

河川流が卓越する河口テラスの 初期堆積形状に関する実験

泉 典洋¹・田中 仁²・坪井宏介³・伊達政直⁴

¹正会員 Ph.D. 東北大学大学院工学研究科土木工学専攻 (〒 980-8579 仙台市青葉区青葉 06)

E-mail: izumi@civil.tohoku.ac.jp

²正会員 工博 東北大学大学院工学研究科土木工学専攻 (〒 980-8579 仙台市青葉区青葉 06)

³正会員 静岡県 (〒 422-8063 静岡県静岡市島渚)

⁴正会員 工修 (株)東北電力 (〒 980-8550 仙台市青葉区一番町)

河川流が卓越する河口部を対象に模型実験を行い、河口噴流における流速および浮遊砂濃度の分布構造、掃流砂および浮遊砂による河口テラスの初期形成機構を明らかにした。また著者らの一部が提案した理論の妥当性を検証した結果、理論と実験結果には良好な一致が認められ、浮遊砂が支配的な場合、噴流軸の両側に堆積が生じることが実験によっても示された。さらに河口テラスからデルタへの発達過程に関する実験を行い、浮遊砂が支配的な場合、掃流砂が支配的な場合とは明らかに異なる、鳥趾状デルタに近い堆積形状へと発達することが示された。

Key Words : river mouth terrace, tidal jet, bedload, suspended load, deltaic process

1. はじめに

河口部における土砂堆積現象は、河川流や波、海浜流、潮流など、複数の外力によって生じる複雑な現象である。土砂堆積によって形成された河口テラスや河口デルタの挙動を明らかにすることは、内水排除や土砂管理など工学的な観点からだけでなく、近年注目されるようになった生物環境の観点からも重要な問題である。しかし、その詳細については未だによくわかっていないのが現状である。

そのような複雑な現象解明の第一歩として、著者らの一部はÖzsoy¹⁾らのモデルを発展させ、河川流が卓越するような河口部に形成される河口テラスの基本特性を明らかにしている²⁾。モデルでは、水深積分した流れの運動方程式および連続式、浮遊砂の移流拡散方程式を、流速および浮遊砂濃度の横断分布形状が相似性を有するという仮定の下で、さらに横断方向に積分することによって常微分方程式を導き、それを解くことで噴流軸上における流速および浮遊砂濃度の流下方向分布を求めている。また得られた流速分布および浮遊砂濃度分布から掃流砂および浮遊砂の輸送量を算出し、河口テラスの初期堆積形状を理論的に導いている。それによると、掃流砂が卓越する河口部では河口噴流の流軸上における堆積が卓越し、浮遊砂が卓越する河口部では流軸の両側における堆積が卓越することが理論的に明らかとなっている。

本研究では、河口部の模型を用いた実験を行い、河口

テラスの形成機構を実験的に明らかにすると同時に、著者らの一部によって提案されたモデルの検証を行った。

2. 河口噴流

図-1に示したような全幅 $2\bar{W}$ 、水深 \bar{H}_0 の河口を考える。図中右側には岸沖方向に一樣勾配 S を有する静水域が存在し、河口からは静水域に向かって（左から右に向かって）河川流が流出している。河口部中央を原点ととり、河川流の流下方向に \bar{x} 軸、それと垂直方向に \bar{y} 軸ととり、 \bar{x} および \bar{y} 方向の流速成分をそれぞれ \bar{U} および \bar{V} とする。また河川流の流速は河口中央 ($\bar{x} = \bar{y} = 0$) で \bar{U}_0 であるとする。河口から流出した流れは、静水域の水を連行しながら \bar{x} 軸の正方向に流軸を有する河口噴流を形成する。

河口噴流は、図-1に示したように、河口近傍の形成領域とその沖側の確立領域にわけられる^{1), 3)}。形成領域はポテンシャルコアが未だに存在する領域であり、ポテンシャルコアは剪断の影響が未だ達していない流速が一定の領域である。流下にともなってポテンシャルコアの両側には剪断層が発達するため、ポテンシャルコアの幅は流下方向に減少することになる。一方、形成領域はポテンシャルコアが既に消滅した領域であり、流下にともなって周囲水との混合および中央流速の遁減が生じ、流速の横断分布は押しつぶされて横に広がった形状へと変化する。図-1に示したようにポテンシャルコアの半幅を \bar{R} 、流軸上の中央流速を \bar{U}_c 、流速が中

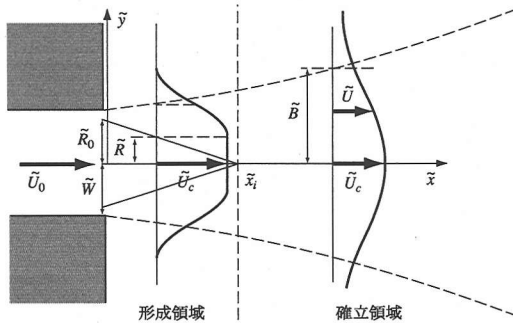


図-1 河口噴流の概念図。

中央流速の1/2になる噴流幅の1/2(半値半幅)を \bar{B} と書き表す。ポテンシャルコア内の流速は一定値 \bar{U}_c であり、河口中央における流速 \bar{U}_0 に等しい。

次節以降では、このような河口噴流の流れの構造を調べるために、河口部を模した水路を用いて河口周辺における流速および浮遊砂濃度の分布を測定することによって、流速および浮遊砂濃度の横断分布における擬似相似性を確かめるとともに、水深平均をとった流速および浮遊砂濃度の噴流軸上の実験値を著者らの提案したモデルによる理論値と比較することによって、モデルの妥当性を検証する。また初期堆積形状についても実験値と理論値の比較を行い、初期堆積の機構を実験的に明らかにする。

3. 実験の概要

実験は固定床および移動床の二種類の実験からなる。固定床実験では流速分布を測定し、移動床実験では流速および浮遊砂濃度の分布、初期堆積形状を計測した。固定床および移動床実験に用いた水路は、図-2に示したような、幅0.06 m、長さ1.75 mの直線水路部(河川部)と幅0.80 m、長さ3.00 mの長方形水槽部(海浜部)を接続したものである。直線水路部は平坦床とし、長方形水槽部には1/10勾配の海浜部を1.00 m設けている。また、それより沖側は平坦床とした。さらに下流端には堰を設け横断方向に水位が一樣となるように越流させている。

固定床実験では、河口水位・流量の異なる4ケースについて電磁流速計を用いて海浜部における流速分布の測定を行った。測定間隔は流下方向に8 cm毎、横断方向には流況に応じて1 cmから5 cm毎とした。また各点の水深平均流速を求めるにあたっては、水深に応じて水深方向に2から3点の流速を測定し、それらの値を重みをつけて平均している。

移動床実験では、まず上流タンクから一定流量の給

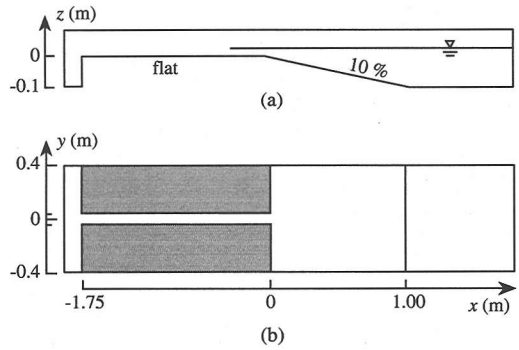


図-2 実験装置。(a) 側面図。(b) 平面図。

表-1 実験条件

Case No.	\bar{U}_0 (cm/s)	\bar{H}_0 (cm)	\bar{c}_{b0} (ppm)	給砂量 (g/sec)	粒径 (mm)
1	13.5	5.0	0	0	-
2	23.0	3.0	0	0	-
3	5.3	5.0	0	0	-
4	7.2	3.0	0	0	-
5	29.6	4.6	1800	0.046	0.07
6	8.1	4.6	700	0.046	0.07
7	57.8	2.5	1834	0.046	0.07
8	16.8	2.5	1300	0.046	0.07

