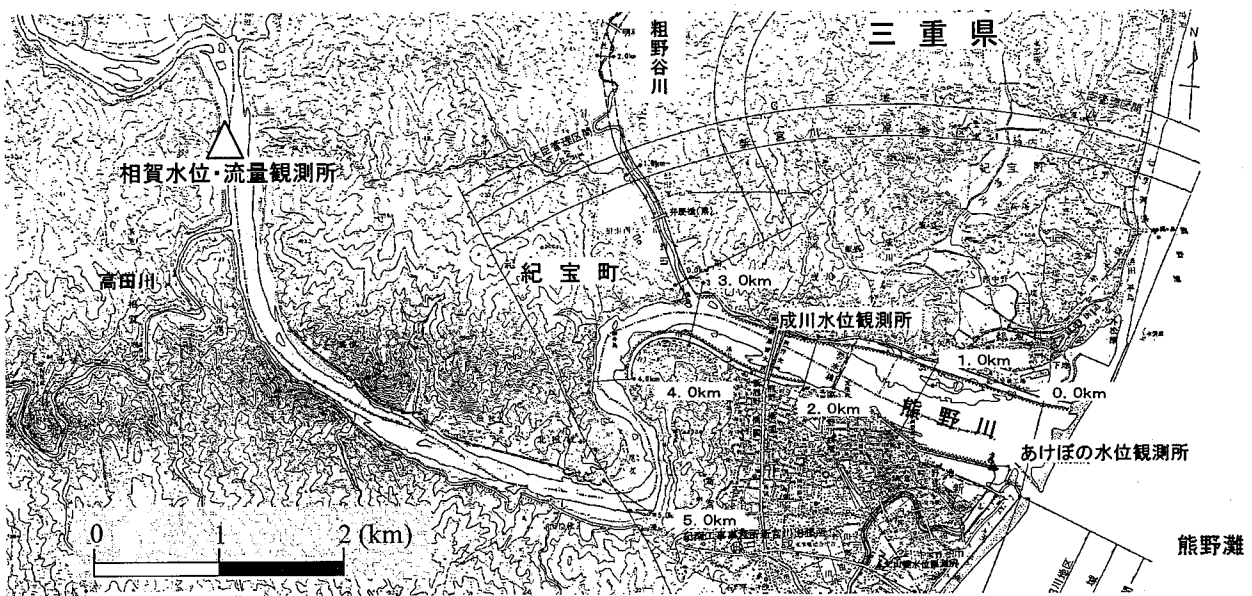


図-3 熊野川河口付近の平面図

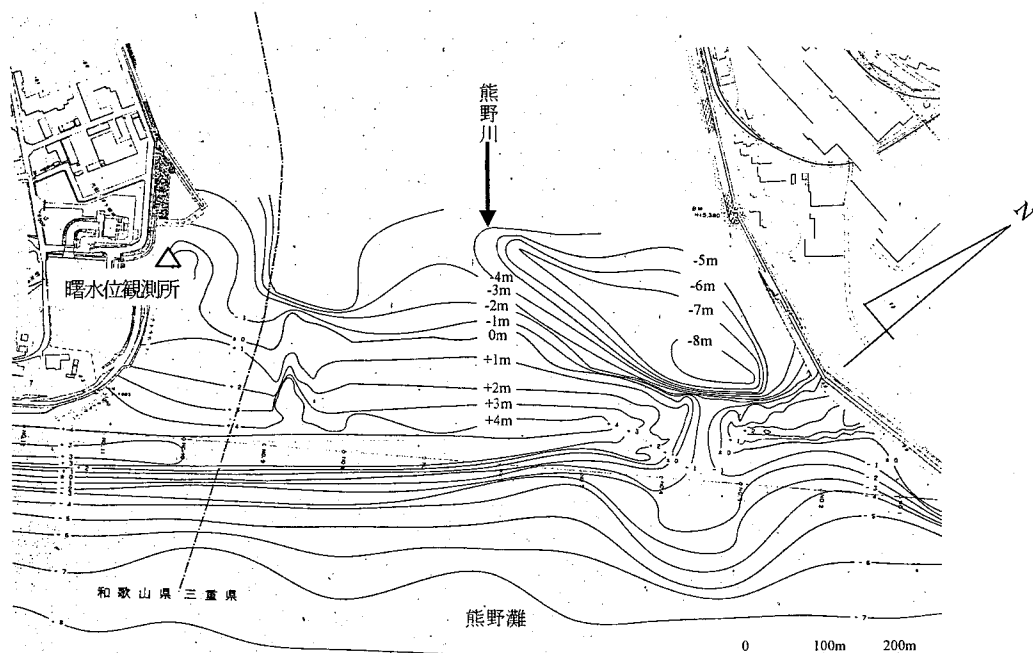


図-4 熊野川河口砂州等高線図¹⁾ (平成9年2月測量)

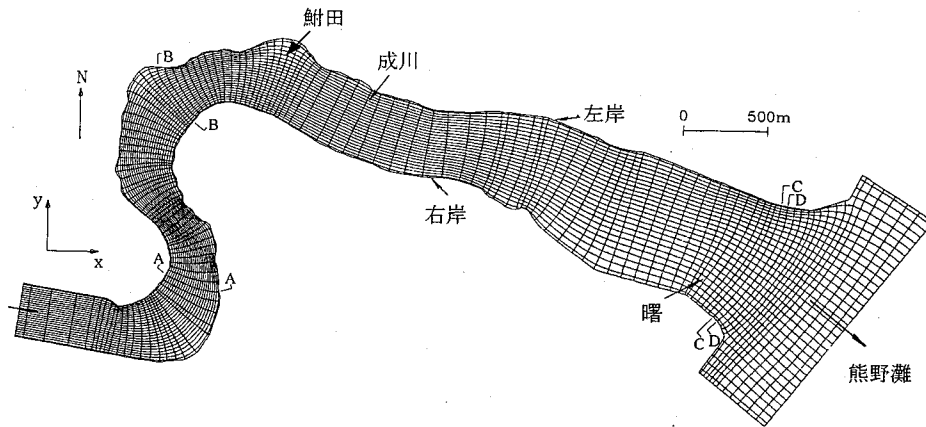


図-5 数値解析に用いた計算格子

表-1 水路実験および数値解析に用いた水理条件

	30000m ³ /sに到達する時間 (hr.)	河口砂州最高河床位 (m)	河床材料	備考
Case 1	-	4.2	混合砂	平成9年7月の再現計算
Case 2	144	4.2	混合砂	
Case 3	72	4.2	混合砂	
Case 4	36	4.2	混合砂	
Case 5	18	4.2	混合砂	
Case 6	9	4.2	混合砂	
Case 7	18	3.0	混合砂	
Case 8	18	3.0	混合砂	
Case 9	18	4.2	一様砂	

