

河川感潮部に流下した浮遊泥砂の濃度変化の実測と数値解析

Field Observation and Numerical Computation on The Time Variation of The Concentration of Suspended Substance Transported into Estuaries

中央大学理工学部 正員 林 泰造
 (株)新日本技術コンサルタント 正員 鶴 巻 有一郎
 中央大学大学院 学生員 大 橋 正 和

1. ま え が き

上流域から供給される浮遊物は、感潮区間の往復流によって浮上、沈降、再浮上の現象を繰り返し、一部は海域へ流出し、一部は最も沈降の生じやすい所に堆積を進める。浮遊物の供給量が多い場合には、河口堆積を引き起し、洪水対策上好ましくない状況ともなりうる。

ここでは、平水時の一潮汐周期の中にあつて、浮遊物の挙動、塩素濃度、水量の変動が感潮河道において、どのように行われているかを、鶴見川の現地実測及び関連資料よりの整理結果から報告すると共に、これら実測値を再現しうる数値シミュレーションモデルについて、ここに報告する。

2. 現 地 実 測

鶴見川における現地実測は、昭和55年12月23日から24日にかけて、さらに昭和56年11月13日にかけての、二度に亘る大潮時に行われた。

第1回目の実測は、河川縦断方向の流況特性を捕えるべく、本川の7断面と支川の3断面において行われ、最満潮時から3時間間隔に4回の実測作業を行った。また第2回目の実測は、河口から4.0km上流、同じく4.8km、7.8km上流の3断面において短時間間隔の実測を行った。特に、河口から4km上流と4.8kmの二断面においては、50分間隔の実測を最満潮時から17回に亘り一潮汐間続け、2断面間の浮遊泥砂濃度の沈降、再浮上の微妙な現象の調査が行われた。この測定区間の河川規模は図-1(a)に示す水面幅の縦断変化と、図-1(b)の横断形状、図-5の河床縦断を有している。

測定されたものは水位、流速分布、塩素イオン濃度、浮遊泥砂濃度分布、浮遊泥砂粒径及び比重である。水位の測定は自記水位計(第1回目)またはスタッフゲージの読み取り(第2回目)により、流速測定にはCM-2型流向流速計を、また浮遊泥砂濃度及び粒径分析のための採水にはVan Dorn式採水器を用いた。塩素イオン濃度の分析には硝酸銀法を、浮遊泥砂濃度測定はガラスろ過器法により、粒径分布測定は光透過法によった。

また浮遊泥砂濃度及び粒径分析のための採水にはVan Dorn式採水器を用いた。塩素イオン濃度の分析には硝酸銀法を、浮遊泥砂濃度測定はガラスろ過器法により、粒径分布測定は光透過法によった。

3. 第1回目の実測—河川縦断方向の流況実測の結果

昭和55年12月23日18時の最満潮時から3時間間隔に下げ潮時(21時)、最干潮時(24日午前1時)、上げ潮時(4時)の計4回に亘り、10ヶ断面において実測された。断面は、河口部、河口から1.75kmの上流点、同じく4.89, 7.88, 9.05, 11.11, 13.09km上流の本川部と、その他支川の3断面である。

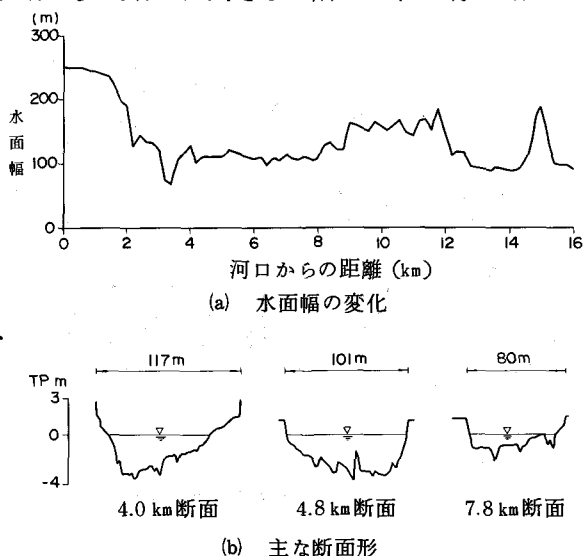


図-1 鶴見川の河川規模

(a) 河口潮位記録

23日17時から24日12時までの河口の自記水位記録は図-2に示す如くであり、干満の差1.77mを生じている。

(b) 河床物質粒径分布

昭和54,55年に測定された河口から18km上流までの間の流心部の河床物質の中央粒径(d_{50})は図-3に示す通りである。昭和54年のデータは河口から4kmまでの区間の中央粒径に、0.02mmから0.2mmまで分布し、4kmから16kmの区間は0.2~0.55mmまでの分布である。昭和55年のデータは、4km断面において0.035mm, 4.2kmから7.8km間は0.25~0.4mm, 13km断面は0.01mmである。

(c) 流況記録

23日21時から雨が降り出し、観測終了時刻午前4時までの上流域の各雨量観測所の降雨は8~19mmとなり、河口から15.8km上流の自記流量記録(図-4)は、定常量 $5\text{m}^3/\text{s}$ が23時から増大し始め午前2時までは $15\text{m}^3/\text{s}$ に達している。河口から11.05km上流の流量実測値は、17時20時から42分にかけて $4.6\text{m}^3/\text{s}$, 20時40分から21時17分にかけて $9.0\text{m}^3/\text{s}$, 0時10分から0時45分にかけて $11.9\text{m}^3/\text{s}$, 3時40分から4時05分にかけて $19.0\text{m}^3/\text{s}$ であり、最干潮時から上げ潮時にかけて出水量の増大があった。

