

準3次元河口モデル地形を対象とした密度流と最大混濁帯の 形成過程に関する数値シミュレーション

宋 元平*・小田一紀**・重松孝昌***・汪 思明****

1. はじめに

大規模河口域における淡水と塩水との3つの混合形態の発生条件およびこれらの混合形態と密接な関係を有する最大混濁帯 (turbidity maximum) の形成過程について鉛直2次元の数値シミュレーションを行い, その結果を昨年の海岸工学論文集に発表した。本研究では, 昨年の2次元数値シミュレーション手法を3次元解析に拡張し, 準3次元河口モデル地形を対象として河口密度流の数値シミュレーションを行い, 塩水くさびの侵入および最大混濁帯の形成過程に関して2次元解析結果と比較し, 3次元解析の特徴を明らかにする。

2. 3次元河口密度流の計算手法

2.1 3次元密度流の支配方程式

密度流の計算には, 基本的に2次元解析の場合と同様に式(1)～式(6)に示す流体の連続式, 渦粘性を考慮した運動方程式, 塩分の拡散方程式, 密度に関する状態方程式を採用した。

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = & -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu_y \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \dots (2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = & -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu_x \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu_y \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) \dots (3) \end{aligned}$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = & \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) \dots (5) \end{aligned}$$

$$\rho = \rho_0(1 + \alpha S) \dots (6)$$

ここに, u, v, w はそれぞれ x, y, z 方向の流速, P は圧力, S は塩分, g は重力加速度, ρ は混合水の密度, ρ_0 は淡水の密度, α は比例係数 ($=0.000757 \text{ psu}^{-1}$), $\mu_x, \mu_y, \mu_z; K_x, K_y, K_z$ はそれぞれ x, y, z 方向の渦動粘性係数と渦動拡散係数である。

2.2 支配方程式の σ -座標変換

式(1)～式(5)を以下の σ -座標を用いて座標変換する。

$$\left. \begin{aligned} \sigma &= \frac{z' - \zeta}{\zeta + h} \\ \eta &= y/B(x) \end{aligned} \right\} \dots (7)$$

ここに, $z' = z - z_0$, z_0 : 河川部水底の z 座標, ζ : 潮汐による水面変動量, h : 初期水深, $B(x)$: $x = x$ における河口幅。その結果, 河口密度流の支配方程式は以下のように表わされる。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial u D}{\partial x} + B(x) \frac{\partial v D}{\partial \eta} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0 \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v B(x) \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{w}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - f v = & -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \\ & + \frac{g}{\rho} \int_0^\sigma \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} d\sigma - \frac{g D}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \left(\int_0^\sigma \rho d\sigma \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + B^2(x) \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\mu_y \frac{\partial u}{\partial \eta} \right) \\ & + \frac{1}{D^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\mu_z \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \dots (9) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v B(x) \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{w}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - f u = & -g B(x) \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} \\ & + \frac{g}{\rho} \int_0^\sigma \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} d\sigma - \frac{g B(x) D}{\rho} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\int_0^\sigma \rho d\sigma \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu_x \frac{\partial v}{\partial x} \right) + B^2(x) \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\mu_y \frac{\partial v}{\partial \eta} \right) \\ & + \frac{1}{D^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\mu_z \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \dots (10) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \omega = w - (\sigma - 1) \frac{\partial \zeta}{\partial t} - u \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) \\ - v B(x) \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial \eta} + \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} \right) \dots (11) \end{aligned}$$

* 理修 (有)プロボート

** 正会員 工博 大阪市立大学教授 環境都市工学科

*** 正会員 工博 大阪市立大学講師 環境都市工学科

**** 正会員 工博 神戸師範大学助教授 河口海岸研究所

$$\frac{\partial S}{\partial t} + v \frac{\partial S}{\partial x} + v B(x) \frac{\partial S}{\partial \eta} + \frac{\omega}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) + B^2(x) \frac{\partial}{\partial \eta} \left(K_y \frac{\partial S}{\partial \eta} \right) + \frac{1}{D^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_z \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) \dots\dots\dots (12)$$

