

等深線変化モデルによる3次元河口デルタ地形の発達・変形予測

宇多高明*・山形 宙**・松田英明**・赤松直博**

1. ま え が き

近年、河道内での砂利採取や、流域に造られたダムにより河川の流下土砂量が減少し、これによって冲向きに突出しつつあった河口デルタの発達が止まり、あるいは河口部の汀線が後退し始めるという現象が各地で観察されるようになった。このような問題に対処するためには、定性的な議論ではなしに、河川流下土砂の減少が河口周辺海岸の地形変化へ及ぼす影響について、定量的な意味から予測可能なモデルが必要である。このようなモデルには、従来から使われてきたモデルとして、汀線変化モデルがある（橋本，1975；Refaat・Tsuchiya, 1991；土屋ら，1995 など）。しかし、このモデルでは汀線変化の予測は可能であるが、海浜縦断面の変化や深い部分への土砂の落ち込みを予測することはできない。一方、近年、筆者らが開発を進めている等深線変化モデルは、このような点が予測可能であるために、ここではこのモデルの河口デルタの発達・消失過程への応用を試みる。

2. モデルの基本

等深線変化モデルの基本式については、すでに宇多・河野（1996）に示しているので省略し、ここではモデルの基本的な考え方について図-1を用いて述べる。等深線変化モデルは、もともと深浅測量データの分析法の一つとして等深線距離の時間的・空間的变化を調べる方法からヒントを得て開発されたものである。すなわち、等深線の時間的・空間的变化を調べると、バー・トラフのないような比較的海底勾配の急な海岸では、陸域の波のうちあげ帯から、波による地形変化の限界水深までの間の等深線の変化が、汀線の変化と密接な関係を有していることが見出されたことから、それらの間の関係式を導入すれば各等深線の変化の予測が可能と考え、図-1に模式的に示すように、沿岸漂砂量の水深方向分布を導入して、各等深線間の関係を結び付けたものである。この場合、沿岸漂砂量の岸沖分布を導入する方法では、汀線が移動することに分布形を岸沖方向に移動させねばなら

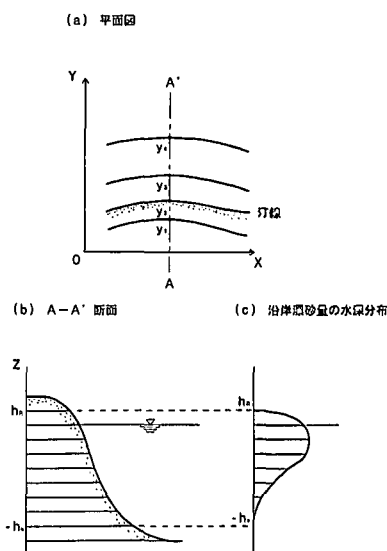


図-1 等深線変化モデルによる地形変化計算の模式パターン

ず、また鉛直方向の水深変化量が計算されたとしても、それを等深線の変化に結び付けるのに複雑な座標変換を伴うと考えられることから、この方法は採用していない。等深線変化モデルでは、地形変化は図-1に示すように、土砂が移動する限界高さ h_R から土砂が移動する限界水深 $-h_c$ の間で生じるとしているが、 h_R と h_c は、砕波波高の関数として与えるので、沿岸方向の波高分布の変化を容易に取り入れることができる。

宇多・河野（1996）では、ある等深線がオーバーハング状態になる場合の補正法を示した。このメカニズムは、重力の作用のもとで、海底面がより安定な形状になるよう、土砂が冲向きに移動することを意味している。したがって、計算上生じるオーバーハングの補正というよりも、海底勾配がある限界勾配を越えたとき、海浜縦断面の中で土砂収支を満足しつつ、その勾配が限界勾配を保ってプロファイルが変化する、と表現した方がよい。図-2には模式図を示すが、限界勾配を越えた部分の勾配を限界勾配に等しいと置き、BCとB'C'との交点をMとしたとき、四角形ABMB'とDCMC'の面積が等しいよ

* 正会員 工博 建設省土木研究所河川部長
** 日本建設コンサルタント(株)

浅で侵食が進み、三角形状に突出した等深線の形状が次第になだらかになっていく。この場合、波による地形変化の限界水深より深い場所に落ち込んだ土砂は、沿岸漂砂により再び動かされることがなく、そのままの形態を保つから、水深 h_c 以浅に侵食緩斜面が形成され、大きく突出していた汀線も沿岸方向になだらかになる。一方、図-3(e), (f) に示すように、2年後に河川流入土砂量を半減させたケース④の場合には、等深線は緩やかな前進傾向を有する。