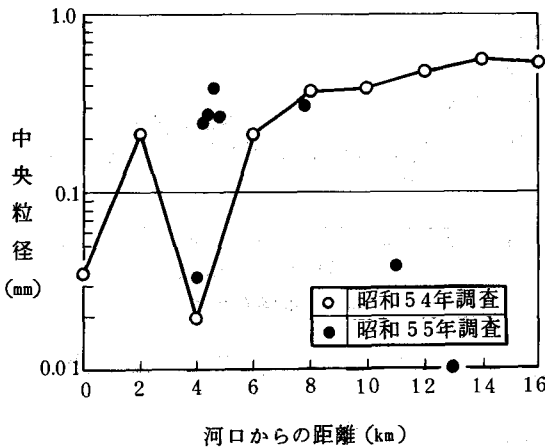


図-3 流心部の河床物質中央粒径(d_{50})の変化

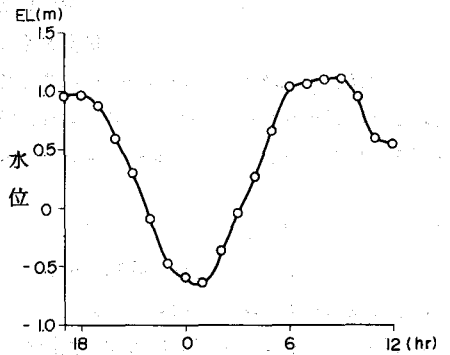


図-2 昭和55年12月23日, 24日の河口自記水位記録

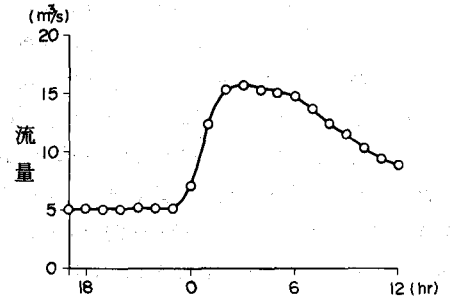


図-4 昭和55年12月23日, 24日の河口から15.8km上流の自記流量記録

(d) 塩素イオン濃度

図-5(a)から図-5(d)は、塩素イオン濃度を河川縦断に沿って、満潮時、下げ潮時、最干潮時、上げ潮時毎に図示したものである。

満潮時(図-5(a))には河口においては表面15,900ppmから最深部の17,900ppmまで増加し、上流に向うほど濃度は徐々に低下し、河口から4.8kmにおいては表面の4,180ppmから最深部の10,900ppmへと徐々に低下している。さらに7.8kmより上流は、ほとんど河川水固有の塩素イオン濃度の40~98ppmへと低下している。

下げ潮時(図-5(b))の河口は、表面の12,700ppmから最深部の17,200ppmまでの分布を示し、河口から4.8kmにおいては972~1,500ppmの分布である。

最干潮時(図-5(d))の河口においては、表面の10,000ppmから最深部の17,000ppmまでの分布を示し、河口から4.8kmは106~96ppmと、河川水域が満潮時に比して河口方向へと移動している。

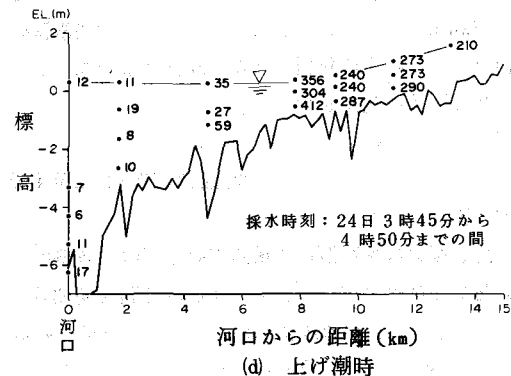
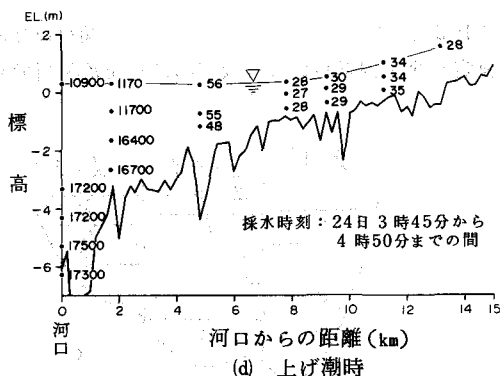
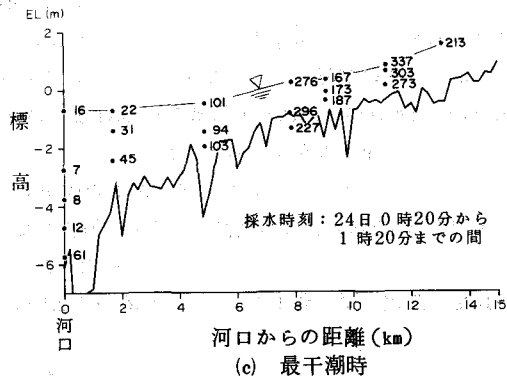
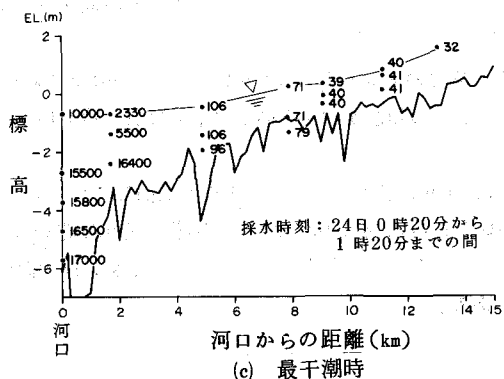
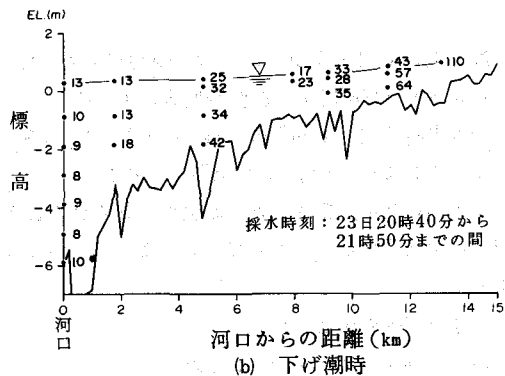
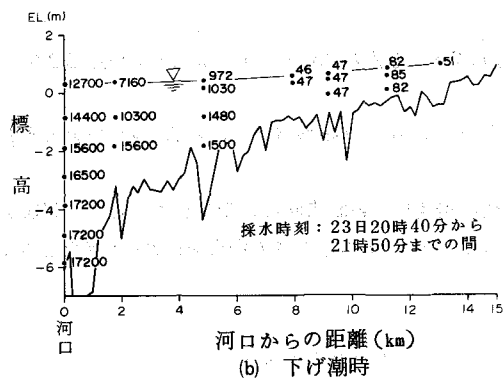
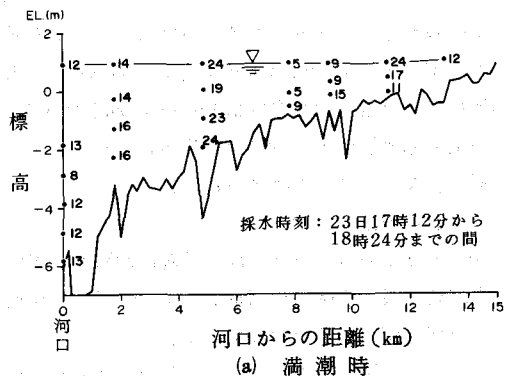
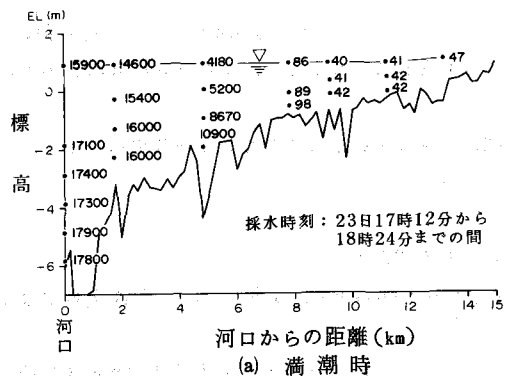