ここに、 $D = \zeta + h$: 水深、 ω : σ -座標系での鉛直流速。

2.3 河口モデル地形と計算領域

計算に用いた河口モデル地形は、長江河口域の主水路を想定し、図-1に示すように中心軸(x軸)に対して対称形で、 $B_r = 20$ km, 初期水深 $h_{r0} = 6$ m の一様矩形断面形を有する長さ 130 km の直線河川部と、その下流端から幅 B_s (km), 初期水深 $h_{r0} = 30$ m の矩形断面を有する河口部沖側端まで直線的に幅と深さが増大する長さ 130 km の河口斜面部(平面)とで構成した。中心軸断面上での河口斜面勾配は 1/5000 である。

2.4 計算メッシュと境界条件

計算メッシュのサイズは x 方向に 1 km, y, z 方向には河川部, 河口斜面部とも等サイズで 20 メッシュとした。

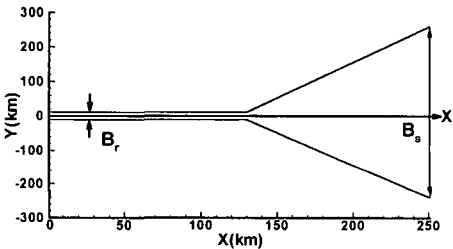
境界条件については、2 次元解析の時と同様に、以下のように入れた。

河川上流端では、水位変動： $\zeta = 0$, 塩分：

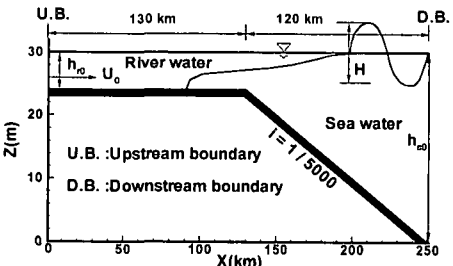
$$\left. \begin{aligned} \text{流速：} u &= U_0 \left(8.5 + 2.5 \ln \frac{z}{k_*} \right) \\ v &= w = 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (13)$$

河口下流端では、

$$\left. \begin{aligned} \text{潮汐変動：} \zeta &= \frac{H}{2} \sin(2\pi t/T) \\ \text{塩分：} S &= 35 \text{ psu} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (14)$$



(a) 平面図



(b) 中央縦断面図

図-1 河口モデル地形と座標系

ここに、 U_0 は河川上流端における断面平均流速、 k_* は底面粗度高さ、 T : 潮汐周期 (=12 hr) である。

2.5 諸定数

水平方向の渦動粘性係数および渦動拡散係数はこれまで一般的に使われてきた値を参考にし、鉛直方向については Munk・Anderson の提案に倣い、次のように設定した。

$$\left. \begin{aligned} \mu_x &= K_x = 1.0 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{s} \\ \mu_y &= K_y = 1.0 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{s} \\ \mu_z &= 10.0(1 + 10R_i)^{-1/2} \text{ cm}^2/\text{s} \\ \mu_z &= 10.0(1 + 10R_i)^{-1/2} \text{ cm}^2/\text{s} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (15)$$

ここに、 $R_i = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2$ で表される局所 Richardson 数である。

