

河口部における波浪による土砂移動モデルの開発

日本ミクニヤ株式会社 正会員 ○奥野裕明 鳥取大学大学院工学研究科 正会員 檜谷 治
 鳥取大学大学院工学研究科 正会員 梶川勇樹 鳥取大学大学院工学研究科 学生員 酒井 宏紀

1. はじめに

一般に、河道内の土砂は主として洪水時の河川流によって移動するが、日本海側に河口を持つ河川の河口部では、冬季の波浪の打ち込みによっても土砂移動が生じる。しかし、波浪による土砂移動に関しては、そのメカニズムの把握・再現が行われているものの未だ充分ではない。これは、河口部の波浪に着目した現地データが不足しており、計算の妥当性の評価が現段階では困難であること、また、海水と淡水の混在による密度流の発生等により複雑な流れが生じていることに起因する。そこで本研究では、河川流を対象に開発されてきた鉛直2次元流モデル¹⁾を改良し、波に関する水理実験に適用してモデルの再現性を検証するとともに、そのモデルを千代川河口部に適用して、河口部における波浪現地観測²⁾との比較とその土砂移動現象について検討した。

2. 流れおよび波浪の数値計算モデル

本研究で開発した数値計算モデルには、デカルト座標系においても滑らかに境界条件を課すことのできる FAVOR 法を基礎式内に導入し、渦動粘性係数の評価には標準型 $k-\epsilon$ 2 方程式モデルを採用した¹⁾。右段にその連続式および運動方程式をそれぞれ示す。ここに、 A_x, A_z : (x, z) 方向に垂直な断面で流体の占める面積率、 V : 任意の格子において流体の占める体積率、 u, w : (x, z) 方向の流速成分、 g : 重力加速度、 ρ : 流体の密度、 $P = p + 2/3k$ 、 p : 圧力、 k : 乱流エネルギー、 $\nu_e = \nu_t + \nu$ 、 ν_t : 渦動粘性係数、 ν : 分子粘性係数である。

運動方程式の差分化には、格子系に Collocated 格子を採用し、移流項に QUICK 法を、時間積分には Adams-Bashforth 法を適用した。圧力の算定には、Collocated 格子系における HSMAC 法を採用した。水深に関しては、鉛直2次元連続式を鉛直方向に積分した1次元連続式より算定した。境界条件として、下流端より流速を与え波の生成を行った。ただし、現段階では生成する波を規則波のみとした。波の生成には有限振幅波の摂動解を用い、Ursell 数 (式④) が 25 を境界として摂動解を切り替えた³⁾。

ここで、河口部を対象とする場合、河口内部では浅水変形に伴う砕波した波が打ち寄せる。そこで、砕波のモデル化に関しては、設定した波形補正角 β より大きな波形勾配が生じた場合、その波形補正角を保持するように水位の高い方から低い方へ瞬時に水塊をスライドさせ砕波による波高減衰を表現した (図-1)。

[鉛直2次元連続式] ... ①

$$\frac{\partial(A_x u)}{\partial x} + \frac{\partial(A_z w)}{\partial z} = 0$$

[鉛直2次元運動方程式] ... ②

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{1}{V} \left\{ \frac{\partial(A_x u u)}{\partial x} + \frac{\partial(A_z w u)}{\partial z} \right\} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{1}{V} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left\{ 2A_x \nu_e \frac{\partial u}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ A_z \nu_e \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \right\} \right]$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{1}{V} \left\{ \frac{\partial(A_x u w)}{\partial x} + \frac{\partial(A_z w w)}{\partial z} \right\} = g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{1}{V} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left\{ A_x \nu_e \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ 2A_z \nu_e \frac{\partial w}{\partial z} \right\} \right]$$

[1次元連続式] ... ③

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{\delta}^{\eta} u dz = 0 \quad \eta : \text{水位}, \delta : \text{河床位}$$