大峰山系大台ヶ原に発し、途中、北山川、十津川、粗野谷川、河口部で市田川などの支川を合流して熊野灘に至る。流域面積は2355km²、幹川流路は158km、相賀地点の計画高水流量は19000m³/sの一級河川である。流域平均の年間降水量は3000mmを越えることが多く、上流部に到っては4000mmを記録することも少なくない。

図-3に本研究の対象区間である熊野川河口付近の平面図を示す。対象区間の主な特徴は、河口から3.0km～5.2km上流に位置する2ヶ所の蛇行部と河口部に存在する河口砂州である。

図-4は平成9年2月に行われた測量調査に基づいて作成された熊野川河口部の等高線図¹⁾である。河口砂州の開口幅は約80mと非常に狭く、川幅約850mの一割前後である。平成9年では、左岸寄りに開口部が位置している。開口部の平面位置は年々変化しており、河道の滞筋（右岸側）位置とは無関係のようであり、沿岸漂砂や洪水による砂州のフラッシュ作用の結果（開口位置や規模等）によってその位置が定まっているようである。

3. 解析方法

3.1 解析条件

解析領域は、熊野川河口から上流へ約5.8kmの区間であり、国土交通省の管理区間である。計算格子を図-5に示す。計算格子は、流れ方向に142分割、横断方向に27分割したものをを用いる。座標系は境界適合型の直交曲線座標系を用いる。

解析条件は表-1に示すCase 1からCase 9までの9種類

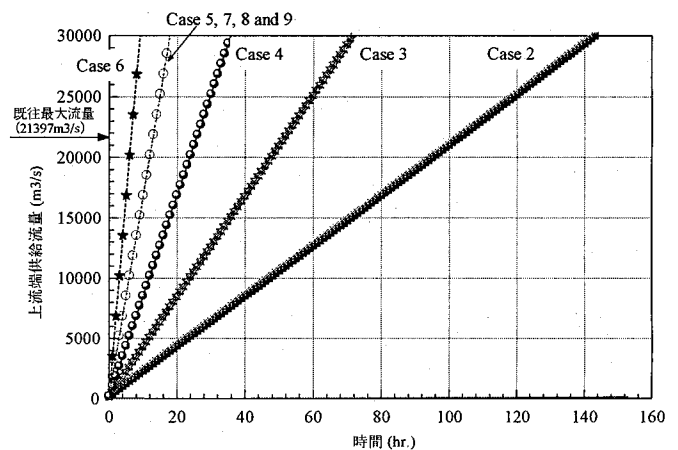


図-6 解析に用いた上流端供給流量の時間的変化

である。Case 1は、本解析法の有効性を検討したものであり、平成9年7月25日～27日に発生した洪水時の流況を再現したものである。河道形状は平成2年3月、河口砂州の形状は平成9年3月の実測値を用いる。河口から上流へ約9kmに位置する相賀地点の観測水位を元に既存の水位・流量曲線から得られた流量を、計算領域上流端からの供給流量として与える。計算領域下流端の水位は、河口から約20km南に位置する浦神港における観測潮位を与える。

Case 2からCase 9は、河口砂州直上流の洪水時の水位変動特性を明らかにしようとしたものである。これらの内、Case 2からCase 6は、洪水流量の時系列特性と河口砂州直上流の水位変動特性との関係を検討したものである。洪水流量の時系列特性として、ここでは流量の時間的な増加率を考える。図-6にCase 2からCase 6における上流端供給流

量を示す。前述したように、河口砂州を有する河道では、洪水ピーク流量到達時もしくは到達前に河口部での水位が最高となるため、流量の増加過程のみを考える。これらは、最大流量の $30000\text{m}^3/\text{s}$ に到達するまでの時間を、それぞれ、144 時間、72 時間、36 時間、18 時間、9 時間としたものであり、流量が線形的に増加する場合を考える。熊野川における既往最大の流量は、相賀観測所で昭和 50 年 8 月 23 日に記録した $21797\text{m}^3/\text{s}$ であり、本解析条件はこれを含んだものとなっている。なお、流量の時間的な増加率の違いによる影響のみを検討しているため、最大流量は既往最大流量以上の適当な値として $30000\text{m}^3/\text{s}$ を設定している。相賀地点において実測された既往の洪水における流量の時間的な増加率は、 $30000\text{m}^3/\text{s}$ に達するまでの時間に換算すると約 18 時間から 140 時間の間にあり、対象とした流量の時間的な増加率は実際に観測される値と同程度となっている。Case 1 と同様に、河道形状は平成 2 年 3 月、河口砂州の形状は平成 9 年 2 月に行われた測量結果に基づいて与える。下流端の水位は潮位変動を考えず、浦神港における観測潮位の平均値である 0.37m を時間的に変化させずに与える。これは、河口砂州直上流の水位変動と洪水流量の時系列特性との関係を明確にするためである。

Case 7 と Case 8 は、河口砂州における河床位の高さが、河口砂州直上流の水位変動特性に与える影響を検討したものである。Case 7 と Case 8 の各水理条件は、Case 5 と同一であり、河口砂州の高さのみが異なる。Case 5 は河口砂州の最高河床位が 4.2m 程度であるが、Case 7 と Case 8 は、それぞれ、河床位が 3m 以上、 2m 以上の地点について、河床位を 3m 、 2m としたものである。

Case 1～Case 8 に用いた河床材料の粒度分布の初期条件を図-7 に示す。粒度分布は、平成 8～10 年に実施された現地調査結果に基づいて決定しており、空間的に変化させている。つまり、河口から 3.0km ～ 5.2km の弯曲外岸、弯曲内岸、弯曲から河口まで、河口砂州右岸側、河口砂州開口部と 5 種類の粒度分布を与える。それぞれの平均粒径は、 35mm 、 1.8mm 、 25mm 、 5.9mm 、 15mm である。これらの粒度分布は、5 つの場所のそれぞれに対して数 10 箇所の河床材料を採取し、得られた材料の平均粒度分布を与えている。なお、洪水ではウオッシュロード形態で微細土砂も流送していると予想されるが、図-7 に示すように河床材料中には見られなかったため、これらを解析に含めていない。数値解析においては、これらの粒度分布を 10 の粒径階に分けて計算を行う。Case 9 は、河床材料を平均粒径 5.9mm の一様砂として扱った解析である。本解析では、河床材料を混合砂として取り扱っているが、既存の河口砂州フラッシュに関する数値解析は一様砂を対象としたものがほとんどである^{2)～8)}。しかし、河口砂州のフラッシュは河床の侵食過程であり、侵食に伴い河床材料が粗粒化する。そのため、河床材料を一様砂として扱うことにより、侵食量は多く見積もられる可能性がある。Case 9 では、河床材料が粒度分布を持たないことにより、砂州の侵食量にどの程度の違いが発生するかを明らかにするとともに、侵食量の違いが、砂州直上流の水位変動特性にどのような影響を与えるか