3. 3次元河口密度流の計算結果

外力条件としての河川流速 U_0 と潮差 H 、および河川上流端幅と河口下流端幅の比 B_s/B_r (以後河口幅比と呼ぶ) を変数として河口密度流計算を行う。

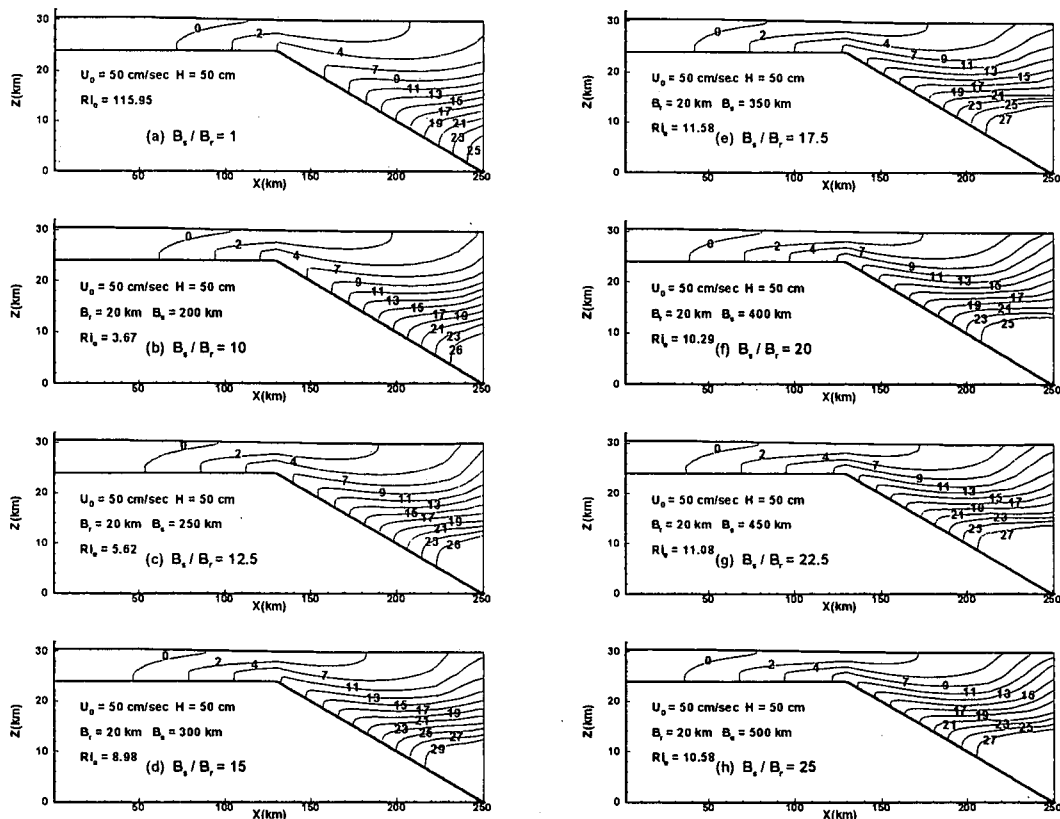
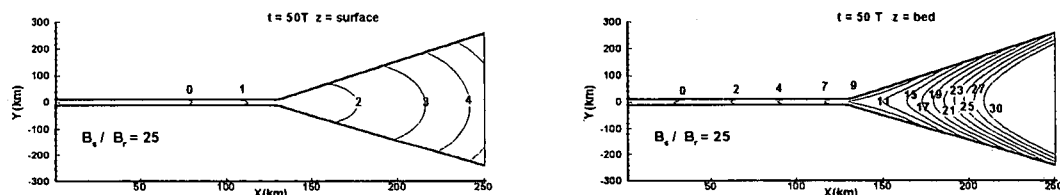
3.1 河口幅比による塩水楔の変化

2 次元解析の場合は、河口地形が与えられた場合、河口密度流に影響を及ぼす水理因子の中で、最も重要な因子は河川側での河川流速と海側での潮差である。3 次元河口では、それ以外に河口幅比によって河口密度流の塩水侵入状況は予想される。そこで、この問題を検討するため河川流速と潮差を $U_0 = 50$ cm/sec, $H = 50$ cm と一定に保ち、 $B_s/B_r = 1 \sim 25$ まで変化させて塩水侵入状態を調べてみた。