図-5 一潮汐間の河川縦断実測塩素イオン濃度分布 (mg/l) 図-6 一潮汐間の河川縦断実測浮遊泥砂濃度分布 (mg/l)

上げ潮時（図－5（d））には、河口においては表面の10,900 ppmから最深部の17,500 ppmであり、最干潮時に比べれば500～900 ppmの上昇が認められ、塩水のそ上が認められる。しかし、河口から4.8 kmは、出水の影響により塩素イオン濃度は56～48 ppmと低下している。

以上の如き塩素イオン濃度の分布状態から、その混合状態は塩水くさび型ではなく、強混合型にかなり近い中混合型であることが認められる。

(e) 浮遊泥砂濃度

図－6（a）から図－6（d）には、浮遊泥砂濃度の測定値を記したものである。

満潮時（図－6（a））の河口から13 km間の全測点の濃度は、8～24 ppm程度の範囲にあり、表面から最深部までほぼ一様の濃度を示している。

下げ潮時（図－6（b））の9 kmより上流においては、濃度が上流に行くに従って28 ppmから110 ppmまで増加している。

最干潮時（図－6（c））には、4.8 km地点において約100 ppm、7.8 km地点は230～300 ppm、11 km地点は270～340 ppmと下げ潮時より濃度が増大している。

上げ潮時（図－6（d））の4.8 km地点は、27～59 ppmまで低下するが、7.8 km地点における濃度は、出水の影響によって300～400 ppmまで上昇している。

これらの図中に記入された数値から見られるように浮遊泥砂濃度は、縦断方向には変化しているが、鉛直方向には殆ど変化がないと見てもよいように思われる。これは $d > 0.06 \text{ mm}$ の浮遊砂の場合とは著しく異なる点である。

(f) 浮遊泥砂の粒径分布

図－7（a）から図－7（d）は、浮遊泥砂の中央粒径（ d_{50} ）の河川縦断方向の分布を示す。

満潮時（図－7（a））は、河口から13.09 kmの区間に亘って、4～13 μm の浮遊泥砂の中央粒径が縦断方向、深さ方向にも一様に分布しているのが認められる。

しかし、下げ潮時（図－7（b））は、7.8 kmから13.09 kmの上流部の区間において6～29 μm までの分布に対し、河口から4.8 kmの下流部の区間は7～13 μm までの分布となり、その相違を示すと同時に、上流部は満潮時よりも浮遊泥砂の径が大きくなっている。

最干潮時（図－7（c））には、4.8 km断面の径が10～24 μm となり、径の増大傾向が下流へ伝播している。

河口から1.8 kmの区間は満潮時からの一潮汐間に亘ってほぼ6～14 μm の範囲にあり、顕著な変化は認められない。上げ潮時の7.8 kmより上流部の径の大きさは、河川水の増水による影響と考えられる。なお、浮遊泥砂の比重は測定区間の全体に亘って、2.28から2.16の範囲にある。

4. 第2回目の実測 — 二断面間の短時間間隔実測の結果

昭和56年11月12日16時46分の最満潮時から13日5時58分までの最満潮時までの1潮汐間を、河口から4 km上流断面と4.8 km断面において50分間隔の測定を行うと同時に、河口から7.8 km上流断面でも3時間間隔の測定を行った。

(a) 水 位

河口、4 km、4.8 kmの水位記録は、図－8に示す通りである。

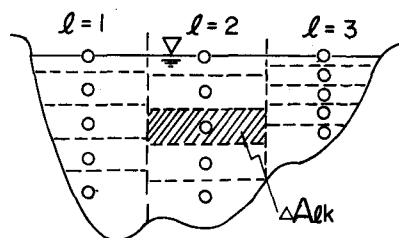
(b) 流 量

流速測定は各断面毎に横断方向3測線、各測線の水深方向5点について行い、図－10の時間流量曲線を得た。

なお流量への変換は流向別に、支配断面と流速の積

$$Q = \sum_{\ell=1}^3 \left(\sum_{k=1}^5 U_{\ell k} \Delta A_{\ell k} \right) \quad (1)$$

から求め、全断面同一流向に対しては、4点法



図－9 流量計算

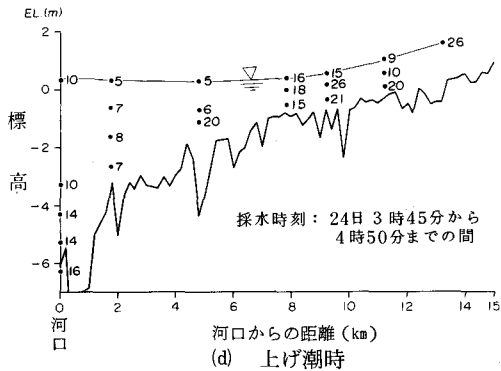
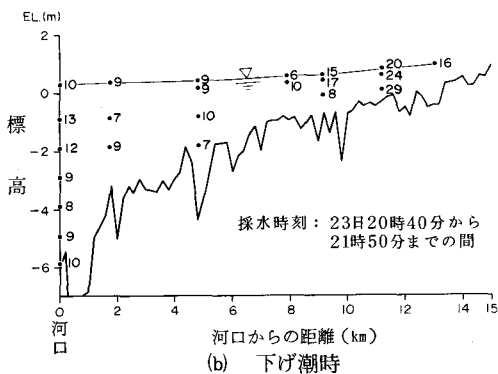
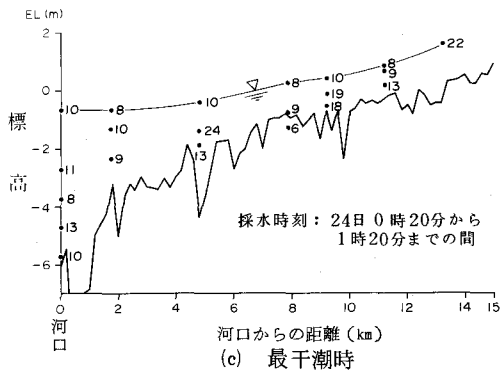
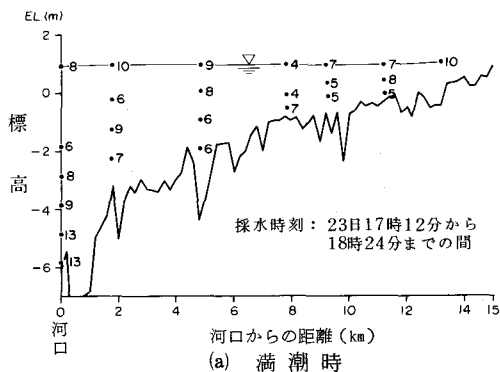