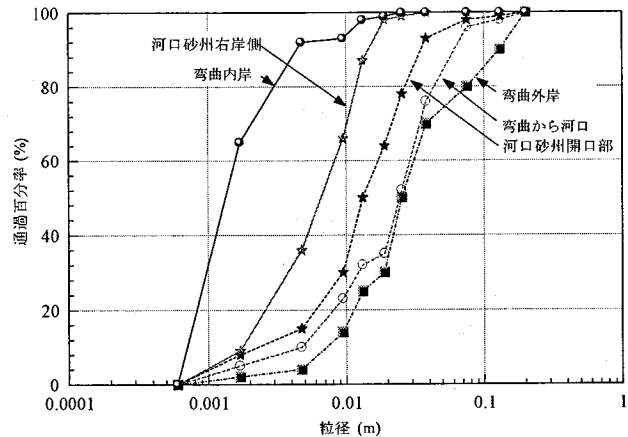


図-7 解析に用いた河床材料の粒度分布

を検討したものである。

全ての解析において、上流端からの給砂は、掃流砂の形態で上流端の河床位が変化しないように与えている。

3. 2 数値解析法

流れの計算には、以下に示す直交曲線座標系における水深平均された平面二次元流れの支配方程式を用いる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{J} \left[\frac{\partial}{\partial \xi} (uhg_{22}) + \frac{\partial}{\partial \eta} (vhg_{11}) \right] = 0 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial t} (hu) + \frac{1}{hJ} \left[\frac{\partial}{\partial \xi} (g_{22}hu^2) + \frac{\partial}{\partial \eta} (g_{11}huv) \right] \\ & + \frac{uv}{J} \frac{\partial g_{11}}{\partial \eta} - \frac{v^2}{J} \frac{\partial g_{22}}{\partial \xi} = -\frac{g}{g_{11}} \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} - \frac{\tau_\xi}{\rho h} \\ & + \frac{1}{hJ} \left[\frac{\partial}{\partial \xi} (g_{22}h\sigma_1) + \frac{\partial}{\partial \eta} (g_{11}h\tau_{21}) \right] + \frac{\tau_{12}}{J} \frac{\partial g_{11}}{\partial \eta} - \frac{\sigma_2}{J} \frac{\partial g_{22}}{\partial \xi} \quad (2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial t} (hv) + \frac{1}{hJ} \left[\frac{\partial}{\partial \xi} (g_{22}huv) + \frac{\partial}{\partial \eta} (g_{11}hv^2) \right] \\ & + \frac{uv}{J} \frac{\partial g_{22}}{\partial \xi} - \frac{u^2}{J} \frac{\partial g_{11}}{\partial \eta} = -\frac{g}{g_{22}} \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} - \frac{\tau_\eta}{\rho h} \\ & + \frac{1}{hJ} \left[\frac{\partial}{\partial \xi} (g_{22}h\tau_{12}) + \frac{\partial}{\partial \eta} (g_{11}h\sigma_2) \right] + \frac{\tau_{21}}{J} \frac{\partial g_{22}}{\partial \xi} - \frac{\sigma_1}{J} \frac{\partial g_{11}}{\partial \eta} \quad (3) \end{aligned}$$

ここに、 t は時間、 ξ および η は、それぞれ流下方向および横断方向の座標、 ζ は水位、 h は水深、 u および v は、それぞれ流下方向および横断方向の水深平均流速、添え字の付いていない g は重力加速度、 z_b は河床位、 τ_ξ は ξ 方向の河床せん断力、 τ_η は η 方向の河床せん断力であり、水深平均流速により以下のように表す。

$$\tau_\xi = \tau_b \frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}}, \quad \tau_\eta = \tau_b \frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \quad (4-1)$$

$$\frac{\tau_b}{\rho} = \frac{n^2 g}{h^{4/3}} (u^2 + v^2) \quad (4-2)$$

ここに、 n はManningの粗度係数であり、表-2に示すように空間的に変化させており、下流域よりも上流域の方を大きくしている。またヤコビアン J は、以下のように求められる。

$$J = g_{11} g_{22} \quad (5-1)$$

$$g_{11} = \sqrt{\left(\frac{\partial x}{\partial \xi}\right)^2 + \left(\frac{\partial y}{\partial \xi}\right)^2} \quad (5-2)$$

$$g_{22} = \sqrt{\left(\frac{\partial x}{\partial \eta}\right)^2 + \left(\frac{\partial y}{\partial \eta}\right)^2} \quad (5-3)$$

$\sigma_1, \sigma_2, \tau_{12}$ および τ_{21} は、以下の関係により評価される。

$$\frac{\sigma_1}{\rho} = 2v \left(\frac{1}{g_{11}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{J} \frac{\partial g_{11}}{\partial \eta} \right) \quad (6-1)$$

$$\frac{\sigma_2}{\rho} = 2v \left(\frac{1}{g_{22}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{u}{J} \frac{\partial g_{22}}{\partial \xi} \right) \quad (6-2)$$

$$\frac{\tau_{12}}{\rho} = \frac{\tau_{21}}{\rho} = v \left(\frac{1}{g_{11}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{1}{g_{22}} \frac{\partial u}{\partial \eta} - \frac{u}{J} \frac{\partial g_{11}}{\partial \eta} - \frac{v}{J} \frac{\partial g_{22}}{\partial \xi} \right) \quad (6-3)$$

ここに、 v は渦動粘性係数であり、以下のように評価される。

$$v = \frac{\kappa}{6} u_* h \quad (7)$$

ここに、 u_* は摩擦速度である。

河床材料は、非粘着性材料として取り扱う。河床位の時間的な変化は混合砂を対象とした以下の河床位方程式により求める。

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{1}{J(1-\lambda)} \sum_{i=1}^{N_f} \left(\frac{\partial g_{22} q_{b\zeta k}}{\partial \xi} + \frac{\partial g_{11} q_{b\eta k}}{\partial \eta} \right) = 0 \quad (8)$$