(2) 海底勾配 1/10 の場合 (ケース②&⑤)

海底勾配 1/5 の場合と同様にして、図-4 にはケース②、⑤の計算結果を示す。ケース①、④との相違点は初期の海底勾配のみであり、その他の条件は全て同一である。図-4(a)~(d) によれば、海底勾配が緩くなったために、沖合で限界勾配を越える急な斜面をなして沖向きに土砂が落ち込む範囲が狭くなった。このため、沖合部での密集した等深線で表された部分の面積が減少している。しかし、土砂の堆積空間の平均水深の低下によって、河口デルタの突出量はケース①よりも増加している。また、河口流出土砂量を 1/2 としたケース⑤の計算結果を示す図-4(e), (f) によれば、河口デルタの中心部の尖鋭度が緩やかになりつつさらに土砂の堆積が続く。

(3) 海底勾配 1/20 の場合 (ケース③&⑥)

図-5 には、初期海底勾配 1/20 の場合の計算結果を示

す。海底勾配が緩くなったために、限界勾配を越えて沖向きに土砂が移動する範囲が大きく減少している。例えば、図-3, 4, 5 の (b) に示すように、河川からの流出土砂が沖合に堆積して形成された、河口デルタの前置斜面の先端水深を調べると、ケース①、②、③の順に、それぞれ、-26, -14, -8 m となる。図-6 には、初期海底勾配の逆数と、河口デルタの前置斜面先端水深との関係を示すが、海底勾配が緩くなるにしたがい前置斜面先端水深は急速に減少することが分かる。

図-5(c), (d) によれば、ケース③のように初期海底勾配が緩い海岸に流入する河川において、河口流入土砂が断たれたあとの海浜変形では、流入土砂のほとんどが波による地形変化の限界水深より浅い区域に堆積しているため、その後の波の作用で削りとられ、沿岸方向になだらかな等深線形状へと急速に近づいていく。これに対して、ケース⑥の (e), (f) では、河口先端の尖鋭度は減少しつつも河口デルタの発達が続いている。

(4) 海浜縦断形の比較

図-7(a), (b), (c) には、ケース①、②、③における河口デルタの中心を通る測線における海浜縦断形の経時変化を示す。海底勾配 1/5 の場合、河口デルタは、前置層を形成しつつ汀線が前進していく。縦断面形の変化から容易に推定されるように、汀線が前進するにしたがい前進速度は小さくなる。2年後までの土砂流入により、河

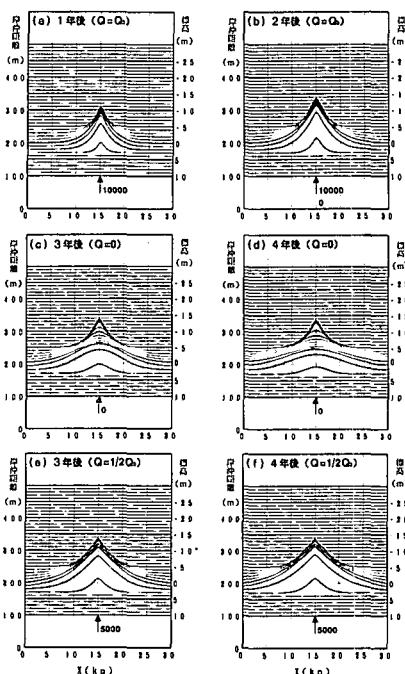


図-4 河口デルタの発達・変形の計算結果 (海底勾配 1/10 : ケース②&⑤)

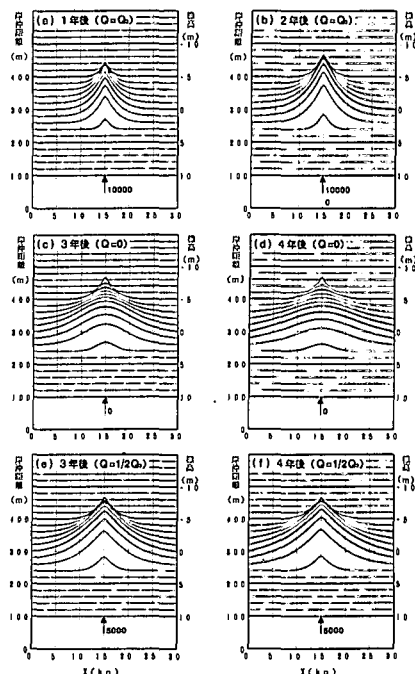


図-5 河口デルタの発達・変形の計算結果 (海底勾配 1/20 : ケース③&⑥)