図-7 一潮汐間の河川縦断実測浮遊泥砂中央粒径分布 (μm)

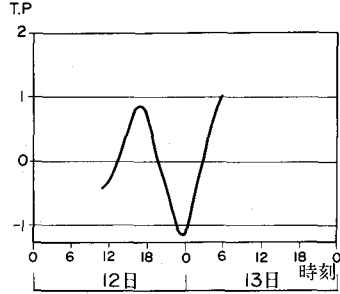
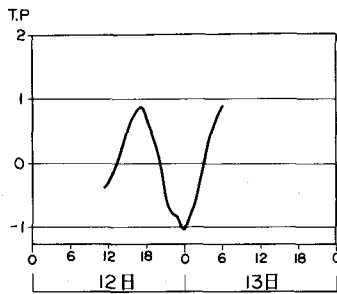
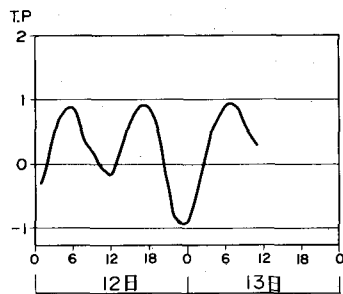
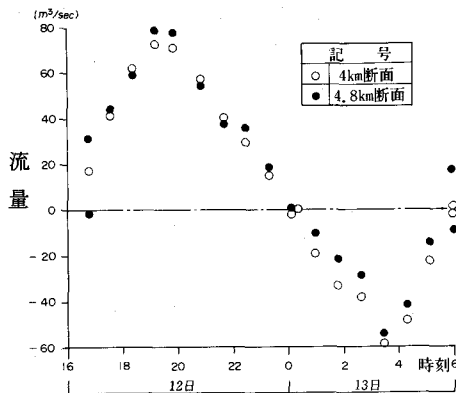


図-8 昭和56年11月12日、13日の水位記録

図-10

河口から4 km, 4.8 km 上流断面の
昭和56年11月12日、13日の流
量記録



$$U_m = 0.2 \{ (U_{0.2} + U_{0.4} + U_{0.6} + U_{0.8}) + 0.5 (U_{0.2} + 0.5 U_{0.8}) \} \quad (2)$$

により各区分毎に平均流速 U_m を求め、 $Q = \sum_{\ell=1}^3 U_{m\ell} \Delta A_{\ell}$ から求めた。

(c) 塩素イオン濃度

採水は、各断面共に流心部の水深方向 4 点で行い、図-11 の河道縦断の塩素イオン濃度分布を得た。

満潮時は、表面の 3,430 ppm から最深部の 14,700 ppm、干潮時は、表面 2,070 ppm から最深部 2,090 ppm までの変動となり、顕著な時間的变化を示している。

(d) 浮遊泥砂濃度

図-12 に示す如く、水深方向の変化は少いが、一潮汐間において 4 ppm から 57 ppm までの変動となっている。

図-13 は断面平均濃度を示す。図-10 と比較すると、 $|\bar{U}|$ が大きくなると $\bar{C}$ も大きくなる傾向を示している。

(e) 底泥砂の浮上フラックス

4 km 地点と 4.8 km 地点の間の単位流軸距離当りの底泥砂の浮上フラックスは

$$\frac{\partial (\bar{C} A)}{\partial t} + \alpha \frac{\partial}{\partial x} (A' \bar{U} \bar{C}) = M \quad (3)$$

を書直した次式から計算される。

$$M = \frac{1}{4 \Delta t} (\bar{C}_1^{j+1} A_1^{j+1} - \bar{C}_1^{j-1} A_1^{j-1} + \bar{C}_2^{j+1} A_2^{j+1} - \bar{C}_2^{j-1} A_2^{j-1}) \\ + \alpha \frac{1}{\Delta x} (A_2^j \bar{U}_2^j \bar{C}_2^j - A_1^j \bar{U}_1^j \bar{C}_1^j) \quad (4)$$

ここに $\bar{C}$ = 断面平均浮遊泥砂濃度 ($= \frac{1}{A_k} \sum_{k=1}^4 C_k \Delta A_k$)、 $\bar{U}$ = 断面の流向別平均流速 ($= \frac{1}{A} \sum_{\ell=1}^3 U_{m\ell} \Delta A_{\ell}$)、 A = 水面下断面積、 A' = 流速 0 の部分を差引いた水面下の流向別断面積、添字 1、2 = それぞれ 4.8 km 及び 4 km 断面の値であることを示す添字、 j = 時刻番号 ($j=0, 1, 2, \dots, 16$)、 $\Delta t = 2,940 \text{ sec}$ 、 $\Delta x = 857 \text{ m}$ 、 α = 流速分布による補正係数で $\alpha \cong 1.0$ ととる。

このようにして計算された M の値が図-14 (a) に示される。同じ図の (b) には参考のために計算した U_* の値が示される。

ここに U_* は一方向流の場合の次式を準用して

$$U_* = \sqrt{f/2} \quad \bar{U} = (gn^2/R^{1/3}) \bar{U} \quad (5)$$

から計算した。ただし、 $n = 0.03$ の値を採った。

5. 底泥砂浮上フラックス M の実測結果についての検討

図-14 (a) を見ると時刻 0、1 および 2、すなわち順流の初期には、 M はプラス (浮上) であるが、時刻 3 をすぎると急にマイナス (沈降) に転じ、以後時刻 8 すなわち最干潮期近くまでこの状態が続く。しかし、この時刻を過ぎて逆流がはじまると、 M は再びプラスへと転じ、以後逆流が終る時刻 16 (最満潮時) までこの状態が続いている。