ここに、 N_f は粒径階の数である。 λ は砂の間隙率である。 $q_{b\zeta k}$ と $q_{b\eta k}$ は、それぞれ、粒径階 k の流下方向および横断方向の流砂量である。流砂は掃流砂のみを対象とし、芦田・道上式⁹⁾により流砂量を算出し、芦田・江頭・劉¹⁰⁾と同様に、河床の局所的な勾配が流砂ベクトルに及ぼす影響を考慮している。さらに、水深平均流速の流線の曲率(r)から河床近傍の流速を予測し、流砂の方向を決定する際に用いる。流線の方向および流線に直角方向の河床近傍の流速は以下のようなものである。

$$u_{bs} = 8.5u_*, \quad v_{bs} = -N_* \frac{h}{r} u_{bs} \quad (9)$$

ここに、 N_* はEngelund¹¹⁾と同様の7.0を用いている。従って、流線と ξ 軸のなす角度(α)、流線と河床近傍の流速のなす

表-2 数値解析に用いたマニングの粗度係数

河口から 0.2km 上流まで	河口から 0.2km より上流
0.024	0.027

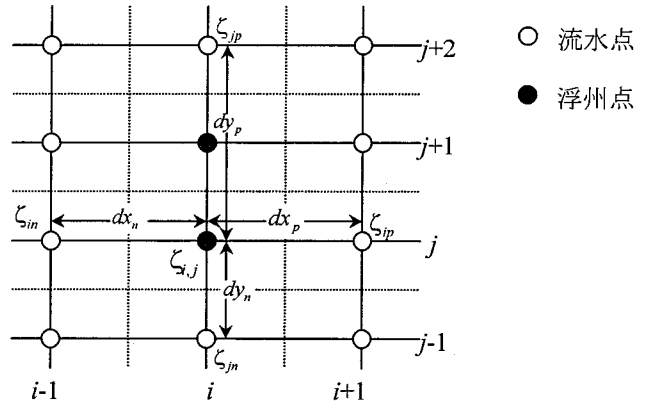


図-8 浮州地点の水位計算に用いる各変数
角度(β)は以下のものである。

$$\tan \alpha = \frac{v}{u}, \quad \tan \beta = \frac{v_{bs}}{u_{bs}} \quad (10)$$

これらより、 ξ および η 方向の河床近傍の流速を求める。局所的な河床勾配は、永瀬・道上・檜谷¹²⁾の研究を参考に、安息角よりも小さくなるように補正している。

河床材料の粒度分布の予測には、平野¹³⁾による交換層の概念を発展させた芦田・江頭・劉¹⁰⁾による方法と同様の方法を用いる。つまり、河床洗掘時における交換層内の粒径階 k の含有率 f_{mk} は、以下の関係より求められる。

$$E_m \frac{\partial f_{mk}}{\partial t} + f_{ik} \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{1}{J(1-\lambda)} \left(\frac{\partial g_{22} q_{b\zeta k}}{\partial \xi} + \frac{\partial g_{11} q_{b\eta k}}{\partial \eta} \right) = 0 \quad (11)$$

ここに、 E_m は交換層の厚さ、 f_{ik} は交換層下層の遷移層における粒径階 k の含有率である。

河口砂州の河床位の高い領域は、平水時に浮州となる。浮州においては、流れの支配方程式が成り立たないため、特別な取り扱いが必要である。本解析では、次のように取り扱う。まず、以下の条件を満たしたとき、その計算点を浮州と判定する。

$$h_{i,j} \leq d_{m,i,j} \quad (12)$$

ここに、 i および j は、それぞれ、流下方向および横断方向の計算格子番号、 d_m は河床材料の平均粒径である。式(12)の条件の適用性については検討が必要であるが、浮州判定の一般的な閾値を決めることは非常に困難なため、ここでは、式(12)を便宜的に用いる。浮州地点における各水理量は、以下のように与える。

$$h_{i,j} = d_{m,i,j} \quad (13)$$

$$u_{i+\frac{1}{2},j} = u_{i-\frac{1}{2},j} = v_{i,j+\frac{1}{2}} = v_{i,j-\frac{1}{2}} = 0 \quad (14)$$

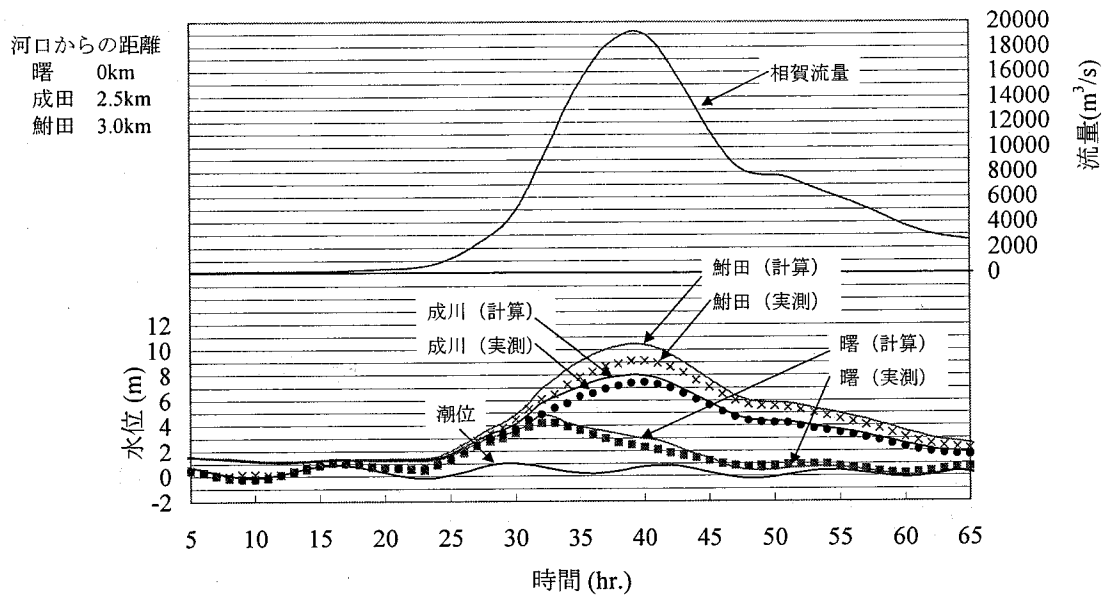


図-9 実測水位と計算水位の比較 (Case 1)