水を行いながら給砂を行わない固定床の状態では流速分布を測定した。次に流量を一定に保ったままで、水路部上端に設置した給砂機を用いて一定量給砂を行った。

給砂した砂は中央粒径70 μm の石英粉末(商品名:クリスタライト)である。本研究で対象としているのは堆積が顕著に生じる以前の浮遊砂濃度である。そこで堆積が顕著となる前の底面が薄く砂に覆われ始めた状態を見計らい、透過光式濁度計を用いて浮遊砂濃度分布の測定を行った。測定間隔は流速測定に準じ流下方向に8 cm間隔、横断方向に1 cmから5 cm間隔としている。また水深方向には0.5から1 cm間隔で測定を行い、それらを重みをつけて平均することで水深平均浮遊砂濃度を求めている。浮遊砂濃度の測定が終わった後も継続して給砂を行い、河口部に生じた堆積形状をレーザー式変位計を用いて測定した。

本実験では堆積初期における浮遊砂濃度および堆積形状を調べることを目的としている。したがって十分な浮遊砂が生じ、かつ急激な堆積が生じないように給砂量を設定する必要がある。そのためには給砂量を土砂輸送能力に一致させる必要があるが、本実験のように掃流砂および浮遊砂の両方が生じているような場合、

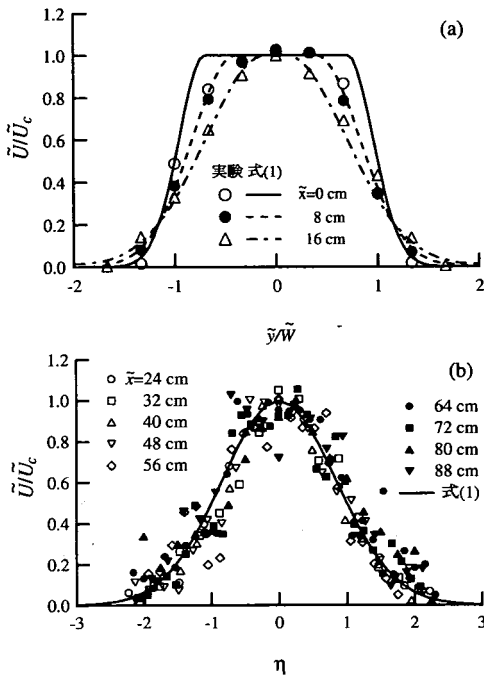


図-3 流速の横断分布. Case 2. (a) 形成領域, (b) 確立領域.

流速から土砂輸送能力を精度良く見積もるのは極めて困難である。また底面形状の変化が無視できる堆積初期の浮遊砂濃度や堆積形状の場合、給砂量が土砂輸送能力と比較して大きく異ならない限り、結果に対して大きな影響を与えないことが期待される。そこで本実験では、Case 5 の予備実験の結果から十分な浮遊砂が生じかつ急激な堆積が生じない給砂量として 0.046 g/s の値を得、これを全てのケースの給砂量とした。結果的には後述するように、Case 7 や 5 などで給砂量が不十分だったことによる巻上量の減少が見られたが、それを考慮することで浮遊砂濃度および初期堆積形状の実験結果は理論とほぼ良好な一致を示すことが明らかとなった。もちろん、このことだけから給砂量の影響が小さいことは断言できないが、給砂量の影響を取り除いた実験を行うためには方法を変えたさらなる実験が必要となる。今後の課題であろう。

全ケースにおける主たる実験条件を表-1 に示す。

4. 流速分布

(1) 流速の横断方向分布

著者ら²⁾は、流速の横断方向分布として次のようなガウス分布を仮定している。

$$f(\eta) = \frac{\tilde{U}}{\tilde{U}_c} = e^{-(\ln 2)\eta^2} \quad (1a)$$

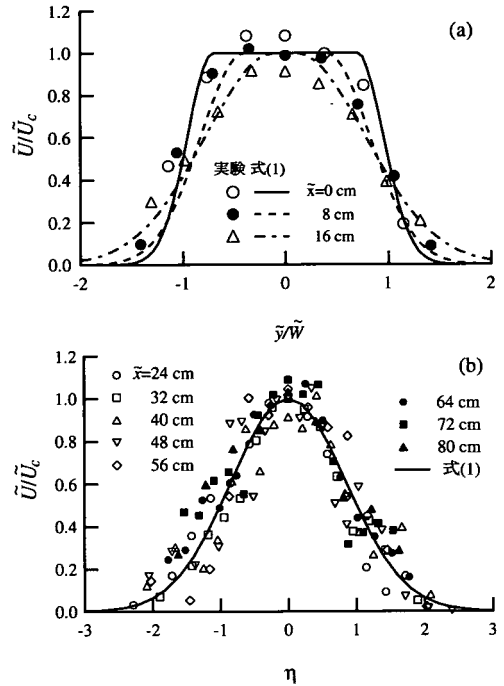


図-4 流速の横断分布. Case 5. (a) 形成領域, (b) 確立領域.

ここで \tilde{U} は水深平均した流下方向流速、 \tilde{U}_c は噴流軸上での \tilde{U} である。また η は次式で定義される。

$$\eta = \begin{cases} 0 & (|\tilde{y}| \leq \tilde{R}) \\ \frac{|\tilde{y}| - \tilde{R}}{\tilde{B} - \tilde{R}} & (|\tilde{y}| > \tilde{R}) \end{cases} \quad (\text{形成領域}) \quad (1b)$$

$$\eta = \frac{\tilde{y}}{\tilde{B}} \quad (\text{確立領域})$$

Case 2 および 5 で得られた流下方向流速 \tilde{U} の横断分布を図-3 および 4 に示す。図中 (a) および (b) はそれぞれ形成領域および確立領域の流速分布である。また図中の各線が式 (1) で表される分布形状を表している (形成領域では \tilde{x} によって分布形状が異なることに注意)。

図-3 (a) および 4 (a) を見ると、形成領域の $\tilde{x} = 0$ cm 地点における実験値は正規分布形よりも太った形状を有しているものの、仮定された式 (1) のように流速一定の領域を明瞭に持たず、あまり一致はよくない。これは実験で再現された河口のアスペクト比が小さく、流速分布が側壁の影響を受けているためであろう。実験全体を通してアスペクト比が 1 から 3 程度であり、実河川のアスペクト比と比較するとかなり小さくなっている。浮遊砂を活発に生じさせるためには底面剪断力を大きくする必要があるが、これを実現するには勾配か水深を大きくするしかない。このうち勾配を大きくするとフルード数が実河川と比較して大きくなってし

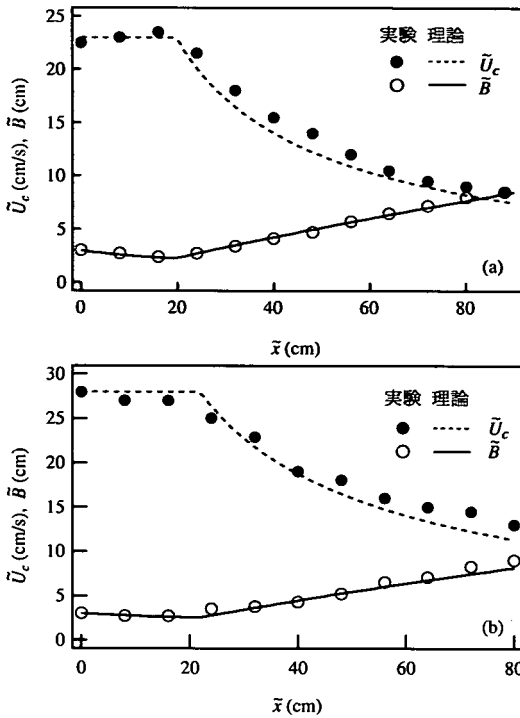


図-5 中央流速 \bar{U}_c および半値幅 \bar{B} の流下方向変化。(a) Case 2, (b) Case 5.