[Ursell 数] ... ④

$$u_r = \frac{gHT^2}{d^2} \quad H : \text{波高}, T : \text{周期}, d : \text{水深}$$

$u_r \leq 25$: Stokes 波第5次近似解
 $u_r > 25$: Cnoidal 波第3近似解

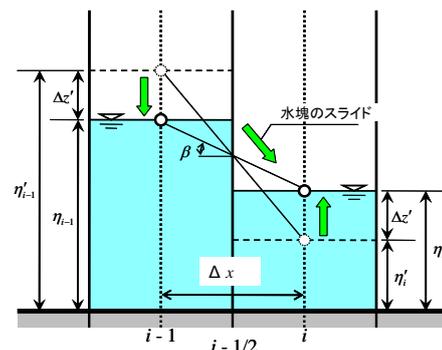


図-1 砕波時の波形補正について

3. 数値計算モデルの検証

まず、本数値モデルにおける波の造波機能について検証を行った。発生させた波は深海波・浅海波・極浅海波の3タイプである。検証方法は、一様水深における波の伝播を矩形の解析領域にて行い、摂動解と比較した。計算条件を表-1に、また、深海波の計算結果の水位時間変動を図-2に示す。図中には、それぞれ摂動解、造波境界、造波境界+1波長の地点の水位変動を示している。図より、造波後20秒程度経つと、計算結果は摂動解と良く一致していることが分かる。また、浅海波、極浅海波もこれとほぼ同様の結果となった。以上より、本数値モデルではこれらの規則波を扱うことができるモデルであることが確認できた。

次に、浅水変形と砕波への適用性について検証した。検証方法は、宮本⁴⁾らによる実験の再現計算により、実験結果との比較を行った。計算条件を表-2に、解析領域を図-3にそれぞれ示す。また、計算結果による水位の時間変動を図-4に示す。実線は計算値を、波線は実験値を示している。この計算値は、砕波補正角 β を25°に設定した場合の結果である。図より、計算値は実験値と良好に一致していることが分かる。ここで、波形補正角 β については、30°から徐々に小さくしていき、25°で実験結果と概ね一致していることが確認できた。したがって、以後は砕波補正角 β を25°として計算している。

次に、斜面上における波の遡上に対する適用性を検討するため、孤立波の遡上に関する再現計算を行った。ここでは、Synolakis⁵⁾による水理実験との比較によって本数値モデルの適用性を検討した。図-5に実験領域の概要を示す。解析領域は、実験と同様の領域で行い、図-5に示す水深 d_0 を0.40mとして計算を行った。計算条件を表-3に、計算結果を図-6($t=45'$)にそれぞれ示す。本数値モデルでは、実験で見られるような巻波を再現できないため、砕波時に若干のズレが見られたものの、図-6に示すように、遡上についてはその様子を良好に再現できていることが確認できた。

最後に、本数値モデルの地形変動への適用性を検証するため、松原ら⁶⁾による移動床実験を対象に検討を行った。図-7に松原らによる移動床実験の概要を示す。実験では、一様粒径0.2mmの砂を用いて勾配1/10

表-1 造波機能に関する計算条件

	深海波	浅海波	極浅海波
水深 d (m)	60.0	10.0	1.0
波高 H (m)	6.0	3.0	0.3
波長 L (m)	102.4	72.1	26.6
周期 T (sec)	8.007	8.007	8.007
水深/波長 d/L	0.586	0.139	0.038

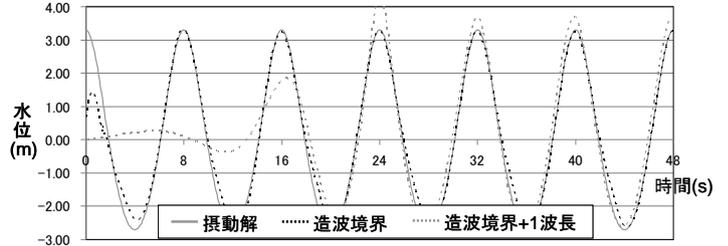


図-2 水位の時間変動 (深海波)

表-2 造波機能に関する計算条件

水深 d (m)	0.402	周期 T (sec)	50.0
波形	Cnoidal 波	Δx (m)	0.02
波高 H (m)	0.1272	Δz (m)	0.01
波長 L (m)	112.832		