図-2 は計算から 600 時間後 ($t = 50 T$: 下流端境界でちょうど上げ潮の始まる位相) の X 軸断面における塩分分布を示している。前報の 2 次元解析に相当する $B_s/B_r = 1$ の場合 (同図 (a)) と比較すると、3 次元解析では、河口幅比が大きくなるにしたがって塩水楔の先端は 2 次元解析の場合より緩やかに上流側に遡上していくが、 $B_s/B_r = 25$ 程度になると、ほぼ一定位置にとどまり、それ以上上流側に遡上しなくなることがわかる。この傾向は、(U_0, H) の値を変えた他のケースについても同様であり、本計算においては一般的に $B_s/B_r > 25$ 程度になると塩水楔の侵入は一定位置にとどまると言える。図-3 は $B_s/B_r = 25$ ときの表層と底層での塩分の平面分布を示しているが、底層で塩水楔が河川上流端側まで侵入し、淡水が河口表層を流下している様子が明瞭に再現されている。

3.2 河口密度流形態の発生条件

河川流速を $U_0 = 10 \sim 100$ cm/sec, 潮差を $H = 50 \sim 200$ cm, $B_s/B_r = 1 \sim 25$ に変化させた 48 ケースについて 3 次元河口密度流計算を行い、2 次元の場合と比較し、弱混

図-2 弱混合型密度流の塩分分布に及ぼす河口幅比の影響 ($t = 50 T$)図-3 $B_s/B_r = 25$ ときの表層と底層での塩分分布 ($t = 50 T$)

合、緩混合および強混合の3つの密度流形態がどのような条件のときに発生するかを検討した。

ここでは、前報の2次元解析の場合と同様に、成層係数 $N = (S_b - S_s) / S_m (S_b, S_s$: 河口の任意横断面における底層および表層の平均塩分, S_m : 河口横断面における断面平均塩分) を用いて次のように混合形態を定義した。250 km の計算領域内に一定間隔 (1 km) に設けた各断面内で成層係数を計算し、有効な値が得られた範囲内でそれらの算術平均値 (空間平均成層係数) $\bar{N}$ を求め、2次元解析の場合と同様に、 $\bar{N} \geq 0.8$ の場合を弱混合、 $\bar{N} \leq 0.3$ の場合を強混合、 $0.3 < \bar{N} < 0.8$ の場合を緩混合と定義した。

一方、2次元解析の場合と同様に式(16)のように Fisher (1972) が提案した河口リチャードソン数 Ri_e に倣

い、ここではこれを次のように定義する。

$$Ri_e = \varepsilon g U_0 h r_0 / U_i^3 \quad \dots\dots\dots (16)$$

ここに、 $\varepsilon = (\rho - \rho_0) / \rho$: 混合水と淡水の相対密度差, U_i : 河川部に進行してきたときの潮汐波の最大水粒子速度を表わし、式(17)で与える。

$$U_i = \frac{H}{2} \left(\frac{h_{80}}{h r_0} \right)^{1/4} \left(\frac{B_s}{B_r} \right)^{1/2} \left(\frac{g}{h r_0} \right)^{1/2} \quad \dots\dots\dots (17)$$

計算を行った48ケースについて、それぞれの空間平均成層係数 $\bar{N}$ と式(16)で定義する河口リチャードソン数 Mi_e の値を求め、両対数グラフにこれらの関係をプロットしたものが図-4である。図中の直線は後で述べる $B_s/B_r = 1$ (2次元解析) の場合も含めたこれらの平均的な

