

河川感潮域におけるエスチュアリー循環の 現地計測と数値計算

FIELD MEASUREMENT AND NUMERICAL SIMULATION OF ESTUARINE CIRCULATION IN A RIVER ESTUARY

鈴木伴征¹・石川忠晴²・横山勝英³

Tomoyuki SUZUKI, Tadaharu ISHIKAWA and Katsuhide YOKOYAMA

¹正会員 博(工) 独立行政法人土木研究所 水工研究グループ (〒305-8516 茨城県つくば市南原1-6)

²フェロー 工博 東京工業大学教授 大学院総合理工学研究科 環境理工学創造専攻
(〒226-8502 神奈川県横浜市緑区長津田町4259 東京工業大学)

³正会員 博(工) 東京都立大学講師 土木工学専攻 (〒192-0397 東京都八王子市南大沢1-1)

Estuarine circulation in a river estuary was examined quantitatively by field measurement and numerical simulation. Vertical profiles of flow velocity were measured for ten days in the Tone river estuary by acoustic doppler current profiler (ADCP) placed on the river bed, and then the residual flow velocity was analyzed. The results showed that the estuarine circulation steadily existed in the estuary, and that the residual flow velocity in the lower layer was about 5 cm/s. The value means that it would take about 4 days for seawater to travel from the river mouth to the tip of the salt wedge.

The flow field in the estuary was simulated by the 2-D flow model including the k-ε turbulent model. The model reproduced the temporal variation of flow velocity and the residual velocity profile fairly well. Therefore, the model was considered to be useful for the prediction and evaluation of the estuarine circulation in the estuary.

Key Words : estuarine circulation, river estuary, field measurement, numerical simulation

1. はじめに

緩混合型の感潮河川では、塩水遡上によって生じる河道方向の密度勾配により底層で上流方向、表層で下流方向の残差流が形成される¹⁾。この残差流は河道縦断—鉛直断面内において河道スケールの鉛直循環流を形成し、エスチュアリー循環(estuarine circulation)と呼ばれている。

この循環流は河道内における長期的な物質循環に重要な役割を果たしていると考えられており、例えば、塩水楔先端部でしばしば観測される高濁度水塊や貧酸素水塊等とも密接に関連している^{2), 3), 4)}。したがって、エスチュアリー循環の実態を把握することは個々の水域を総合的に理解する上で基本的に重要な課題と言える。

しかし残差流は通常1潮汐以上の連続した流速時系列から求められる微流速成分であることから精度の高い現地データを得ることは非常に困難である。そのため、定性的な説明はなされているが、実現象に基づく知見は未だ少ないと思われる。

一方、近年の現地計測技術の飛躍的な進歩に伴い、河川感潮域においても精度の高い流速計測が実施されるようになってきた。

以上のような背景から、本研究ではエスチュアリー循環の実態把握を目的として、まず現地計測を実施した。次に数値モデルによって対象水域の流れ場を計算し、エスチュアリー循環に対するモデルの有効性を検証した。

本研究では利根川下流部を対象水域とした。利根川には河口から18.5km上流に河口堰が建設されている。平常時は堰上下流の水位に応じてゲートの開閉が操作されており、下流側の水位が高いときは全閉、低いときは半開となる。現地計測が実施された地点は河口堰下流2km～4kmの区間であり、後で示すように平常時はほとんどの場合塩水が遡上している区間である。なお、本研究で行った現地計測は、河床近傍における底泥の巻き上げ現象を調べるための現地観測の一部として実施された。そのため以下で述べる計測内容には本研究の目的と関係のない記述も一部含まれることを予め述べておく。

表-1 本研究で取り扱った超音波式流速計の設定条件

	14.5KP最深部 15.5KP左岸部	15.5KP最深部	16.5KP最深部
測定項目	流速鉛直分布	流速鉛直分布	流速鉛直分布
測定範囲	河床上0.2m～水面	河床上0.1～1.1m	河床上1.1m～水面
計測層厚	0.2m	0.04m	0.3m
インターバル	5分	10分	5分
計測器種	Aquadop 2.0MHz (Nortec社製)	PC-ADP 1.5MHz (Sontec社製)	WH-ADCP 1.2MHz (RDI社製)