まうが、河口噴流のように自由水面を有する流れでは、フルード数が実河川と同程度でないといふ力学的に大きく異なる流れとなることが予想される。そこで水深を大きくすることで底面剪断力を大きくする方法を取った。そのためアスペクト比がある程度小さくなるのはやむを得ない。小スケール実験の限界であろう。

その他の地点については多少のばらつきはあるものの、式(1)によってほぼ良好に表現できることがわかる。

(2) 中央流速および噴流幅の流下方向分布

図-3および4のように実験で得られた \bar{U} の横断方向分布が式(1)と最も適合するよう \bar{U}_c および \bar{B} を算出し、さらに得られた \bar{U}_c および \bar{B} の分布が著者ら²⁾の理論値と適合するよう連行係数 α の値を定めた。その結果、形成領域では $\alpha = 0.035$ 、確立領域では $\alpha = 0.08$ とすると全てのケースで理論値と実験値の間に良好な一致が見られることがわかった。Özsoy¹⁾は Abramovich⁴⁾の用いた二次元自由噴流における値を河口噴流にも適用している。それによると形成領域では $\alpha = 0.036$ 、確立領域では 0.050 である。これらと比較すると実験値は、形成領域でほぼ等しいが、確立領域で若干大きくなっていることがわかる。二次元自由噴流と河口噴流では底面剪断力の有無に大きな違いがあり、底面剪断力

によって横断拡散が促進され連行係数が大きくなることは考えられるが、実験に用いた水路幅が十分に大きくなかったことなどから、実験値に十分な一般性があるかどうか不明である。これについては今後の課題とし、ここでは形成領域および確立領域でそれぞれ 0.035 および 0.08 の連行係数を用いることにする。

著者らの理論²⁾によると \bar{U}_c および \bar{B} の分布を決める重要なパラメータは、連行係数のほかに正規化した底面摩擦係数 ϕ および正規化した海浜部の底面勾配 σ であり、それぞれ次式で表される。

$$\phi = \frac{C_{f0}}{\delta} \frac{\bar{W}}{\bar{H}_0}, \quad \sigma = \frac{S}{\delta} \frac{\bar{W}}{\bar{H}_0} \quad (2,3)$$

ここで δ は横断方向と流下方向の長さスケールの比であり、確立領域の連行係数 (= 0.08) で定義される。 C_{f0} は河口における底面摩擦係数であり、Manning-Strickler の式を用いて次式で表されるものとする。

$$C_{f0} = 0.017 \left(\frac{\bar{H}_0}{\bar{k}_s} \right)^{-1/3} \quad (4)$$

ここで \bar{k}_s は粗度高さである。実験では全ケースを通じて $\bar{k}_s = 0.048$ cm とみなすと流速分布を良好に再現することができた。以降、この値を用いることにする。

Case 2 では $\bar{H}_0 = 3$ cm であるので、 $C_{f0} = 0.0043$ となる。また海浜勾配 S は 0.1 であるから $\phi = 0.054$ 、 $\sigma = 23$ となる。一方 Case 5 では $\bar{H}_0 = 4.6$ cm であり、 $C_{f0} = 0.0037$ 、 $\phi = 0.030$ 、 $\sigma = 0.82$ である。以上のパラメータを用いて、著者らの理論式²⁾から \bar{U}_c および \bar{B} の流下方向分布を求め、実験値と比較したのが図-5である。(a) および (b) はそれぞれ Case 2 および 5 に対応している。いずれのケースでも $\bar{x} = 0-20$ cm 付近に形成領域見られ、 \bar{U}_c および \bar{B} がほぼ一定となっていることがわかる。またそれより沖側には確立領域が形成されており、 \bar{U}_c は減少、 \bar{B} は増加している様子がわかる。いずれも若干の誤差はあるものの、両者の一致は合理的な範囲にあると言えるだろう。

5. 浮遊砂の濃度分布と輸送機構

(1) 浮遊砂濃度の鉛直分布

実験で計測された Case 5 における鉛直方向の浮遊砂濃度分布を図-6に示す。(a) および (b), (c) はそれぞれの流軸上 ($\bar{y} = 0$ cm) の $\bar{x} = 0$ cm および 32 cm, 64 cm における測定結果を示したものである。また図中実線は鉛直方向の浮遊砂拡散係数を一定と仮定して得られる次式の指数型分布である。

$$\bar{c} = \bar{c}_b \exp \left(-\frac{w_s}{\epsilon_z} \bar{z} \right) \quad (5)$$

ここで \bar{c} は局所的な浮遊砂濃度、 \bar{c}_b は底面近傍における浮遊砂濃度、 w_s は浮遊砂の沈降速度、 ϵ_z は水深方向

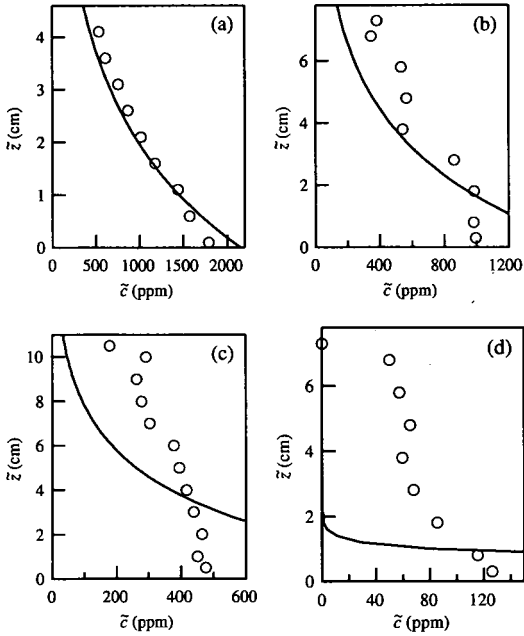


図-6 浮遊砂濃度の水深方向分布。Case 5. (a) $\bar{x} = 0$ cm, $\bar{y} = 0$ cm, (b) $\bar{x} = 32$ cm, $\bar{y} = 0$ cm, (c) $\bar{x} = 64$ cm, $\bar{y} = 0$ cm, (d) $\bar{x} = 32$ cm, $\bar{y} = 20$ cm.

の浮遊砂拡散係数, \bar{z} は水深方向の座標である。また ϵ_z は次式で計算した⁹⁾。

$$\epsilon_z = 0.077u^* \bar{H} \quad (6)$$

ここで u^* は摩擦速度, \bar{H} は水深であり, それぞれ各点における局所的な値を用いて算出している。また底面近傍の浮遊砂濃度については, 水深積分した濃度がほぼ一致するように設定している。

本実験では河道部の水路勾配がゼロであるため流れを生じるための水面勾配が生じており, 河道内の浮遊砂も厳密には平衡状態にない。しかし河道部の河床変動がそれほど急速に起こらなかったことから, その非平衡性は小さく, 近似的に平衡状態にあると考えても差し支えないと考えられる。したがって河道部の下流端に対応する $\bar{x} = 0$ cm においてもほぼ平衡状態が成立している。(a) において平衡状態における理論解の一つである, 指数分布との一致が良好であるのも予想された結果である。

一方, 下流の $\bar{x} = 32$ cm では, 上流からの移流や横断方向への拡散の影響が大きく, 堆積の効果が卓越しており, 平衡状態からのずれも大きい。図-6 (b) を見ればわかるように, 水深方向の浮遊砂濃度分布は式 (5) から大きくずれ, むしろ水深方向に一様性の強い台形状の分布形を有していることがわかる。このような指数分布とのずれは, より下流の $\bar{x} = 64$ cm ではさらに