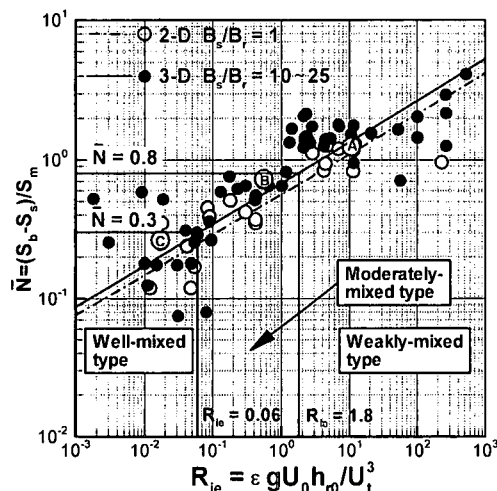


図-4 準3次元河口地形の場合の河口密度流形態の発生判別図

関係を表している。前述のように、 $\bar{N} \geq 0.8$ の領域を弱混合、 $\bar{N} \leq 0.3$ の領域を強混合、 $0.3 < \bar{N} < 0.8$ の領域を緩混合と定義すると、この図から、ほぼ $R_{ie} \geq 1.8$ のときに弱混合型、 $R_{ie} \leq 0.06$ のときに強混合型、 $0.06 < R_{ie} < 1.8$ のときに緩混合型の河口密度流形態が発生すると判断される。図-4には前報の2次元解析の結果も○印で、またその平均的關係を一点鎖線で示したが、3次元解析では、それぞれの密度流形態の境界を表わす R_{ie} 値が2次元解析のときより小さくなることがわかる。

4. 最大混濁帯の数値シミュレーション

4.1 濁りの3次元拡散方程式

微細土粒子の濁りの3次元拡散方程式は、沈降速度を考慮して式(18)のように表わされる。

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} + (w + \omega_f) \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \dots (18)$$

ここに、 C は濁質濃度、 ω_f は微細土粒子の沈降速度を表わす。ここでは、微細土粒子が塩水に出会い、凝集を始めれば、その沈降速度として後述の微細土粒子のフロクの沈降速度を採用する。

4.2 境界条件と初期条件

境界条件は次のように設定した。

上流端境界で濁質濃度： $C_0 = 50 \text{ mg/l}$

下流端境界で濁質濃度： $K_x \frac{\partial C}{\partial x} = 0, K_y \frac{\partial C}{\partial y} = 0$

また、初期条件は次のように設定した。

微細土粒子の初期粒径 $d_0 = 7.5 \mu\text{m}$

4.3 凝集・沈降過程モデル

濁質拡散計算に用いた凝集と沈降過程モデルは前報の2次元解析の場合と同様に小田ら(1999)の室内実験に基づく予測式を採用した。一方、攪拌強度は3次元解析では式(19)で与えられる(Camp, 1943)。

$$G = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2} \dots (19)$$

凝集と沈降過程モデルを微細土粒子の拡散方程式(18)に組み込み、2次元解析の場合と同様にオイラー手法によって微細土粒子の拡散計算を行った。

4.4 濁質濃度分布の計算結果

前期の密度流を計算した同じ48ケースについて濁りの拡散計算を行い、濁質濃度分布を求め、最大混濁帯の発生位置を調べた。

図-5は、典型的な弱混合型密度流が発生する $U_0 = 50 \text{ cm/sec}$, $H = 50 \text{ cm}$ の場合の、計算後600時間($t = 50T$)たったときのX軸断面における濁質濃度分布の2次元解析と3次元解析($B_s/B_r = 25$)の結果を比較して示したものである。

この図からまず言えることは、2次元解析、3次元解析の何れの場合も河川部に明瞭な濁質の高濃度帯(最大混濁帯)が形成されていることがわかる。しかし、その発生位置は3次元解析の方がより上流側に位置すること、また、その中心濃度も一層高くなるが見出せる。この傾向は最大混濁帯が発生する他のケースについても同様であった。

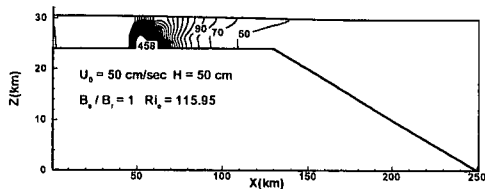
図-6、それぞれ3次元解析によって得られた弱混合型(CASE A、図-4参照)、緩混合型(CASE B)および強混合型(CASE C)の密度流が発生するときの濁質濃度分布の代表例を示している。この図から緩混合型でも最大混濁帯が発生するが、強混合型では最大混濁帯が発生したことが明瞭に見出せる。