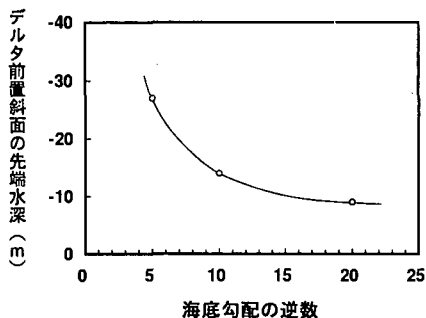


図-6 海底勾配と河口デルタ前置斜面の先端水深

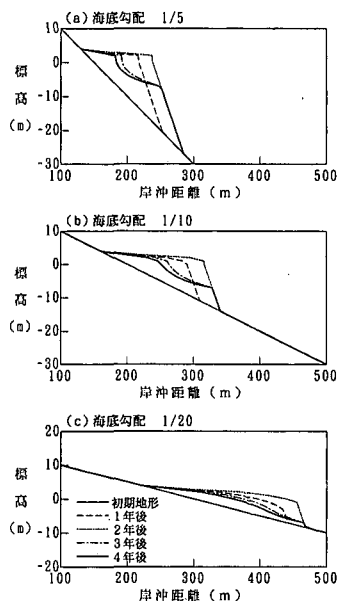


図-7 河口中心測線に沿う海浜縦断形の比較

口テラスが大きく発達したあと、河口からの土砂流入が0になると、ただちに侵食が始まる。侵食は波による地形変化の限界水深(ここでは -7 m と仮定)で浅でのみ起こる。したがって時間経過とともに、 $-h_c$ 以浅に緩勾配の海底面が形成され、それより深い場所とは勾配が大きく異なる。 $1/5$ と急勾配の場合、河口から流入した土砂のほとんどは波の作用下でも移動できない場所に多く堆積しているから、河川からの流入土砂の多くは周辺海岸への養浜効果が期待できない。

海底勾配 $1/10$ の場合の海浜縦断形の変化も、海底勾配 $1/5$ の場合とよく似ている。しかし、土砂の落ち込む海域の水深が小さくなったために、河川からの土砂流入が停止し、波の作用下で侵食が始まると、流入土砂のかなり多くの部分は $-h_c$ 以浅に堆積しているために、沿岸漂砂によって移動することができる。

海底勾配 $1/20$ の場合、河川流出土砂の大部分は $-h_c$ 以浅に堆積するため、その後の波の作用で再び侵食される。海底勾配が緩いと、一定量の河川流出土砂量に対して、河口デルタの突出量が大きく、したがって河口部の汀線の前進量も大きい。逆に河川流出土砂量の減少が河口部周辺海岸の汀線後退に及ぼす影響も大きいことが分かる。

図-8には、河口中心線上における汀線の時間的変化を示す。(a)は2年後に河川流出土砂量を0とした場合、(b)は、流出土砂量を半減させた場合である。2年後までは両者同じ結果である。汀線の前進量は時間的に増加するものの、増加割合は次第に減少する。これは河口が冲向きに突出するにしたがい、土砂の堆積域の水深が大きくなるため、一定量の流入土砂量に対してより深い部分にまで土砂が堆積し、したがって汀線の前進量は小さくなることによる。2年後に河川流出土砂量を0とした場合には、その時点からただちに汀線の後退が始まる。その応答は減衰曲線にしたがう。一方、河川流入土砂が半減した場合には、その直後には後退するが、その後は汀線は緩やかに前進する。

堆積しつつあった河口デルタが河川流入土砂量の減少によって侵食される場合、図-7に示すように、土砂が冲向きに落ち込むことによって形成される急勾配の海底面と、再び侵食されて形成される緩勾配の海底斜面とは、明瞭な勾配急変点(遷急点)をもって区別される。そこ

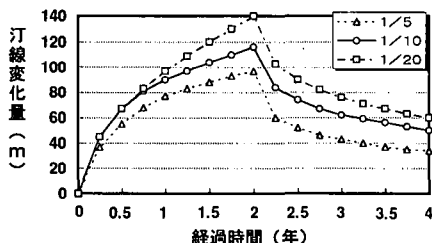
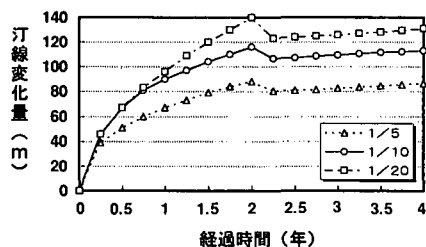
(a) 2年後 $Q=0$ (b) 2年後 $Q=1/2Q_0$ 