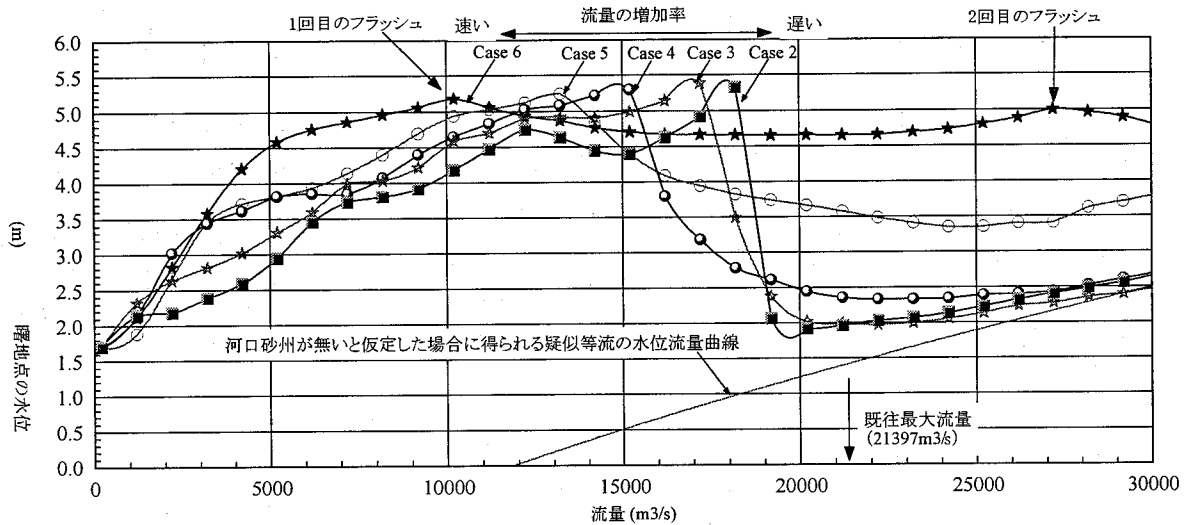


図-10 洪水流量の時間的増加率が異なる Case 2～Case 6 における河口砂州直上流の水位と流量の関係

$$\zeta_{i,j} = \frac{\zeta_{ip} + \zeta_{in} + \zeta_{jp} + \zeta_{jn}}{\frac{1}{dx_p} + \frac{1}{dx_n} + \frac{1}{dy_p} + \frac{1}{dy_n}} \quad (15)$$

ここに、 dx と dy は浮州地点から最も近い水域地点までの x と y 方向の距離である。それぞれの添え字は、図-8 に示すように、変数の平面的な位置を示している。水深に関しては、計算の都合上、平均粒径を与えているが、浮州周辺の流速をゼロとしているため、実質的には意味がない。水位は、縦横断の 4 方向それぞれにおいて、最も近い流水地点を検索し、それらの点の水位から内挿している。このようにして計算された水位が、河床位と平均粒径の和より大きくなったときに、浮州の消滅と判断し、流水の計算を再開する。

4. 結果と考察

4. 1 平成9年7月に発生した洪水の再現計算

図-9 は、曙地点（河口から 0km 上流）、成川地点（河口から 2.5km 上流）、鮎田地点（河口から 3km 上流）の洪水時の水位変動を計算値と実測値について比較したものである。図によると、成川、鮎田と上流に進むに従って、計算水位が実測値よりも高くなっているが、ここで対象としている河口砂州直上流に位置する曙地点の水位は、実測値を良く再現しており、河口砂州直上流の水位変動を検討するには十分と考えられる。

4. 2 河口砂州直上流の水位変動と洪水流量の時系列特性との関係

洪水流量の時間的増加率が異なる Case 2～Case 6 における河口砂州直上流の水位と流量の関係を図-10 に示す。図-10 には、参考のために、河口砂州が無いと仮定した場合に得られる疑似等流の水位流量曲線も併記している。

砂州のフラッシュにより急激な水位の低下が見られるときの流量、水位の上昇過程などについては、各条件によって違いが見られるものの、最高水位はどの条件においてもほぼ同じ値（約 5.3m）となっている。つまり、洪水時の

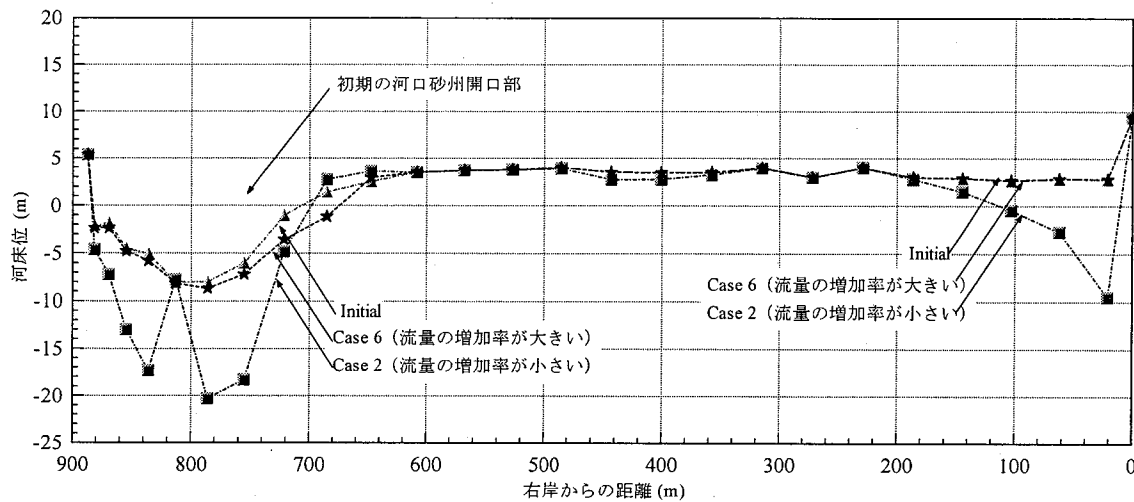


図-11 砂州フラッシュ開始時の河口砂州の横断形状

表-3 洪水中における基準水深以上の継続時間 (hr.)

基準水深	Case 2	Case 3	Case 4	Case 5	Case 6
7.0m	57.6	26.4	14.4	11.4	7.8
7.5m	43.2	21.6	8.4	4.8	8.1
8.0m	9.6	16.8	6.0	3.6	6.9

河口砂州直上流の最高水位は、洪水流量の時間的増加率にほとんど依存しないことがわかる。これは、砂州のフラッシュは、砂州上の水深が増加して流砂が発生し始める程度の水深となると急速に進行するためと考えられる。これらの結果は、堤防の天端からの越水による洪水への危険度は、洪水の時系列特性とはほぼ無関係であることを示す。ここで、本解析では砂州への浸透流を考慮していない。そのため、洪水流量の時間的増加率が小さい場合については、浸透流によって砂州の変形が速く進行し、越水による洪水への危険度は低くなると予想される。

図-10 を見ると、流量の増加率によって最高水位に達する時の流量が異なっている。これは、初期の河口砂州開口部が侵食される時間スケールと洪水流量の増加による水位上昇の時間スケールとの関係が Case 2 から Case 6 の間で大きく変化していることを示している。Case 2 などのように緩やかに流量が増加する条件では、洪水流量の増加による水位上昇の時間スケールに対して、初期の砂州開口部が侵食される時間スケールが非常に大きい。これに対して、Case 6 などのように速やかに流量が増加する条件では、洪水流量の増加による水位上昇の時間スケールと初期の河口砂州開口部が侵食される時間スケールが同程度となるため、水位の上昇が速やかとなる。図-11 に砂州フラッシュ開始時の河口砂州の横断形状を示す。図によると、緩やかに流量が増加する Case 2 の方が、急激に流量が増加する Case 6 に比べ、初期の砂州開口部が侵食されていることがわかる。つまり、Case 2 のように、緩やかに流量が増加する場合は、流量の増加に伴って、河口砂州開口部周辺の河床が侵食されるが、流量が急激に増加する場合は、河口砂州開口部周辺の河床が侵食される前に砂州天端からの越流が開始されるので、小流量で砂州のフラッシュが開始されることがわかる。