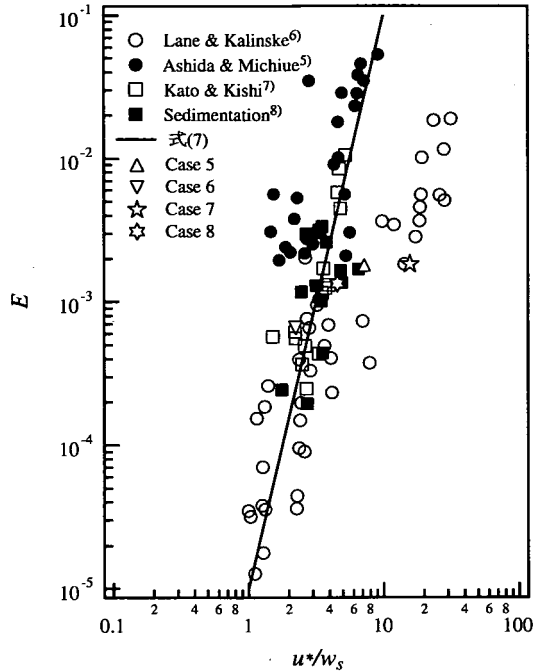


図-7 浮遊砂巻上量と u^*/w_s の関係。

顕著となる (c) よりわかる。

また図-6 (d) に流軸上から大きく外れた $\bar{x} = 32$ cm, $\bar{y} = 20$ cm における結果を示した。ここではもはや底面摩擦速度が浮遊限界を下回っており, 堆積のみが発生するような状況にある。このような地点でも水平方向の移流や拡散によってある程度の濃度は維持されているが, 濃度分布は (b) および (c) に近い, 台形状の分布形をしていることがわかる。

(2) 浮遊砂巻上量

浮遊砂の巻上量と沈降量が釣り合う平衡状態では, 無次元巻上量 E (巻上量を w_s で割った量) は底面近傍における浮遊砂濃度 \bar{c}_b (沈降量を w_s で割った量) と一致するため, \bar{c}_b を測定すれば E を得ることができる。ところが本実験において多数の浮遊砂濃度データが存在する海浜部では, 巻上量と沈降量は釣り合っておらず非平衡状態にあるため, \bar{c}_b から E を知ることはできない。実験でほぼ平衡状態が成立している唯一の箇所は, 前述したように河道部である。そこで河道部下流端にあたる河口中央 ($\bar{x} = \bar{y} = 0$) における流速 $\bar{U}_0 (= C_{f0}^{1/2} u^*)$ と底面近傍での浮遊砂濃度 $\bar{c}_{b0} (= E)$ の関係から底面摩擦速度と浮遊砂巻上量との関係を求めた。本実験で得られた無次元巻上量 E を, 従来の実験値^{5), 6), 7), 8)} と共に示したのが図-7である。図中, 各ケースの E は,

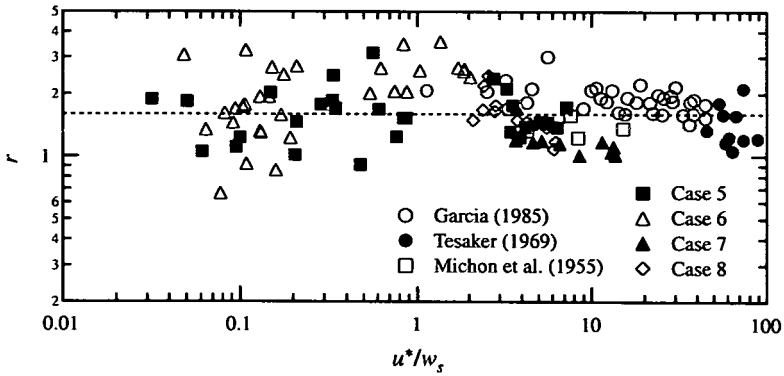


図-8 u^*/w_s による r の変化. 図中破線は $r = 1.6$ を表す.

表-1 中のそれぞれのケースの \bar{c}_{b0} に対応している.

図によると本実験の結果は、底面剪断力が大きくなっても E があまり大きくならない傾向を示す. 特に Case 7 は従来の実験データの中でもかなり小さい部類に属する. 前述したように全ケースで給砂量を一定としたため、流速が大きい Case 7 や Case 5 では給砂が十分ではなく、底面が浮遊砂で完全に覆われていないため巻上量が減少している可能性が考えられる.

図中 u^*/w_s の大きい領域で E の小さい Lane & Kalinske のデータを除き、最も適合性が良くなるように直線を引いたのが図中の実線であり、次式で表される.

$$E = 1.0 \times 10^{-5} \left(\frac{u^*}{w_s} \right)^4 \quad (7)$$

本論文では浮遊砂巻上量として上式を用いることにする.

(3) 水深平均浮遊砂濃度と底面近傍浮遊砂濃度の関係 浮遊砂の沈降量 D は次のように表される.

$$D = w_s \bar{c}_b \quad (8)$$

Engelund⁹⁾, Parker¹⁰⁾, 泉, 池田¹¹⁾ は、たとえ平衡状態が成立していないような状況下でも、浮遊砂濃度の水深方向分布形がほぼ式 (5) で表されるような指数分布の相似形を保つと仮定し、それを水深積分することによって水深積分浮遊砂濃度 \bar{c} と底面近傍における浮遊砂濃度 \bar{c}_b を次のように関係付けた.

$$\bar{c}_b = \frac{w_s \bar{c}}{\epsilon_z} \quad (9)$$

図-6 より、非平衡性の影響が大きい領域の鉛直分布は、平衡状態で成立する指数分布則では表せず、むしろ一様性の強い台形分布をしていることが明らかとなった. 特に底面剪断力が非常に小さいところでは指数分布から大きく外れる. そのような場所で式 (8) および (9) を用いて沈降量を求めると、式 (9) の分母に現れる ϵ_z が小さくなり、 \bar{c}_b を極端に過大評価してしまうことになる.

Parker ら¹²⁾ は乱泥流の場合の \bar{c}_b を次式のように表した.

$$\bar{c}_b = r \bar{C} \quad (10)$$

ここで \bar{C} は水深平均した浮遊砂濃度である. r は \bar{c}_b/\bar{C} であり、Parker らは従来の実験値を整理して r がほぼ 1.6 程度の一定値をとることを明らかにしている. ここでも式 (10) が河口噴流の場合にも成立することを想定して、実験結果から r の値を求めた. その結果を図-8 に示す. 図中には Parker らによって整理されたデータも併せて載せてある. 図を見ると、河口噴流の場合、特に底面剪断力が小さい領域で散らばりが大きいものの、 r の値はほぼ 1 から 3 の値をとることがわかる. u^*/w_s が 1 以下の領域では、通常巻き上げが発生せず、水平方向の移流拡散と堆積が卓越している. そのような場所では、分布形状が移流拡散の影響を強く受けるが、移流拡散の強度や方向は場所によって異なるためばらつきが多い結果となっているのではないだろうか. ここでも式 (10) を用いて $r = 1.6$ とする.