そこで、 M がこのような変化を示している原因について以下に考察する：

まず時刻 2 における M の正の値の peak は順流のはじまる極く初期、すなわち時刻 0 と 1 の間において、底面付近に交番流特有の大規模渦構造が形成されるが、この影響で底質の巻き上げが活発化したためと思われる。本研究の場合と Stokes 数は著しく異なるが、参考のために往復流実験において、順流の極く初期に形成された底面付近の大規模渦構造を写真-1¹⁾ に示す。

次に、時刻 2 をすぎると M が急速にマイナス (沈降) に転ずるのは、順流の加速による乱れの抑制結果のためと考えられる。図-15 は参考のために写真-1 に対するものと同じ実験から、交番流中における乱れ運動

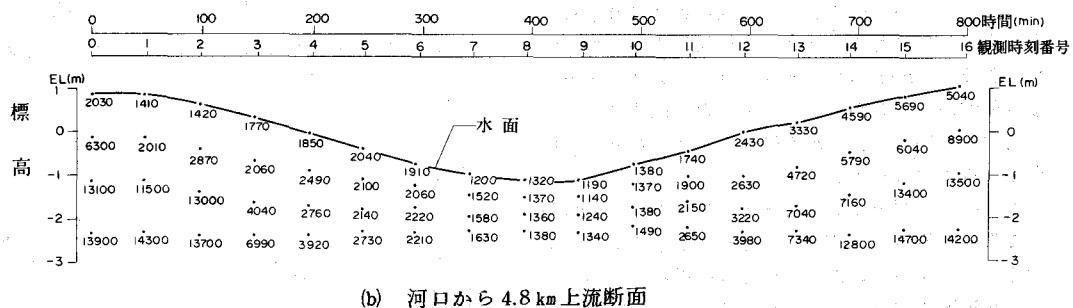
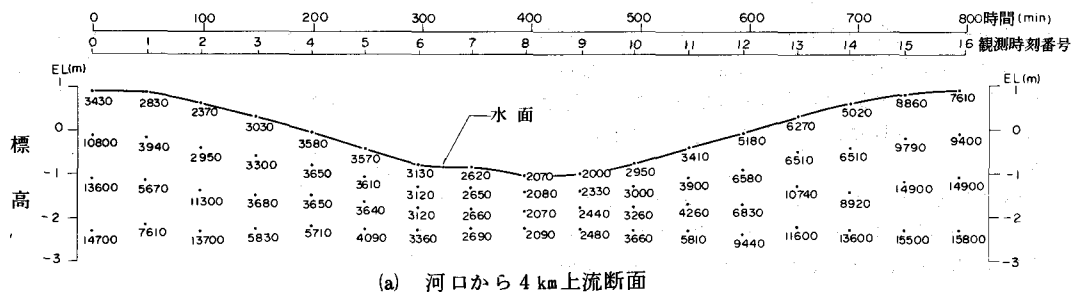


図 - 11 一潮汐間の水深方向の塩素イオン濃度時間変動記録 (単位 ppm)

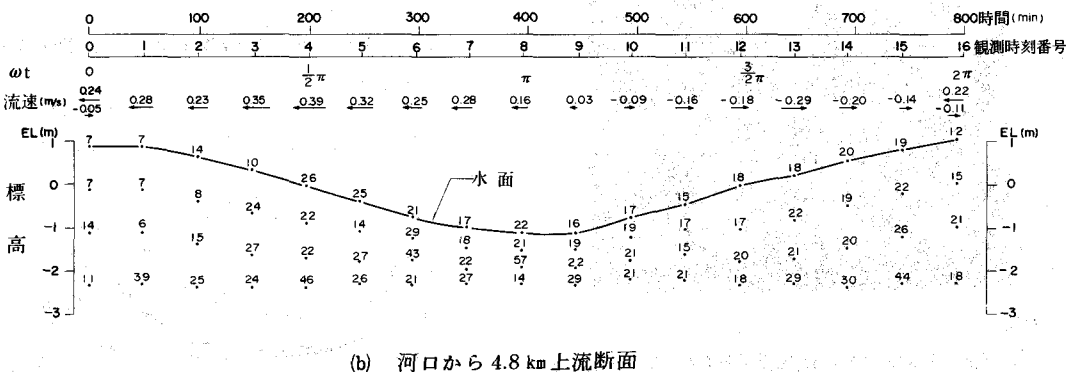
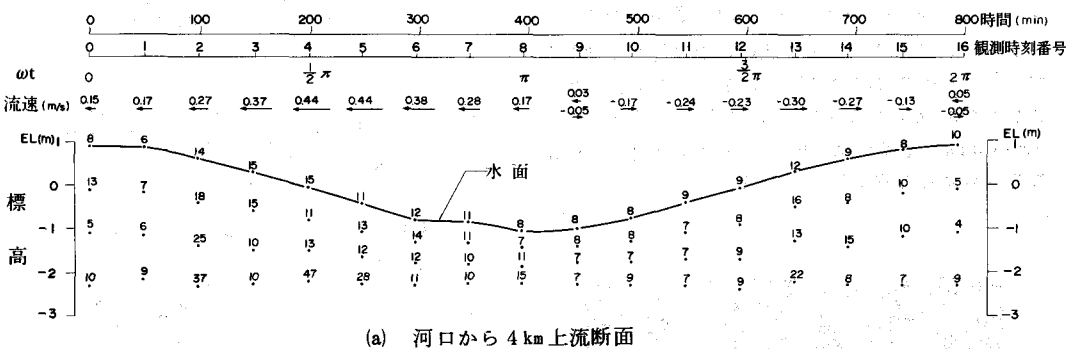


図 - 12 一潮汐間の水深方向の浮遊泥砂濃度時間変動値及び流速 (単位 ppm, m/sec)

(実測時刻: 昭和 56 年 11 月 12 日 16 時 46 分から 13 日 5 時 58 分まで)

エネルギーの時間的消長を示したもので、水路上方においては、時刻 0.5 付近から乱れが急速に抑制され、このような状態は順流の加速期間を終り減速期に入り、その末期に近づく頃まで続いていることが認められる。