次に、砂州フラッシュ後の水位の変動特性について考え

る。砂州フラッシュ後の水位の変動特性は、洪水流量の増加率により、大きく異なることがわかる。つまり、流量の増加率が小さい条件は、流量の増加率が大きい条件に比べ、砂州フラッシュ後の水位が低くなることがわかる。これは、河口砂州フラッシュ時の流量の違いによるものである。緩やかに流量が増加する条件では、河口砂州フラッシュ時の流量が大きいため、急激に河口砂州を侵食する。一方、流量の増加率が大きい条件では、フラッシュ時の流量が小さいため、河口砂州フラッシュ時の侵食も少ない。そのため、一度のフラッシュでは、水位を下げるには不十分であり、Case 6 のように、1 回目のフラッシュが約 $11000\text{m}^3/\text{s}$ で発生した後、2 回目のフラッシュが約 $28000\text{m}^3/\text{s}$ で発生することとなる。

最後に、高水位継続時間について考える。熊野川の堤体に関する土質的なデータが十分でないため、洪水の浸透による堤体の破壊条件を明確に示すのは不可能である。そこで、洪水開始からピーク流量に到達するまでに、水深がある基準水深以上継続する時間について考える。表-3 は、河口砂州直上流における水深が、7.0m, 7.5m, 8.0m 以上継続する時間を、Case 2～Case 6 について示している。ここで、対象地点である河口砂州直上流の河床位は、-3.34m であるため、基準水深を水位に換算すると、3.66m, 4.16m, 4.66m となる。これによると、基準水深 7.0m 以下では、洪水継続時間の長い（流量の増加率の小さい）条件の方が、高水位継続時間が長くなるが、基準水深 7.5m 以上となると必ずしもそのようにならない。つまり、基準水深 7.5m 以上では、Case 5 よりも Case 6 の方が、高水位継続時間が長くなり、基準水深 8.0m 以上では、それに加え、Case 2 よりも Case 3 の方が、高水位継続時間が長くなる。これは、図-10 に示すように、流量の増加率の違いにより、洪水中の砂州の侵食形態が異なり、砂州直上流の水位変動特性が異なるためである。