(4) 水深平均浮遊砂濃度の横断分布

Taylor および Reichardt は自由噴流中の温度の横断分布形状が流速の分布形状の 1/2 乗で表されることを理論的に導いている¹³⁾. Özsoy は、これを援用して浮遊砂濃度の横断方向分布が次式で表されるものと仮定している.

$$\frac{\bar{C}}{\bar{C}_c} = f^{1/2} = e^{-\frac{1}{2} \eta^2} \quad (11)$$

上式の河口噴流に対する適用性を調べるために実験で得られた Case 5 における水深平均浮遊砂濃度の横断方向分布を、図-3 および 4 と同様の手法で正規化したのが図-9 である. また図中の実線および破線がそれぞれ式 (11) および (1) を表している. 図を見ると、実測値は多少散らばりが大きいものの、浮遊砂濃度の測定の

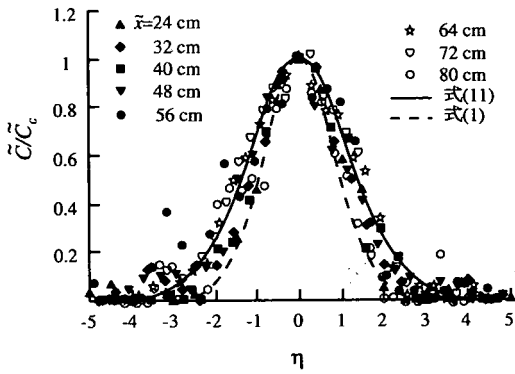


図-9 浮遊砂濃度の横断方向分布. Case 5. 実線および破線はそれぞれ式(11)および(1)を表している.

精度などを考慮すれば、式(11)によって十分な精度で表されるということができよう。

(5) 水深平均浮遊砂濃度の流下方向分布

実験で得られた流軸上における水深平均浮遊砂濃度分布 \bar{C}_c を、著者ら²⁾の理論結果と比較したのが図-10であり、(a)および(b)がそれぞれ Case 5 および Case 7 に対応している。

ここで \bar{C}_c の実験値は実測された局所的な浮遊砂濃度 \bar{c} を水深方向に積分することによって求めている。また理論値を得るためには河口中央 ($\bar{x} = \bar{y} = 0$) における浮遊砂巻上量 $E (= \bar{C}_0/r)$ を与える必要があるが、前述したように給砂量が十分でなかったことから、式(7)を Case 5 および 7 に適用すると E を過大評価してしまうことになる。そこで、ここでは \bar{C}_0 の実測値にほぼ等しく、分布全体としての一致が良くなるような \bar{C}_0 を与えている。

\bar{U}_c や \bar{B} に比較すると理論値と実験値の一致はあまり良くない。特にいずれのケースでも $\bar{x} = 40$ cm から 60 cm の付近に濃度の高い領域が存在する。この原因については不明であるが、可能性の一つとして底面における浮遊砂存在量の局所的な偏りが考えられる。実験は、底面に浮遊砂が存在しない固定床の状態から始めており、浮遊砂濃度の測定は給砂を始めて間もなく、底面がうっすらと砂に覆われたと推定される状態で行っている（浮遊砂によって水中の様子が目視できないため、底面の様子はガラス製の側壁近傍の様子から推定せざるを得ない）。前述したように給砂量が十分でない状況下では、底面は一様に浮遊砂で覆われているわけではなく、パッチ状に覆われていることが予想される。これによって底面上に存在する浮遊砂量に局所的な偏りが生じ、図-10のような分布形状が得られたのではないだろうか。このような実験手法に起因する誤差や浮

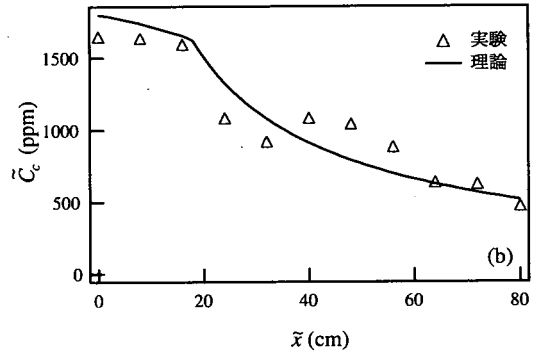
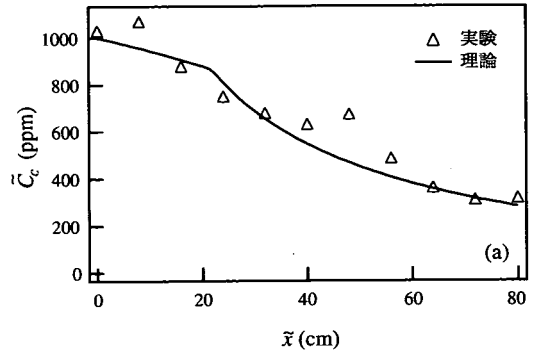


図-10 中央浮遊砂濃度 \bar{C}_c の流下方向変化. (a) Case 5, (b) Case 7.

遊砂濃度の測定精度などを勘案すれば、理論は十分な再現性があるといえるだろう。

6. 河口テラスの初期堆積形状

(1) 浮遊砂が卓越する場合

ここで Case 5 を例にとり、実験開始後間もなくの時点で得られた堆積形状と、著者ら²⁾の理論から導かれる初期堆積形状の比較検討を行う。

移動床実験 Case 5 において給砂開始後 8 時間経過後の堆積状況を図-11 に示す。同一の堆積形状について表層グラフおよびコンタを用いて表したのがそれぞれ (a) および (b) である。図によると河口 ($\bar{y} = -3 \sim 3$ cm) より若干広い幅で、流下方向に $\bar{x} = 60$ cm 付近まで舌状の堆積が生じているのがわかる。また舌状の堆積の両端にはそれぞれ \bar{x} 方向に並行したすじ状の堆積が生じており、その間には波状の堆積が生じているのがわかる。すじ状の堆積は著者ら²⁾の理論でも再現された自然堤防状の堆積 (subaqueous levee) であり、浮遊砂が卓越する場合に発達する堆積形状である。また波状の堆積は河床波と同様のものであろう。

理論によると初期堆積形状に大きく影響を与えるの

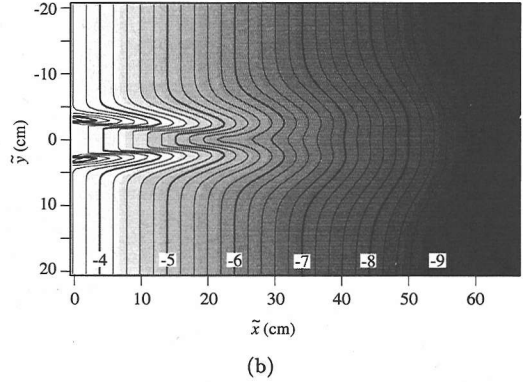
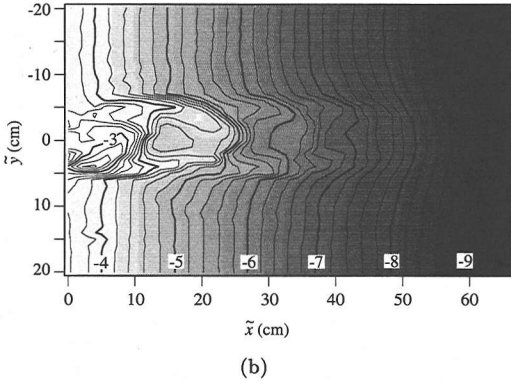
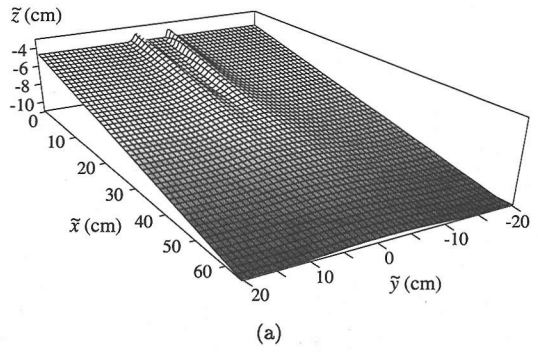
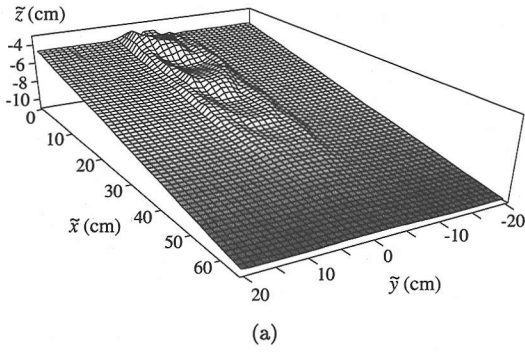