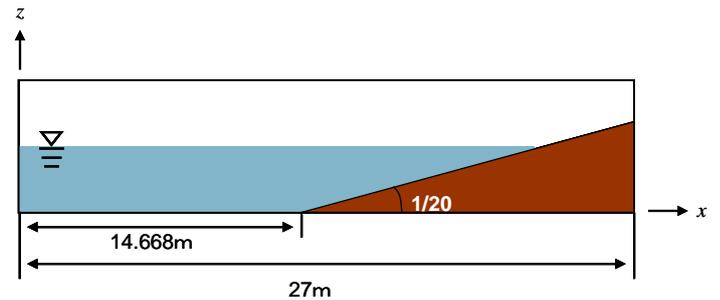


図-3 浅水変形・砕波に関する計算領域

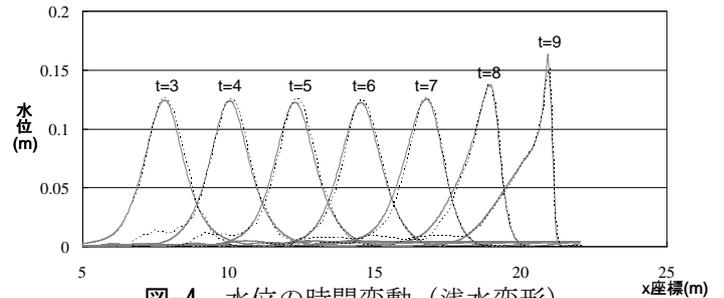


図-4 水位の時間変動 (浅水変形)

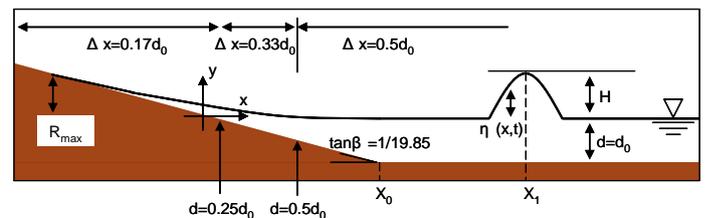


図-5 孤立波の遡上に関する実験

表-3 孤立波の遡上に関する計算条件

波高 H (m)	0.042	Δt (sec)	0.002
周期 T (sec)	36.0	Δx (m)	0.02
粗度係数 n	0.020	Δz (m)	0.01

の斜面を形成し、水路反対方向より造波装置により不規則波を10時間与え続けて、その後の地形変動を計測している。計算では、実験で得られた有義波と同様の規則波を発生させ、底面せん断力から得られる掃流砂量の1周期平均値を求めた。その1周期平均の掃流砂量分布から、地形変動への適用性について検討した。ここで、掃流砂量の算定には芦田・道上式を用いた。計算条件を表-4に、計算結果を図-8、図-9にそれぞれ示す。また、松原らの実験結果を図-10に示す。これらと比較すると、実験結果(図-10)において波による侵食を受けている領域($x = 3.1\text{m} \sim 4.5\text{m}$)では、計算結果においても冲向きの流れが計算できており(図-8)、掃流砂量分布も沖方向への土砂移動を示す結果となっている(図-9)。したがって、本数値モデルの波による地形変動解析への適用についても、十分可能であると考えられる。

以上の検証計算より、本数値モデルは規則波の造波、浅水変形と碎波、および孤立波の遡上が十分表現でき、さらに移動床モデルを組込むことによって、波による地形変動解析への適用も可能であるモデルであることが確認された。

4. 千代川河口部への適用

構築した数値モデルを千代川河口部に適用し、モデルの妥当性等を検証するため、まず、河口部にて冬季波浪の現地観測を試みた。観測方法等の詳細については文献2)に譲るとして、ここではその結果について述べる。観測場所は千代川河口0kmより上流0.27km地点であり、観測日時は2009年1月10日10時05分からの20分間で実施した。当時、ナウファス(国土交通省港湾局全国港湾海洋波浪情報網)によって沖(柴山)で観測された波は有義波高3.90m、有義波周期8.90秒であり、河口内部で観測された波は有義波高0.734m、有義波周期6.654秒という結果であった。

この観測結果を対象に、本数値モデルを千代川河口部に適用して再現計算を試みる。対象とした現地地形は、千代川河口部をモデル化したものである。計算条件とその解析領域を表-5および図-11にそれぞれ示す。表-5に示す波高・波長等の計算条件は、波浪観測を行った2009年1月10日にナウファスによって沖(柴山)で観測された値である。