図-8 河口中心測線上の汀線変化量の経時変化

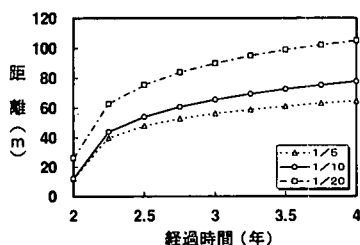
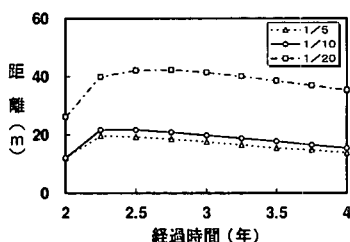
(1) 2年後 $Q=0$ (2) 2年後 $Q=1/2Q_0$ 

図-9 河口デルタの最突出点における汀線と遷急点の沖向き距離の時間的変化

で、各時期の汀線位置からこの遷急点までの沖向き距離を調べると、図-9となる。2年後に河川流出土砂量を0とした場合、この距離は時間経過とともに、次第に増加する。一方、流出土砂量を初期の1/2とした場合には、その直後には増加するが、その後は緩やかな減少傾向に転じる。以上の点は、各時期の汀線位置からこの遷急点までの沖向き距離が、ある河口デルタが侵食され始めてからの時間を表す一つの指標になりうることを示している。

5. 考 察

本研究では、河川流入土砂量を2年間一定値を保ったあと、2年後に流入土砂量を0とした場合と、半減させた場合について予測計算を行った。実河川においては、頻度の少ない大洪水により大量の土砂が河口から海へ供給され、その後はかなり長い期間流入土砂量が大きく減少するのが一般的である。このことを考慮すれば、実河川では、例えば図-3の場合であれば、(b)の過程から流入土砂量の減少割合に応じて(c)または、(e)の状況を経て、再び大きな流入土砂があれば(b)に近づくというような変動が繰り返されていると考えられる。また、いずれの場合にも h_c より深い部分に形成された急勾配の海底面と、そのすぐ岸側における侵食緩斜面の組み合わせ

せは、その河口が侵食性にあることを示すとともに、汀線から海底勾配の急変する遷急点までの沖向き距離は、その河口デルタが侵食され始めてからの時間を表す指標として利用可能なことを示している。

急勾配海岸に流入する河川の河口では、波による地形変化の限界水深より深い部分へと土砂が落ち込んだ場合、その土砂は海浜形成に役立たないことは、すでに宇多ら(1992)が述べ、具体的河川として富士川の場合の資料を示したが、富士川河口部の海浜変形は、ここで述べたケース①の場合とよい対応を示している。また、海底勾配が急なことから同様な特性が見られる河川としては、富山湾に流入する黒部川、相模湾に流入する酒匂川などが考えられる。一方、大部分の流出土砂が波による地形変化の限界水深以浅に堆積する場合として、同じく天竜川の例を示したが、示された海浜縦断形の変化は、ケース③との対応がよい。

6. あとがき

本研究では、等深線変化モデルにより河口デルタの発達・消失過程を3次元的な海浜地形変化も含めて明らかにすることができた。この点が単に汀線の変化しか予測できない従来のモデルとの大きな違いである。等深線変化モデルでは、海底勾配が限界勾配より急になる場合、限界勾配を保ちつつ沖向き漂砂が生じるとしたモデルであるために、汀線が前進するにしたがい砂の堆積域の水深が増大し、これによって汀線の前進量が時間経過とともに小さくなることをモデル化しうることが大きな特長である。今後においては、河川流入土砂量の時間的変化や波浪特性の変化の影響検討などを行う必要があると考えている。

参 考 文 献

- 宇多高明・河野茂樹 (1996): 海浜変形予測のための等深線変化モデルの開発, 土木学会論文集, No. 539/II-35, pp. 121-139.
- 宇多高明・山本幸次・永瀬恭一 (1992): 貯砂源としての観点から見た河口部海浜の地形特性, 海岸工学論文集, 第39巻, pp. 391-395.
- 土屋義人・山下隆男・泉 達尚 (1995): 新潟海岸の大規模海浜過程と海岸侵食制御, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 681-685.
- 橋本宏(1975): 河口部海岸線の変化特性, 土木技術資料, Vol. 7, No. 12, pp. 32-37.
- Refaat H. E. A. A. and Y. Tsuchiya (1991): Formation and Reduction Processes of River Deltas; Theory and Experiments, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 41, pp. 177-224.