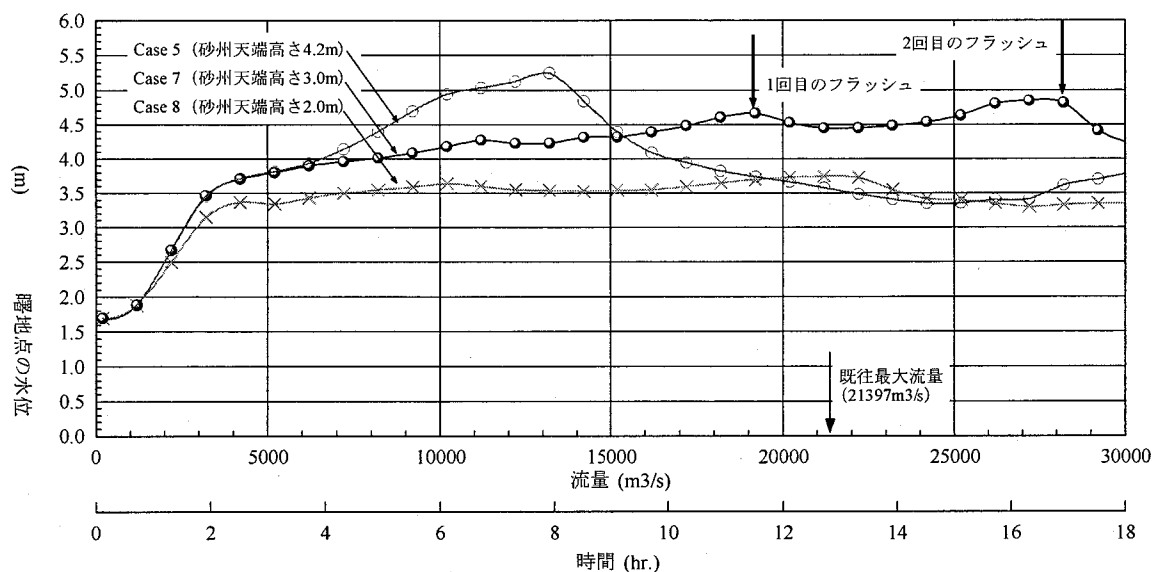


図-12 砂州天端高さの違いによる河口砂州直上流の水位変動の違い

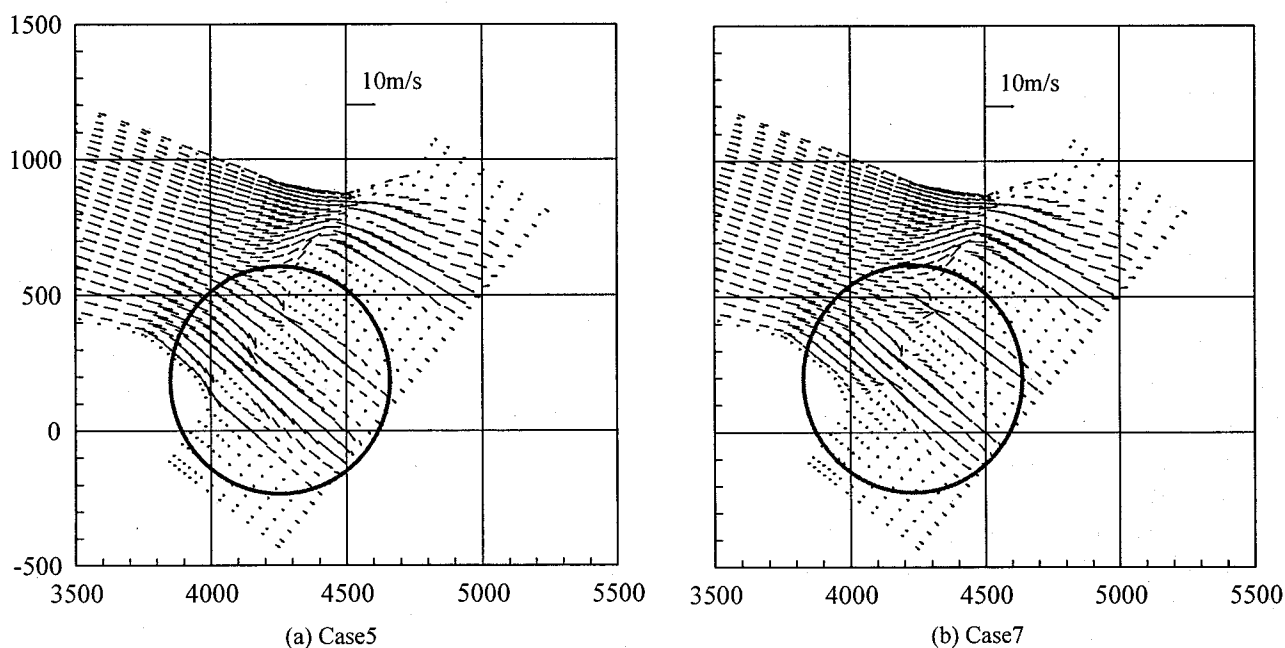


図-13 河口砂州フラッシュ時の河口部の流況

4.3 河口砂州直上流の水位変動と河口砂州高さとの関係

図-10によると、全ての解析条件において、砂州のフラッシュが開始される時に最高水位を記録していることを考えると、最高水位は、河口砂州の高さに依存すると考えられる。そこで、Case 7とCase 8として、河口砂州最高河床位を4.2mから3mと2mに低くして解析を行った。図-12は、Case 7とCase 8及びこれらと同一の水理条件であるCase 5における河口砂州直上流の水位変動を示している。これによると、Case 5では、河口砂州直上流の水位が5.2mだったものが、Case 7において4.8m、Case 8において3.8mに低下していることがわかる。つまり、河口砂州直上流の水位は、河口砂州の天端高さに強く依存することがわかる。また、Case 7では、1度目の砂州フラッシュ時では水位が十分に低下せず、2度目のフラッシュが約28000m³/sで発生している。これは、フラッシュ開始時の水位が異なることから

表-4 洪水中における基準水深以上の継続時間 (hr.)

基準水深	Case 5	Case 7	Case 8
7.0m 以上	11.4	16.2	2.4
7.5m 以上	4.8	12.6	0.0
8.0m 以上	3.6	2.4	0.0

らわかるように、Case 5とCase 7では、フラッシュが開始されるまでに砂州上流の河道に貯溜されている水量が異なることにより、フラッシュ時に砂州が侵食される量が異なるためと思われる。図-13は砂州フラッシュ時の河口部の流況を示している。砂州の高さの低いCase 7がCase 5より右岸側の砂州の越流が少なく、砂州フラッシュ規模が小さいことがわかる。

次に、高水位継続時間について考える。表-3と同様に、Case 5, 7, そして8における、洪水開始から洪水ピーク流量に到達するまでの間に河口直上流における水深が基準水深以上継続する時間について表-4に示している。これによ

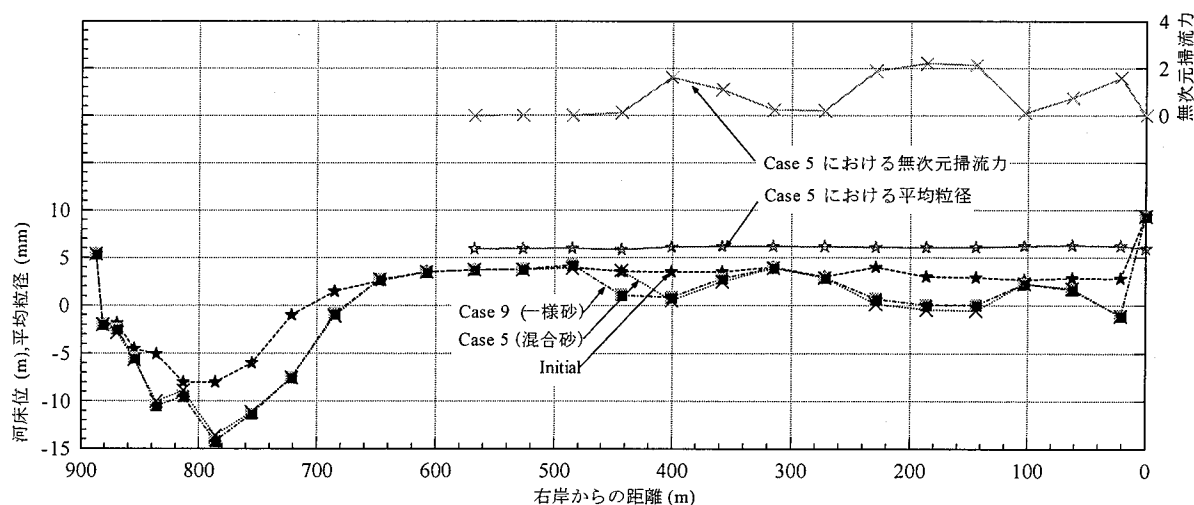


図-14 混合砂河床と一様砂河床における河口砂州フラッシュ後の河口砂州侵食状況の違い

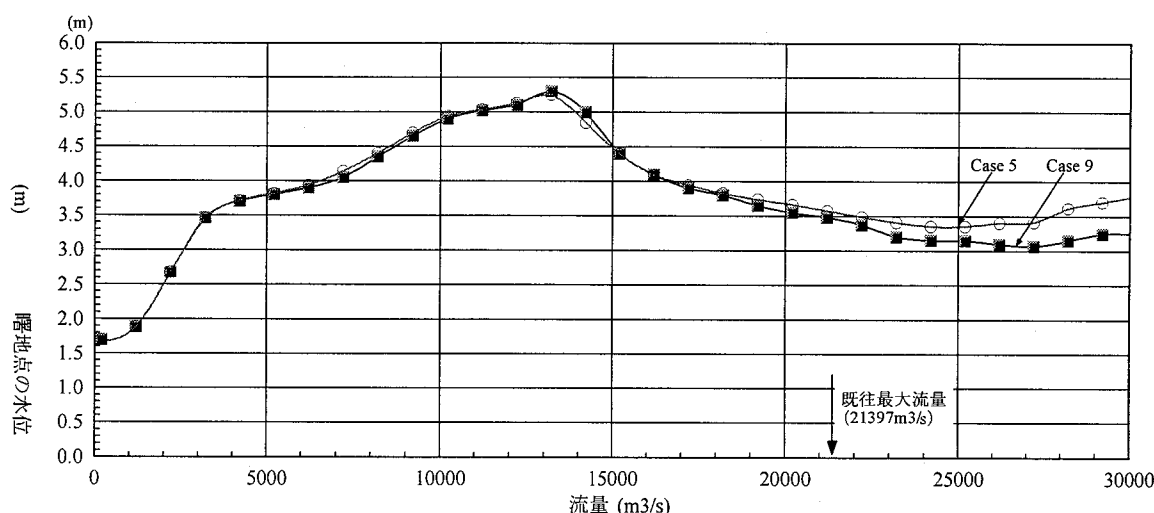


図-15 混合砂河床と一様砂河床における河口砂州直上流の水位と流量の関係

ると、7.0m 及び 7.5m 以上については、Case 5 より Case 7 の方が高水位の継続時間が長いことがわかる。これは、砂州高さが低い Case 7 では、砂州フラッシュ時に十分に砂州が侵食されないことにより、水位の低下が抑制されるためである。