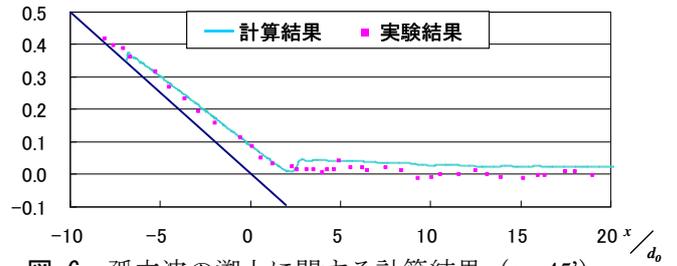


図-6 孤立波の遡上に関する計算結果 ($t = 45^{\circ}$)

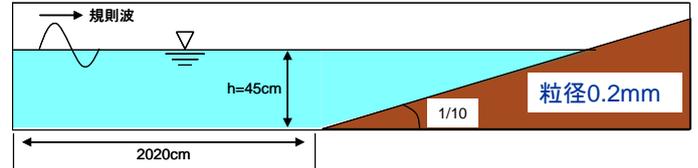


図-7 波による侵食実験(段田ら¹⁾)

表-4 波による侵食実験に関する計算条件

波高 H (m)	0.064	Δt (sec)	0.02
周期 T (sec)	0.863	Δx (m)	0.02
粗度係数 n	0.020	Δz (m)	0.01

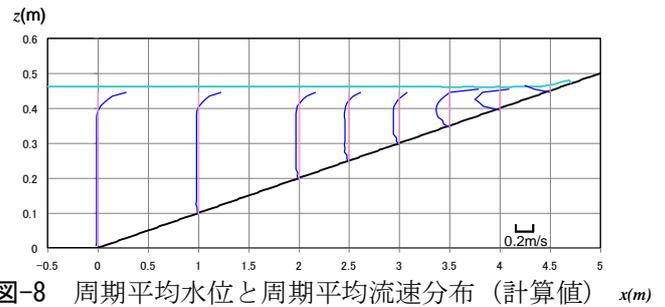


図-8 周期平均水位と周期平均流速分布(計算値)

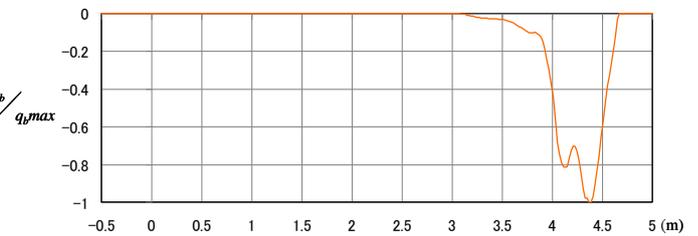


図-9 周期平均掃流砂量の縦断分布(計算値)

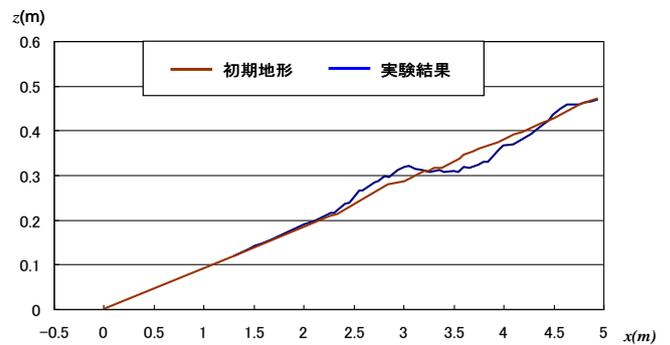


図-10 松原らによる実験結果

表-5 千代川河口部に関する計算条件

波高 H (m)	3.90	Δt (sec)	0.02
波長 L (m)	90.62	Δx (m)	1.00
周期 T (sec)	8.90	Δz (m)	0.25
粗度係数 n	0.020		

計算結果として、図-12 に波高分布を、図-13 に 1 周期平均の掃流砂量分布をそれぞれ示す。ここで、これらの図に示す 0m 地点は、河川と海域の境界を示しており、河川側を正として表示している。図-12 より、現地で波浪観測を行った 0.27km 地点での波高は約 0.6m であり、観測値 (0.734m) と近い結果となっている。また、図-13 より、掃流砂量は -200m 地点から急激に岸方向流砂量が上昇し、約 100m 地点から減少傾向にある。すなわち、-200m ~ -100m 区間は侵食傾向にあり、侵食された土砂は岸方向に運ばれて、-100m ~ 0m に堆積する。この結果は、冬季波浪による河口閉塞と同様の現象を予測しており、また、本数値モデルに移動床モデルを導入することで、河口部における波と流れ両者による土砂移動現象を計算することができるものと考えられる。