単相の液体の交番流であれば、時刻 8 から 16 までの間（逆流期間）の M の曲線は時刻 0 から 8 までの間（順流期間）と同じものが繰返されるはずであるが、本実験河川の場合には時刻 8 からはじまる逆流期間中の M の曲線は順流期間中のそれとは全く違ったものとなっている。この原因は逆流期間中には密度流として生起される大規模循環によるものと解釈される。Ippen⁹⁾ はエスチュアリーにおける縦方向拡散係数の増大を図-16 のような大規模循環により説明しているが、本研究においてもこれと同じ解釈をとるものである。

ところで、図-13 と図-14(b) とを pair の図として考えてみると、 $|U_*|$ が大きくなるとても単純に大きくなっており、図-14(a) の結果に対する上に記した複雑な考察は何か矛盾するように思われる。しかし、 $\bar{C}_A$ を図示してみると図-17 のようになって M に関係するものは式(3)からみても上下断面流入量差の他には $\partial(\bar{C}_A)/\partial t$ であり $\partial\bar{C}/\partial t$ ではないことから、図-13 の示す関係は上に述べた考察とは矛盾するものではないものと考えられる。ただし、ここでの Δt のとり方は粗すぎたので、このデータを Smoothing し、それについて小さい Δt にとって時間微分計算をやり直す積りである。

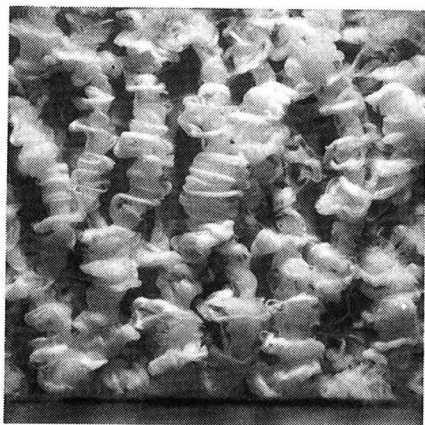


写真-1

順流時初期の大規模渦構造（上方から撮ったもの）
（実験条件摘要は図-15の下に示すものと同じ）。

$\omega t = (1/18)\pi$ の時刻。

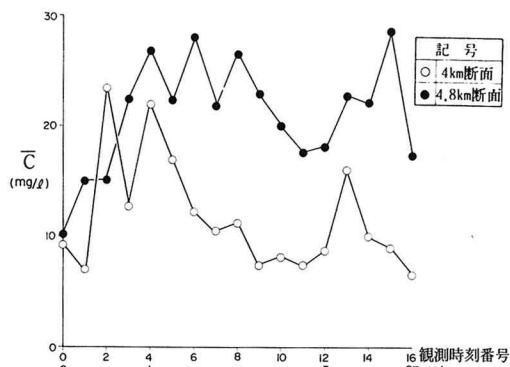


図-13 一潮汐間の断面平均浮遊泥砂濃度時間変動値

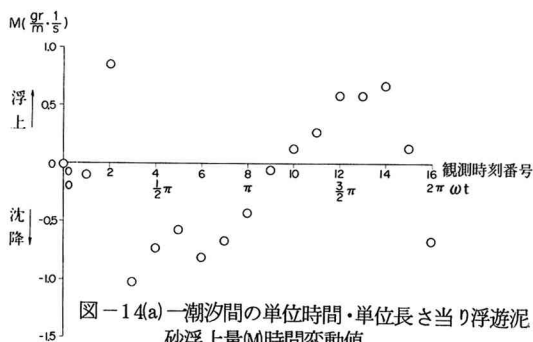


図-14(a) 一潮汐間の単位時間・単位長さ当り浮遊泥砂浮上量 M 時間変動値

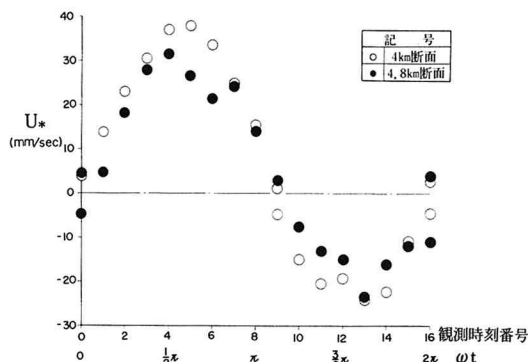


図-14(b) 一潮汐間の摩擦速度 (U_*) 時間変動直

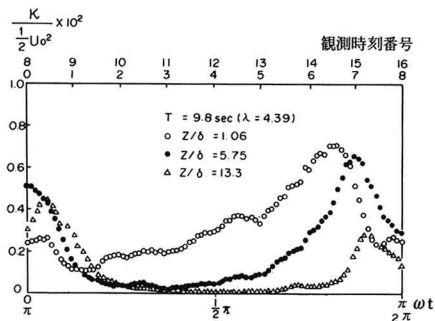


図-15 交番流における乱れエネルギーの消長
(Stokes parameter=439, $T=9.8$ s, free stream amplitude=93.7cm)

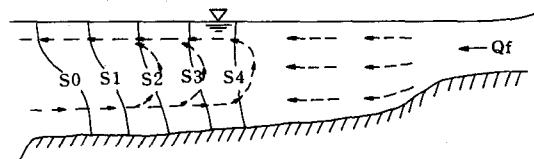


図-16 逆流時における大規模な循環

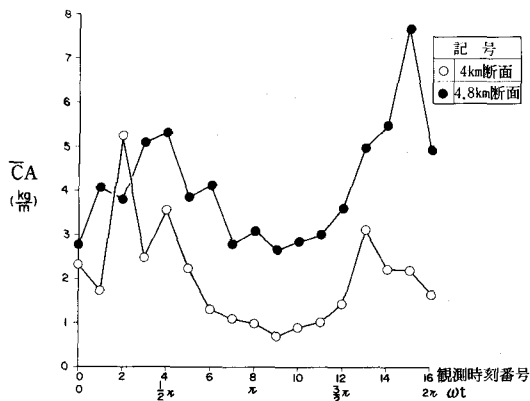


図-17 一潮汐間の単位長さ当り浮遊泥砂総量時間変動

6. シミュレーションモデル

(a) 計算の基本式

感潮区間の水理挙動を解析する為に、ここでは不定流、Thatcher - Harleman による強混混合型の塩水遡上非定常計算式と Odd - Owen によるウォッシュロード流送・移動の計算式を組み合わせたモデルを作成した。