図-11 浮遊砂が卓越する場合の初期堆積形状。実験結果。Case 5. 8時間後。(a) 表面グラフ, (b) 等高線。コンター上の数値の単位は cm。

図-12 浮遊砂が卓越する場合の初期堆積形状。理論結果。Case 5. (a) 表面グラフ, (b) コンター図。

は、次の二つのパラメータである。

$$\gamma = \frac{rC_{f0}^{1/2} (\bar{W}/\bar{H}_0)}{\delta (u_0^*/w_s)} \quad (12)$$

$$\mu = \frac{\bar{U}_0 \bar{C}_0 \bar{H}_0}{\bar{Q}_{B0}} = \frac{R_s E_r}{8rC_{f0}^{3/2} Fr_0^2} \left(\frac{u_0^*}{w_s} \right)^4 \quad (13)$$

ここで \bar{C}_0 および \bar{Q}_{B0} はそれぞれ河口における水深平均浮遊砂濃度および掃流砂量, R_s は浮遊砂の水中比重 (= 1.65), E_s は浮遊砂の巻上げ量関数の係数で, 1.0×10^{-5} とする。 γ は移流拡散に対する巻上げ・沈降の影響の相対的な大きさを表す無次元パラメータであり, γ の値が小さいとき移流拡散の効果が大きくなり, 浮遊砂はより遠方に輸送される傾向にある。また μ は堆積における掃流砂と浮遊砂の比を表す無次元パラメータであり, μ が大きいと浮遊砂が支配的となることを示している。

Case 5 では $\bar{H}_0 = 4.6$ cm であるため, 式 (4) より $C_{f0} = 0.0037$ となり, $\bar{U}_0 = 29.6$ cm/s および $w_s = 0.25$ cm/s であるから, $u_0^*/w_s = 7.1$ となる。また r としては前述したように 1.6 の値を用いる。そのとき $\phi = 0.030$ および $\sigma = 0.82$, $\gamma = 0.11$, $\mu = 75$ と見積もられる。理論によれば μ が 10 を超えるような場合, 堆積形状は

ほぼ浮遊砂によって決定されることがわかっている。

以上の値と著者らの理論²⁾を用いて Case 5 の初期堆積形状を再現したのが図-12である。理論では堆積速度のみが与えられるため, 継続時間がわからないと堆積量自体については求められない。実験では一定量の給砂を行っているものの, 河口噴流の有する全輸送能力の見積りが困難であること, 浮遊砂濃度の測定に時間を要するため輸送能力からみると過小量の給砂しか行っていない等の理由から, 理論から得られた堆積速度に実際の継続時間を乗じても実験で生じた堆積形状を良好に再現できない。そこで全体的な堆積量が実験値と合うように継続時間を与えている。

図はあくまで堆積が顕著に生じていない初期における堆積形状を表したものであり, 厳密な意味で実験によって得られた堆積形状と一致するものではないが, $\bar{x} = 30$ cm あたりまで subaqueous levee が形成され, その前方に流軸上の堆積 (middle ground bar) が形成される様子は定性的に一致している。ただし実験では subaqueous levee の間に掃流砂で生じた河床波が見られたが, 理論結果には現われていない。これは, 理論が掃流砂量を過小評価している (浮遊砂量を過大評価している) こ

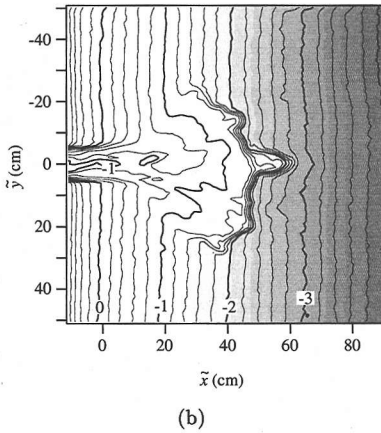
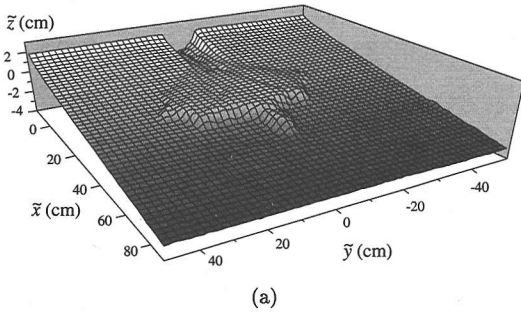


図-13 掃流砂が支配的な場合の初期堆積形状. 松永らの実験結果¹⁴⁾. 3時間後. (a) 表層グラフ. (b) コンター図. コンター上の数値の単位は cm.

とを意味している.

(2) 掃流砂が卓越する場合

松永, 泉, 池田は, 本実験と同様の模型を用いてデルタの発達過程に関する実験を行っている¹⁴⁾. 用いられた水路は, 河道部の幅が 5 cm, 海浜部の幅が 180 cm であり, 海浜部の勾配は 1/23 である. また流送土砂として 140 μm の豊浦標準砂を用いている. 彼らの実験ではより現実に近いデルタを再現するために, 河道部および海浜部を初期状態で移動床とし, しかも河口自体が若干移動できるように, 水際が河道部と海浜部の接続部から 10 cm 下流側に来るように設定されている. したがって河道部下流端 10 cm 程度は側壁を含めた河道全体が砂で形成されており, 河道は横断方向にシフトできるようになっている.

このように河口部も移動床となっているため河口の幅や水深は実験中一定していないが, 図-13 のコンター図から見積ると, 河口幅 $2\bar{W}$ は 10 cm であり, 河口の平均水深は 0.5 cm となっている. このケースでは流量 200 cm^3/s であるので実験開始間もなくの河口流速は

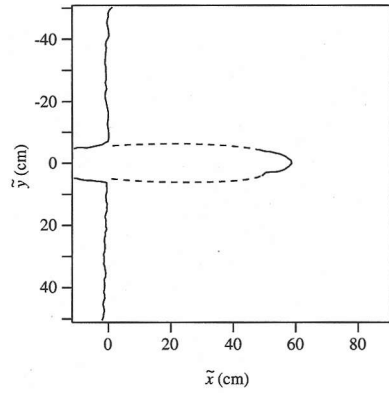


図-14 掃流砂が支配的な場合の初期堆積形状. 松永らの実験結果¹⁴⁾. 5分後.

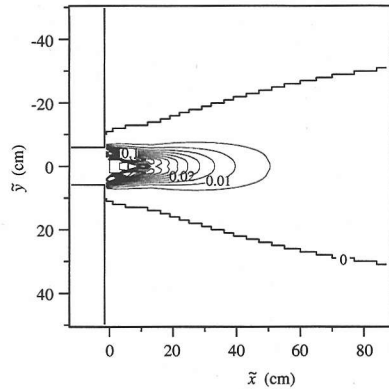
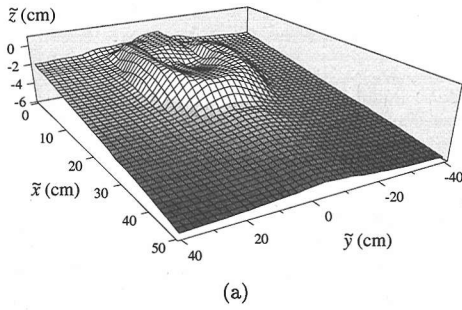


図-15 掃流砂が支配的な場合の初期堆積形状. 理論結果. 堆積量のみを表示.