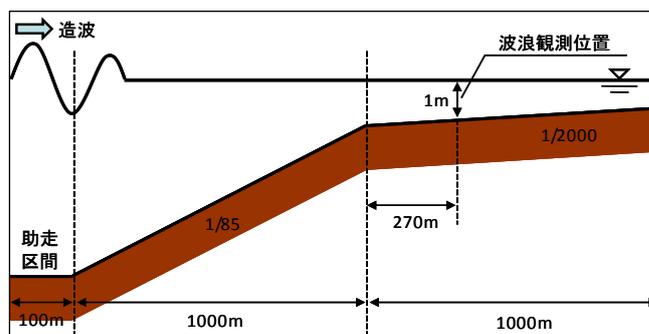


図-11 千代川河口部のモデル地形

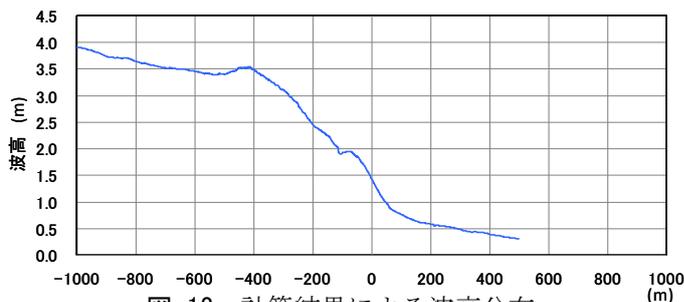


図-12 計算結果による波高分布

5. おわりに

本研究では、従来河川を対象として開発されてきたモデルを海岸領域に適用可能なモデルへと改良し、千代川河口部における土砂移動現象について検討を行った。その結果、本数値モデルにより、一般的な海岸における波浪を再現することができ、また、土砂移動現象についても計算可能であることが確認できた。特に、千代川河口部を対象とした計算では、冬季波浪による河口閉塞の状況を予測し得るモデルであることが示された。

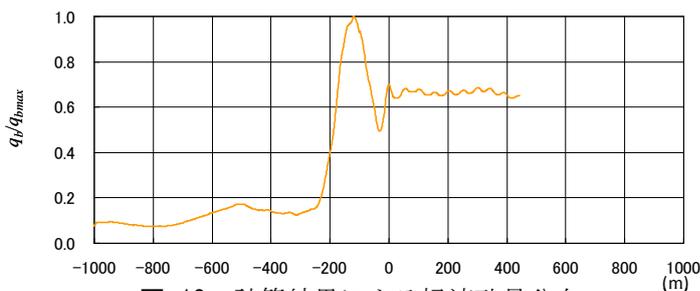


図-13 計算結果による掃流砂量分布

しかしながら、本研究では掃流砂のみを対象としたのに対し、実現象としては浮遊砂による土砂移動が卓越しているものと考えられる。したがって、今後は浮遊砂の移動モデルを導入し、河口部での土砂移動現象を検討していく予定である。

【参考文献】

- 1) 梶川勇樹, 檜谷治: 幅水深比の小さな一様弯曲水路における砂堆発生時の局所流に関する 3 次元数値計算, 水工学論文集, 第 53 巻, pp.883-888, 2009.
- 2) 堀江航, 檜谷治, 酒井宏紀: 千代川河口部における冬期波浪の現地観測, 第 61 回土木学会中国支部研究発表会発表概要集, 2009.
- 3) 秋山実, 浜野明千宏: 数値波動水路の開発, 富士総研技報, Vol.7, No.1, pp.4-15, 2000.
- 4) 宮本恭交, 長尾昌朋・新井信一・上岡充男: 孤立波砕波の水面形と流速分布の可視化計測, 海岸工学論文集, 第 46 巻, pp.131-134, 1999.
- 5) Synolakis, C.E.: Runup of solitary waves, J.Fluid Mech., Vol.185, pp.523-545, 1987.
- 6) 松原雄平, 黒岩正光, 段田雄一: 沿岸砂州の形成と移動に関する基礎的研究, 第 59 回土木学会中国支部研究発表会発表概要集, pp.105-106, 2007.