5. 結 論

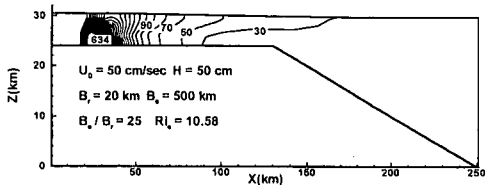
本研究によって以下のことが明らかになった。

(1) 準3次元河口モデル地形を対象とした河口密度流の数値シミュレーションによって3つの混合形態を再現することができた。弱混合型密度流の場合の塩水楔の先端位置は、河口幅比 B_s/B_r が大きくなるにしたがって前報の2次元解析結果より上流側に遡上するが、 $B_s/B_r \geq 25$ になるとその位置はほぼ一定位置に留まる。

(2) この混合形態は、成層係数の空間平均値 $\bar{N}$ によって分類定義すると、その発生はここで新たに定義した河口リチャードソン数 $R_{ie} = \varepsilon g U_0 h_{r0}/U_t^3$ によって判別でき、ほぼ $R_{ie} \leq 0.06$ のとき強混合型、 $0.06 < R_{ie} < 1.8$



(a) 2次元解析結果



(b) 3次元解析結果 (CASE A)

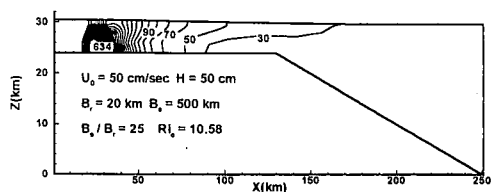
図一5 最大混濁帯の発生位置に関する2次元解析と3次元解析の比較

のとき緩混合型, $Ri_s \geq 1.8$ のとき弱混合型が発生する。

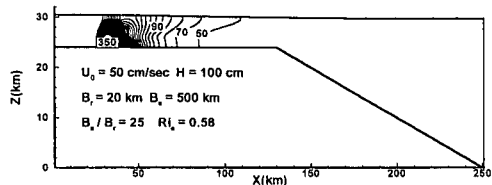
(3) 微細土粒子の凝集・沈降モデルを導入した濁りの3次元拡散数値シミュレーションによって弱混合型と緩混合型の密度流の塩水楔の先端付近に濁質濃度の異常に高い最大混濁帯が発生することが再現できた。また、(1)で述べたことと同様に、これらの最大混濁帯の発生位置は2次元解析結果より上流側に遡上するが、 $B_s/B_r \geq 25$ になるとその位置はほぼ一定位置に留まる。

参考文献

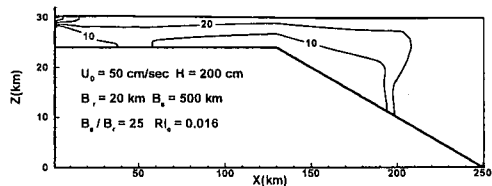
- 小田一紀・宋元平・芝村圭・農本充 (1999): 塩水中における微細土粒子の凝集・沈降過程に関する研究—ベントナイトをモデルとして—, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 981-985.
 宋元平・小田一紀・重松孝昌・汪思明 (1999): 河口域における密度流形態と最大混濁帯の2次元数値シミュレーション, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 471-475.



(a) 弱混合型密度流の場合 (CASE A)



(b) 緩混合型密度流の場合 (CASE B)



(c) 強混合型密度流の場合 (CASE C)

図一6 各混合形態の場合の濁質濃度分布の比較

- Camp, T. R. (1943): Velocity gradients and internal work in fluid motion, J. Boston Society of Civil Engineers, Vol. 30, No. 4, pp. 219-237.
 Fisher, H. B. (1972): Mass transport mechanism in partially stratified estuaries, J. Fluid Mech., Vol. 53, part 4, pp. 671-687.
 Munk, W. H. and Anderson, E. R. (1948): Notes on a theory of thermocline, J. Mar. Res., 7, 3, pp. 276-295.