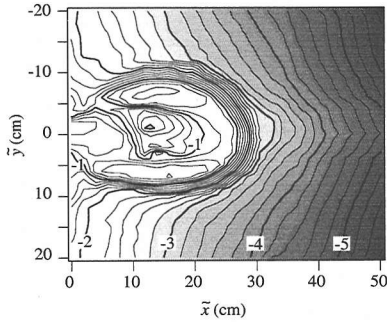
40 cm/s であったことになる. これらの値を用いて各パラメータを算出すると, $\phi = 1.13$, $\sigma = 5.43$, $\gamma = 4.0$, $\mu = 0.375$ と見積もられる. μ の値が 1 を下回っていることから, このケースでは掃流砂が支配的であることがわかる.

図-13 は実験開始 3 時間後の堆積形状のコンターである. 既に堆積がかなり進んでおり, 横断方向へ発達しているが, 実験開始直後は舌状のテラスが形成されているのが観察された. 図-14 は実験開始後 5 分後のテラスの平面形状をビデオから読み取ったものである. 図-13 にも堆積の先端部にわずかながら図-14 の先端部が残っている様子がわかる.

前述のパラメータと理論から求められる初期堆積形状を示したのが図-15 である. 浮遊砂が卓越する場合と異なり, 堆積の中心は流軸上である様子がよく再現されている. ただし理論ではポテンシャルコア内で流

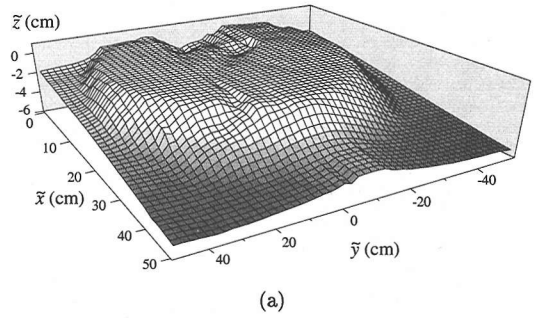


(a)

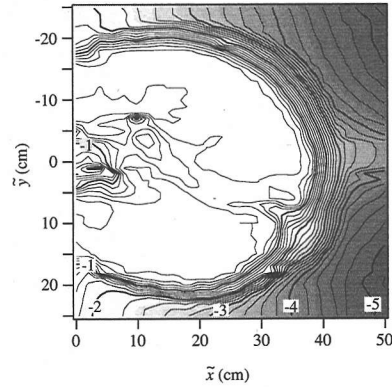


(b)

図-16 浮遊砂が卓越する場合のデルタの発達過程。実験結果。Case 8. 16 時間後。(a) 表層グラフ, (b) コンター図。コンター上の数値の単位は cm。



(a)



(b)

図-17 浮遊砂が卓越する場合のデルタの発達過程。実験結果。Case 8. 32 時間後。(a) 表層グラフ, (b) コンター図。コンター上の数値の単位は cm。

速の急変点が生じるため、非常に大きな堆積が生じており、定量的な一致はよくない。また理論では浮遊砂の堆積のために広範囲に堆積が生じることになり、テラスの境界が明瞭ではない。それに対して実験では、浮遊砂の堆積はほとんど観察されず掃流砂の堆積によってテラスの境界は比較的明瞭であった。

図-14の舌状のテラスが形成された後、河口噴流は左右に首振り運動をはじめ、図-13に見られるように横断方向へ発達を始めた。流軸上に生じる堆積のために流れが妨げられ、流軸が側方に振れるため、このような首振り運動が生じるものと考えられる。

7. デルタへの発達過程

(1) 浮遊砂が卓越する場合

浮遊砂が卓越する場合の、河口テラスから河口デルタへの発達過程について、Case 8の実験結果を用いて考察してみる。

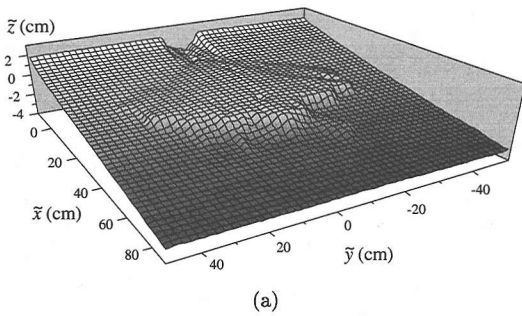
Case 8では $\bar{U}_0 = 16.7 \text{ cm/s}$, $\bar{H}_0 = 2.5 \text{ cm}$ であることから、 $C_{f0} = 0.0045$ および $u_0^*/w_s = 4.5$ と見積もられる。そのとき $\phi = 0.086$ および $\sigma = 1.8$, $\gamma = 0.36$, $\mu = 15$ となり、浮遊砂の卓越したケースと考えられる。

図-16は Case 8における 16 時間後の堆積形状である。Case 5 とほぼ同様の subaqueous levee が流軸両側に生じているのがわかる。また同時にポテンシャルコアの沖側における流軸上の堆積も顕著に進んでいる。

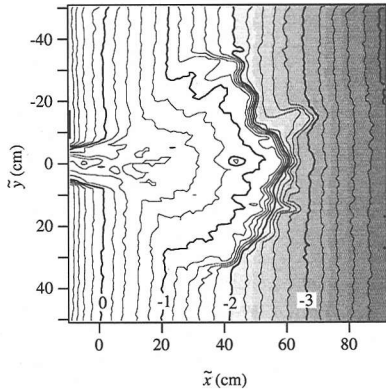
実験開始 32 時間後の表層グラフおよびコンターを示したのが図-17である。subaqueous levee がさらに発達すると同時に噴流の前方、流軸上の堆積も発達したため、流路はその堆積を避けるようにわずかに迂曲しながら流れている様子がわかる。しかし図-13の掃流砂が卓越した場合に見られたような流軸が首を振るような運動はほとんど見られず、実験中を通して流路は一本しか観察されなかった。subaqueous levee の発達が、流路の首振り運動や分岐を抑制したものと考えられる。

図-17の堆積形状は横断方向にも大きく発達しており、全体として円弧状を呈していることから、これを鳥趾状デルタと呼ぶには異論があるかも知れない。しかし流路が subaqueous levee に挟まれて前方に発達する様子は鳥趾状デルタの特性を示していると言えるだろう。

著者ら²⁾によると、浮遊砂が支配的な場合、 γ が小さ

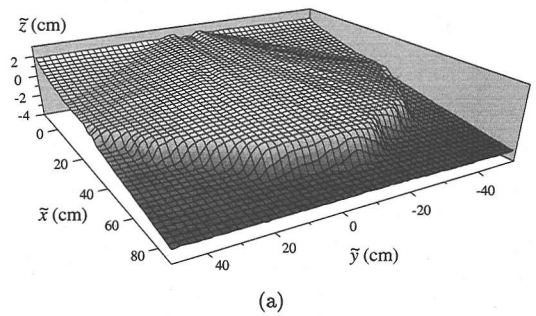


(a)

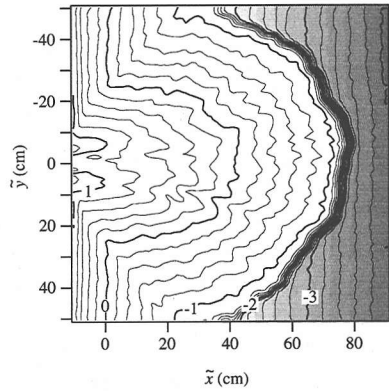


(b)

図-18 掃流砂が卓越する場合のデルタの発達過程。松永らの実験結果¹⁴⁾。12時間後。(a) 表層グラフ, (b) コンター図。コンター上の数値の単位は cm。



(a)