不定流の連続式、強混混合型の水流の運動量方程式、塩分濃度の移流拡散方程式、液体密度と塩分濃度との関係式及び塩分濃度と塩素イオン濃度との関係式はそれぞれ次のようである。

$$B \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} - q = 0 \quad (6)$$

$$\frac{1}{A} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{2Q}{A^2} q - \frac{2BQ}{A^2} \frac{\partial y}{\partial t} + g \frac{\partial y}{\partial x} + g \frac{dc}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} + g \frac{n^2 |Q|Q}{A^2 R^{4/3}} = 0 \quad (7)$$

$$\frac{\partial (AS)}{\partial t} + \frac{\partial (QS)}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(EA \frac{\partial S}{\partial x} \right) \quad (8)$$

$$\rho = 0.75 S + 1 \quad (\rho \text{ in kg/m}^3, S \text{ in PPT}) \quad (9)$$

$$S = 0.03 + 1.805 C\ell \quad (S \text{ in PPT}, C\ell \text{ in } \%) \quad (10)$$

ここに、 x = 河口より河川軸に沿ってとる水平距離座標で上流向きを正、 B = 水面巾、 y = 水位 (T.P.)、 Q = 流量 (上流向き流量を正とする)、 q = 単位長さ当りの横流入量、 u = 断面平均流速 (上流向きを正)、 A = 流水断面積、 g = 重力加速度、 C = シェジの流速係数、 $C = \frac{1}{n} R^{1/6}$ 、 ρ = 流水の密度、 R = 径深 = A/B 、 dc = 流水断面図形中心までの深さ、 Wj = 風による摩擦抵抗 (本研究の解析では省略)、 S = 塩分濃度 (PPT)、 E = 移流分散係数、 $C\ell$ = 塩素イオン濃度。

また、Odd - Owen によるウォッシュロードの流送計算式は既出の式 (3) で表わされる。ただし、Odd - Owen の研究においては M は次式で表示されている。

$$|U_*| < U_* d \text{ のとき}$$

$$M = -\bar{C} W_f \left\{ 1 - \left(\frac{U_*}{U_* d} \right)^2 \right\} B \quad (11 \cdot a)$$

$$U_d \leq |U_*| \leq U_* cr \text{ のとき}$$

$$M = 0 \quad (11 \cdot b)$$

$$U_* cr \leq |U_*| \text{ のとき}$$

$$M = M_o \left\{ \left(\frac{U_*}{U_* cr} \right)^2 - 1 \right\} B b \quad (11 \cdot c)$$

ここに、 W_f = 粒子の沈降速度、 $U_* d$ = 浮遊砂泥の沈降限界摩擦速度、 $U_* cr$ = 底泥の巻き上げがはじまる限界摩擦速度、 M_o = $|U_*|$ が $2U_* cr$ になったとき河床から単位時間、単位長さ当りに浮上する底泥量、 B = 水面巾、

Bb = 河床巾。

式 (11) は図-14 の実測値に基づいての考察とは違うものではあるが、M の数式表示が未完成のため、ここでは Thames 河の計算に使われた Odd-Owen の式をそのまま使用し、 $U \cdot d$ 及び $U \cdot cr$ の値としては彼等の採った値を参考とし、鶴見川にできるだけ全体的によく実測値を説明しようとする値として次の値を採った。

$$\begin{aligned} U \cdot d &= 9 \text{ mm/s} \\ U \cdot cr &= 22 \text{ mm/s} \end{aligned} \quad (12)$$

(b) 境界条件、初期条件及び計算方法

まず式 (6)~(8) により強混合状態の不定流計算を Leap-frog 法により行う。境界条件としては、上流端で、流量 (= 河川固有流量) 及び $S = 0$ 、下流端で、潮位、塩分濃度を与える。ただし下流端での塩分濃度の与え方は次のようにする。

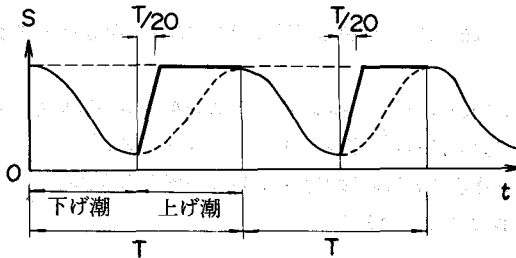


図-18 河口点塩分濃度 (実線)

1) $x = 0$ で S の実測値がある場合

$$x = 0 \text{ で } S = S(t) \quad (13)$$

2) $x = 0$ で S の実測値がない場合

下げ潮時には

$$x = 0 \text{ で } \partial^2 S / \partial x^2 = 0 \quad (14)$$

上げ潮時には

$$S = \text{図-18 のように時間的に折線近似した湾内濃度 (太線の } S \text{)} \quad (15)$$

本研究においては上記の 1) の場合として実際計算を行った。

計算に当っては塩分濃度の移流拡散方程式 (8) の中の 2 階微分項 (拡散項) の差分化に精度上特別の注意が必要である。ここでは Thatcher-Harleman と同じく Stone-Brian の差分化の方法を用いて計算した。

次にこの不定流計算の結果から得られる U , Q を用いる式 (3) 及び式 (11) により浮遊砂泥濃度を行った。式 (3) は 1 階の偏微分方程式であるから、上流端の流入濃度を与えて下流方向にのみ計算してゆく。上流端の流入濃度は本研究では実測値を用いた。

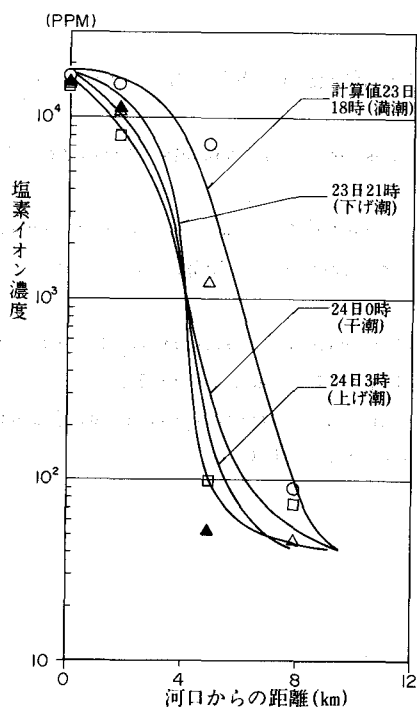
7. 実測値と数値シミュレーションの比較

図-19 (a), (b) は、昭和 55 年 12 月 23 日の塩素イオン濃度、浮遊泥砂濃度の河川縦断に沿う時間変動記録と数値シミュレーションの比較図である。図-19 (a) の塩素イオン濃度の河川縦断変動の実測値と計算値は、全体的にかなり良好な一致を示している。また、図-19 (b) の浮遊泥砂濃度の実測値と計算値の一致度は、満潮時 (23 日 18 時) から干潮時 (24 日 0 時) の 6 時間は、ある程度にまで達している。