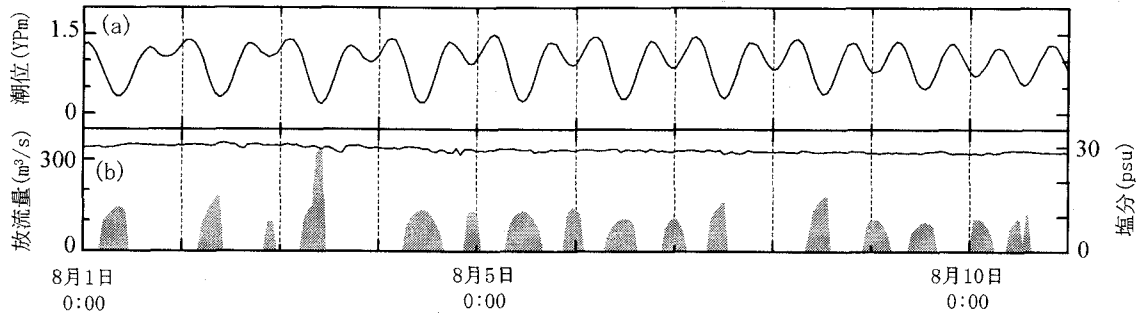


図-3 計測期間中の流況: (a)河口部潮位、(b)16.5KP中層塩分および堰放流量

2. 現地計測

(1) 計測方法

図-1, 2に計測地点の平面図と横断図を示す。図中のKPとは河口からの距離を意味し、例えば14KPとは河口から14km上流の地点を表している。

現地計測は14.5KP, 15.5KP, 16.5KPの最深部および15.5KP左岸部の4地点で実施された。この区間は平面的には概ね直線的な河道形状である。また、横断形状にも極端な変化は見られない。表-1に現地計測に用いられた計測器の設定条件を示す。4地点とも超音波式流速計により流速の鉛直分布が計測されたが地点毎に設定条件が多少異なる。14.5KP最深部および15.5KP左岸部では河床近傍の流速を計測可能とするために流速計を河床に埋設し、センサー面のみが河床に現れるように設置された。その結果、河床上0.2m～水面まで0.2m間隔で5分おきに流速分布が計測された。15.5KP最深部では河床近傍における底泥の巻き上げと流れの関係を詳細に調べるために、空間分解能の高い超音波流速計が設置された。そのため広範囲をカバーできず、計測範囲は河床上0.1～1.1mに限定された。16.5KP最深部には本観測以前から著者らが超音波流速計を河床に設置していた。基本的な設定条件は14.5KP最深部、15.5KP左岸部とはほぼ同様だが、計測範囲が河床上1.1m～水面である点が異なる。なお、超音波式流速計以外に濁度計や電磁流速計なども各地点の河床近傍に設置されているが、本研究とは目的が異なるのでここでは説明を省略する。