上記の結果より、砂州高さを低くすることは、最高水位を低下させるには非常に有効であるが、高水位継続時間を長くするため、堤体への浸水に対しては不利となる場合があることがわかる。

4.4 河床材料の粒度分布が河口砂州の侵食量及び砂州直上流の水位変動に与える影響

これまでの解析では、河床材料を混合砂として扱っているが、ここでは、河床材料を一様砂とすることにより、砂州の侵食量及び砂州直上流の水位変動特性が、どのような影響を受けるかを検討する。

図-14 に、Case 5 と Case 9 における河口砂州フラッシュ後（計算開始から 9 時間後）の河口砂州の横断形状を示す。これによると、一様砂である Case 9 の方が、フラッシュによる開口面積が若干広いが、両者の差異は非常に小さい。同一水理条件による混合砂河床を対象とした Case 5 については、河床材料の平均粒径及び無次元掃流力の横断分布

も示しているが、フラッシュにより形成された開口部の粒度はほとんど粗粒化していない。これは、河床材料の粒度構成が粒径の小さいものに限られて一様化していることと、フラッシュ開口部への粗砂の供給がほとんど無いことが原因と考えられる。一般に、河口砂州は平水時に形成されるものであり、形成時の掃流力は小さい。掃流力が小さいと、河口砂州を形成する河床材料は小さい粒径に限定されることになる。図-7 に示すように、熊野川の河口砂州の河床材料においても弯曲外岸や弯曲から河口まで存在する粗砂は含まれていない。また、解析結果から、河口砂州における河床位は高いため、砂州フラッシュ時におけるフラッシュ開口部への上流からの粗砂の供給は非常に少ないと予想されるため、河床材料の顕著な粗粒化は発生しないものと考えられる。

図-15 に Case 5 と Case 9 における河口砂州直上流の水位変動を示す。図より、両者の差異は非常に小さいことがわかる。ただし、Case 9 の方がフラッシュ時の水位低下が若干速く、一様砂河床の方が侵食され易いことがわかる。

5. 結論

砂州による顕著な河口閉塞が見られる紀伊半島南東部

に位置する熊野川河口を対象として、洪水中における河口砂州直上流の最高水位及び高水位継続時間について、洪水の時系列特性と砂州高さに着目し、平面二次元流れによる数値シミュレーションにより検討した。本研究で得られた成果をまとめると以下のようになる。

- (1) 洪水中における河口砂州直上流の最高水位は、洪水流量の時系列特性にほとんど依存しない。
- (2) 洪水中における河口砂州直上流の高水位の継続時間は、低水位を基準とした場合、洪水継続時間の長い方（流量の増加率が小さい方）が、高水位継続時間が長くなるが、基準水深が高いと、洪水継続時間の短い方（流量の増加率が大きい方）が、高水位継続時間が長くなる条件が存在する。これは、流量の増加率の違いにより、フラッシュ時における砂州の侵食形態が異なるためである。
- (3) 洪水中における河口砂州直上流の最高水位は、河口砂州の天端高さに強く依存し、天端高さが高い方が最高水位は高くなる。
- (4) 洪水中における河口砂州直上流の高水位の継続時間は、河口砂州の天端高さに強く依存し、基準となる水深によっては、天端高さが低い方が、高水位継続時間が長くなる。これは、河口砂州の天端高さが低い方が必ずしも治水面で有利としないことを示す。
- (5) 微細土砂をほとんど含まない河口砂州の直上流の水位は、河床材料が粒度分布を有することによる影響をほとんど受けない。これは、河床材料の粒度構成が粒径の小さいものに限られていることと、フラッシュ時の開口部への粗砂の供給がほとんど無いことが原因と考えられる。

5. 謝辞

本研究は、平成12年度科学研究費補助金基盤研究（A）（研究代表者：田中仁）の助成を受けて行われた。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 国土交通省近畿地方整備局紀南工事事務所より提供。
- 2) 榎木亨, 出口一郎, 片上貴文: 河口流出砂の堆積形状に関する数値予測モデルと堆積形状に及ぼす河口処理工の影響, 第34回海岸工学講演会論文集, pp.377-381, 1987.
- 3) 芦田和男, 澤井健二, 謝正倫: 二次元水域への掃流砂の流出に伴う砂州の発達・変動過程に関する研究, 第31回水理講演会論文集, pp.731-736, 1987.
- 4) 芦田和男, 澤井健二, 謝正倫: 河口部における河川流出土砂による三角州の発達機構に関する研究, 第32回水理講演会論文集, pp.221-226, 1988.
- 5) 佐藤勝弘, 首藤伸夫: 洪水による河口砂州崩壊過程の数値計算, 海岸工学論文集, 第39巻, pp.396-400, 1993.
- 6) 桑原直樹, 田中仁, 佐藤勝弘, 首藤伸夫: 洪水による河口地形変化の数値計算—格子間隔, 掃流砂, 浮遊砂, 二次流の効果について—, 海岸工学論文集, 第42巻, pp.396-400, 1995.
- 7) 桑原直樹, 田中仁, 佐藤勝弘, 首藤伸夫: 洪水による河口堆積土砂侵食過程の数値シミュレーション, 水工学論文集, 第40巻, pp.953-958, 1996.
- 8) 山内健二, 田中仁: 河口水位に及ぼす河口砂州の影響, 海岸工学論文集, 第44巻, pp.441-444, 1997.
- 9) 芦田和男, 道上正規: 移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 第206号, pp.59-69, 1972.
- 10) 芦田和男, 江頭進治, 劉炳義: 二層モデルによる複断面河道の流れおよび河床変動の数値解析, 京大防災研究所年報, 第35号, B-2, pp.41-62, 1992.
- 11) Engelund, F.: Flow and Bed Topography in Channel Bends, Jour. of Hy. Div. ASCE, Vol. 100, No. HY11, 1974.
- 12) 永瀬恭一, 道上正規, 檜谷治: 狭窄部を持つ山地河川の河床変動計算, 水工学論文集, 第40巻, pp.887-892, 1996.
- 13) 平野宗夫: Armoringをともしう河床低下について, 土木学会論文報告集, 第195号, pp.55-65, 1971.

(2006年4月13日 受付)