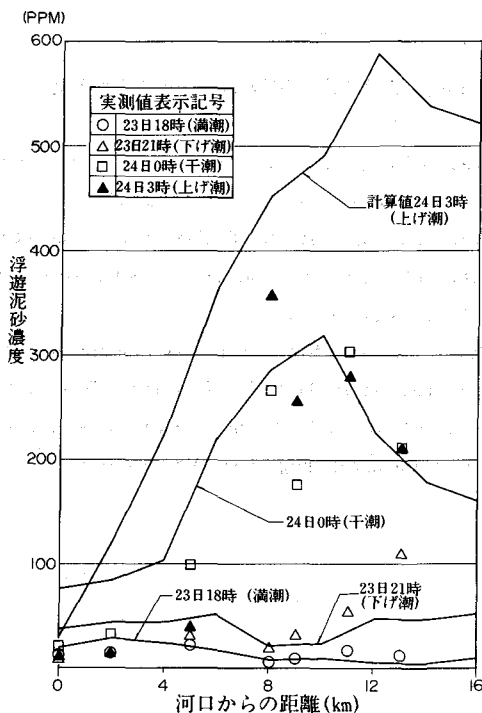
一方、図-20 (a), (b) は、昭和 56 年 11 月 12 日の河口から 4 km 上流断面と、同じく 4.8 km 上流断面における塩素イオン濃度と浮遊泥砂濃度の実測値と数値シミュレーションの比較図である。図-20 (a) は塩素イオン濃度に対するものであり、実測値と計算値の一致度は良好であることを示している。図-20 (b) は浮遊泥砂濃度の変動実測値と計算値を示したものである。浮遊泥砂濃度の実測値の一潮汐間に亘る値の絶対量は少く、計算の精度上問題があると考えられたにもかかわらず、その時間変動の傾向もまたかなり良好な関係として得られている。

謝 辞

この研究を行うに当たり、建設省関東地方建設局京浜工事事務所の御協力を頂きました。ここに深甚なる謝意を表します。

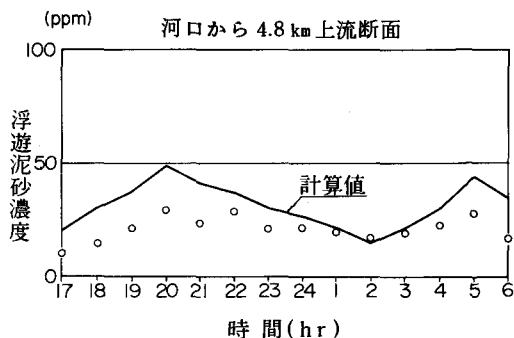
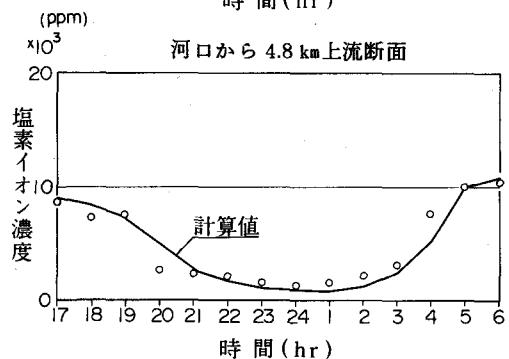
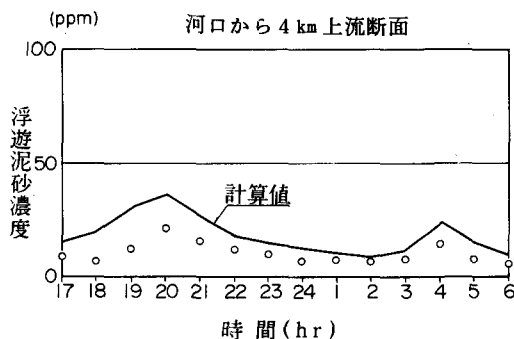
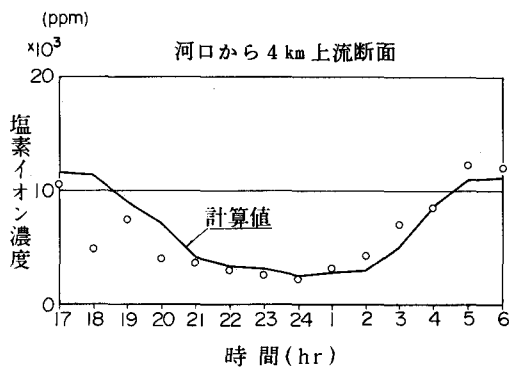


(a) 河川縦断の塩素イオン濃度と時間変動



(b) 河川縦断の浮遊泥砂濃度と時間変動

図-19 一潮汐間の塩素イオン濃度、浮遊泥砂濃度の数値シミュレーション値と実測値との比較



(a) 塩素イオン濃度の時間変動

(b) 浮遊泥砂濃度の時間変動

図-20 河口から4 km, 4.8 km断面に於ける数値シミュレーションと実測値との比較

参考文献

- 1) 林 泰造・大橋正和, 往復流境界層の乱流構造, 日本流体力学会誌第1巻第2号, 1982, pp 197 - 207。
- 2) Ippen, A.T., Salt-water fresh-water relationships in tidal channels, Proc. 2nd Conf. Amer. Water Resources Assoc. 1966。
- 3) Thatcher, M.L. and D.R.F. Harleman, A mathematical model for the prediction of unsteady salinity intrusion in estuaries, Massachusetts Inst. of Technology, Ralph M. Parsons Laboratory Report No 144, Feb. 1972。
- 4) Odd, N.V.M. and M.W. Owen, The simulation of mud transport in estuaries, UK Dept. of Environment Water Pollution Research, Tech. Rep. No 13, 1973, pp. 148 - 154。
- 5) Stone H.L. & P.L.T. Brian, Numerical solution of convective transport problems, Journal of American Chemical Eng. Soc. Vol. 9, No 5, 1963, pp. 681 - 688。