(b)

図-19 掃流砂が卓越する場合のデルタの発達過程。松永らの実験結果¹⁴⁾。36時間後。(a) 表層グラフ, (b) コンター図。コンター上の数値の単位は cm。

く移流拡散の効果が大きいと沖側で噴流軸上の堆積が顕著となることを明らかにしている。Case 8でも γ の値は0.36であり、かなり小さな値となっていることがわかる。このため図-16に見られるように、噴流軸上沖側に堆積が生じ、前方への流れがある程度妨げられた可能性が考えられる。横断方向への堆積が大きく発達したのもこれが原因であろう。

(2) 掃流砂が卓越する場合

掃流砂が卓越する場合のデルタへの発達過程として、前節で取り上げた松永らの実験結果¹⁴⁾と比較してみる。

図-18および19に、実験開始12時間後および36時間後の堆積形状を示す。図-13の時点で既に見られた首振り運動はその後繰り返して生じ、土砂の堆積は円弧状に均一に生じるため、きれいな円弧状のデルタが形成されていく様子がわかる。またデルタ面上には流路が形成されるが、その流路は浮遊砂の場合に比べると明瞭なものではなく、浅く不明瞭で発生と消滅を繰り返す不安定なものであった。しかもデルタ面上に生じる流路は必ずしも一本ではなく、分岐した流路が複

数観察されることもしばしばあった。

松永らの実験¹⁴⁾では、河口部が移動床となっており流路の首振り運動が容易に生じる傾向にある。したがって上記の結果のみから、実験中に観察された流路の首振り運動と分岐現象が必ずしも掃流砂の堆積特性に起因したものとは断言できないかもしれない。しかし、河口部の形状が本実験に近い水路を用いて掃流砂が支配的な条件下で行われた芦田、澤井、謝¹⁵⁾、Shieh, Tseng and Hsu¹⁶⁾の実験でも、デルタの発達過程を特徴づけるのは、やはり流路の首振り運動と分岐現象であった。

著者ら²⁾は理論解析の結果から、この発達過程の違いが図-11および図-13に見られたような初期堆積形状の違いに起因していることを示唆している。すなわち、浮遊砂が卓越する場合、流軸の両側に堆積が生じるため流路は流軸上に維持されデルタは前方に発達していく傾向にある。そのとき鳥趾状デルタが形成される。一方、掃流砂が卓越するような場合、堆積は主として流軸上に生じ、それによって流れが妨げられるため、流れおよび流路は首振り運動をする。したがってデルタは円弧状を保ちながら発達することになる。

8. 結論

本研究では河口噴流と、それによる浮遊砂の輸送機構、掃流砂および浮遊砂の堆積によって形成される河口テラスの初期堆積機構に関する実験を行い、それらの基本特性を明らかにするとともに、著者らの提案したモデルの妥当性を検証した。主たる成果を次に述べる。

1. 実験によって得られた流速および浮遊砂濃度の横断分布は、それぞれ式(1)および(11)のガウス分布で良好に表せることがわかった。これによって流速および浮遊砂濃度の横断分布の相似性が良好に成立していることが明らかとなった。
2. 著者らによって提案されたモデルは、連行係数 α を適切に選ぶことにより、実験によって得られた \bar{U}_c および \bar{B} 、 \bar{C}_c の流下方向分布を良好に表せることがわかった。
3. 河口噴流内の浮遊砂輸送は非平衡性が強いいため、浮遊砂濃度の水深方向分布は平衡状態に成立する指数分布では表せず、指数分布より一様性の強い台形状の分布をしていることが明らかとなった。
4. 底面近傍の浮遊砂濃度と水深平均浮遊砂濃度の比 r は、乱泥流の場合と同様に、 u^*/w_s の広い範囲で1から3程度の値をとることが明らかになった。
5. 掃流砂が支配的であるとき河口噴流の流軸上に堆積が生じ、浮遊砂が支配的であるとき流軸を挟んだ両側に自然堤防のような堆積が生じることが実験によっても明らかとなった。
6. このような初期堆積機構の違いによって、掃流砂が支配的であるとき円弧状のデルタが形成され、浮遊砂が支配的であるとき鳥趾状デルタが形成されることが実験的に示唆された。

謝辞：本研究に対し、科学研究費（基盤研究(B)：全日本広域土砂収支評価、課題番号14350262、代表田中仁）の補助があった。記して謝意を表する。

参考文献

- 1) Özsoy, E.: Flow and mass transport in the vicinity of tidal inlets, *Technical Report No. TR-036*, 196p., 1977.
- 2) 泉 典洋, 田中 仁, 伊達政直: 河川流が卓越する河口テラスの初期堆積形状に関する理論, 土木学会論文集, No. 740/II-64, pp.95-107, 2003.
- 3) Joshi, P. B.: Hydromechanics of tidal jets, *J. Hydr. Eng.*, ASCE, Vol. 108, pp. 239-253, 1982.
- 4) Abramovich, G. N.: *The theory of turbulent jets*, The MIT Press, Cambridge, Massachusetts, 1963.
- 5) 芦田和男, 道上正規: 浮遊砂に関する研究(1) —河床付近の濃度—, 京大工学防災研究所年報, 第13号B, pp. 233-242, 1970.
- 6) Lane, E. W. and Kalinske, A. A.: The relation of suspended to bed material in river, *Trans.*, AGU, pp. 637-640, 1939.
- 7) 加藤正進, 岸 力: 浮流砂に関する研究, 土木学会第24回年次学術講演会講演集, 第2部, pp. 223-226, 1969.
- 8) Vanoni, V. A. and Brooks, N. H.: *Sedimentation engineering, Manuals and Reports on Engineering Practice No. 54*, ASCE, New York, 1975.
- 9) Engelund, F.: Instability of erodible beds, *J. Fluid Mech.*, Vol. 42, pp. 225-244, 1970.
- 10) Parker, G.: Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed, I, The sand-silt river, *J. Fluid Mech.*, Vol. 89, No. 1, pp. 109-125, 1978.
- 11) 泉 典洋, 池田駿介: 直線砂床河川の安定横断河床形状, 土木学会論文集, No. 429/II-15, pp. 47-55, 1991.
- 12) Parker, G., Fukushima, Y. and Pantin, H. M.: Self-accelerating turbidity currents, *J. Fluid Mech.*, Vol. 171, pp. 145-181, 1986.
- 13) Schlichting, H.: *Boundary-Layer Theory*, 7th edition, McGraw-Hill, 1979.
- 14) 松永考司, 泉 典洋, 池田駿介: 掃流砂による河口デルタの形成実験, 土木学会第50回年次学術講演会概要集, pp. 480-481, 1995.
- 15) 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.
- 16) Shieh, C., Tseng, C. and Hsu, M.: Development and geometric similarity of alluvial deltas, *J. Hydr. Eng.*, ASCE, Vol. 127, pp. 17-29, 2001.

(2003. 11. 21 受付)

INCEPTIVE TOPOGRAPHY OF FLUVIAL-DOMINATED RIVER MOUTH TERRACES: EXPERIMENTS

Norihiro IZUMI, Hitoshi TANAKA, Kousuke TSUBOI and Masanao DATE

Laboratory experiments of river mouth jets were performed to investigate the profiles of velocity and suspended sediment concentration, and the inceptive topography of fluvial-dominated river mouth terraces. The experimental results were found to show reasonably good agreement with the theory proposed by some of the authors. The experiments revealed that the sediment deposits on both sides of the jet axis if the suspended load is dominant, which had been predicted by the theory. It was shown in the experiments that river mouth terraces develop into elongate deltas under the condition of dominant suspended load, which appeared to be definitely different from deltas formed under the condition of dominant bedload.