また、計測期間中の8月4日(大潮時)に12KP～18KP

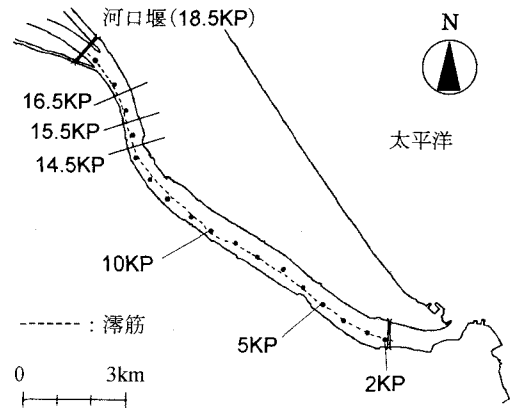


図-1 観測サイト

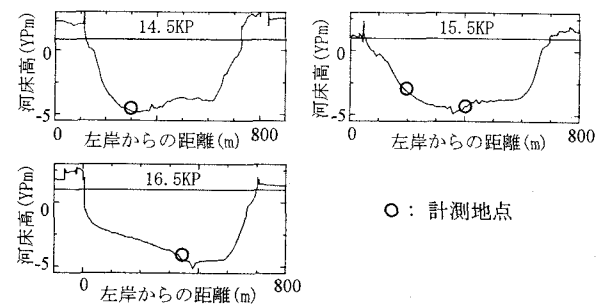


図-2 計測地点横断図

区間において0.5kmおきに塩分・水温・濁度の鉛直計測も実施しており、この結果は塩分と流速の鉛直構造を調べるために用いられた。

(2) 計測期間中の流況

現地計測は2001年8月1日から10日間実施された。図-3に計測期間中の河口潮位、堰直下流部(16.5KP)の中層塩分および堰放流量の時系列データを示す。

計測は大潮から小潮にかけて行われた。この期間、

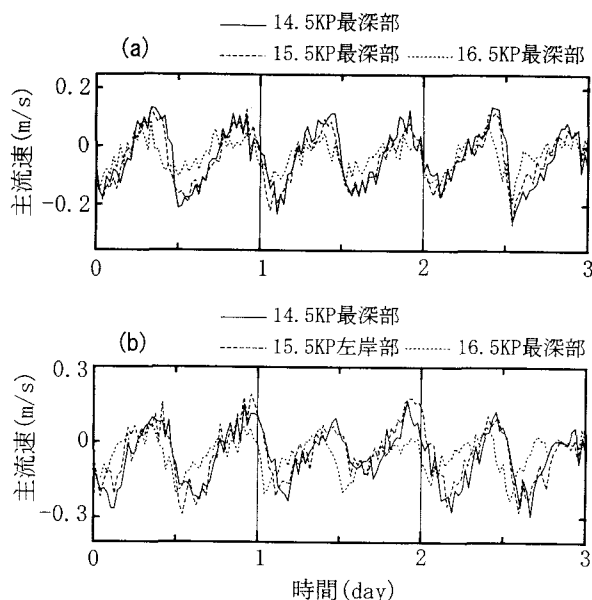


図-4 流速計測結果－4地点の比較－

- (a) 14.5、16.5KP最深部と15.5KP最深部の比較
(b) 14.5、16.5KP最深部と15.5KP左岸部の比較

出水は生じなかったため堰直下流部の塩分は常に30psu近く、塩水が計測区間よりも上流まで遡上していたことがわかる。また堰放流操作も潮位変動にあわせてほぼ定常的になされていた。よって本計測では現地における平常時の流速分布を10日間連続して計測したことになる。

(3) 調査区間の流れ場特性

計測結果の一部を図-4に示す。図は計測期間中における4地点の流速時系列を重ねたものである。いずれのデータも南北方向、東西方向の流速成分から河道方向成分を抽出している。なお、15.5KP左岸部と15.5KP最深部は計測水位が異なるため同一水位で4地点を比較することができない。そこで15.5KP左岸部・最深部の流速データからある水位の流速時系列を抽出し、それぞれを14.5KP最深部と16.5KP最深部の同一水位の時系列と比較した。その結果、16.5KP最深部において多少傾向の違いが見られるものの、4地点の流速は全体的に同じような変動傾向を示していた。特に15.5KPの最深部と左岸部は14.5KP最深部の流速変動とかなりよく似ている。したがって、調査区間の流れ場は河道方向や横断方向への変化は小さく、主に時間と水深方向に対して変化する特性を有していると考えられる。

計測データを整理した結果、以下の解析では4地点のうち14.5KP最深部のデータを用いることとした。この地点は他の地点と比較してデータに欠測がなく空間的にも全水深をカバーしている。また前述のように調査区間の流れ場は河道・横断方向に概ね一様な特徴を持っていると考えられ、14.5KP最深部のデータのみでも横断面全体の流れ場を代表していると考えられる。なお、16.5KP最深部の流速データは表-1に示すように河床

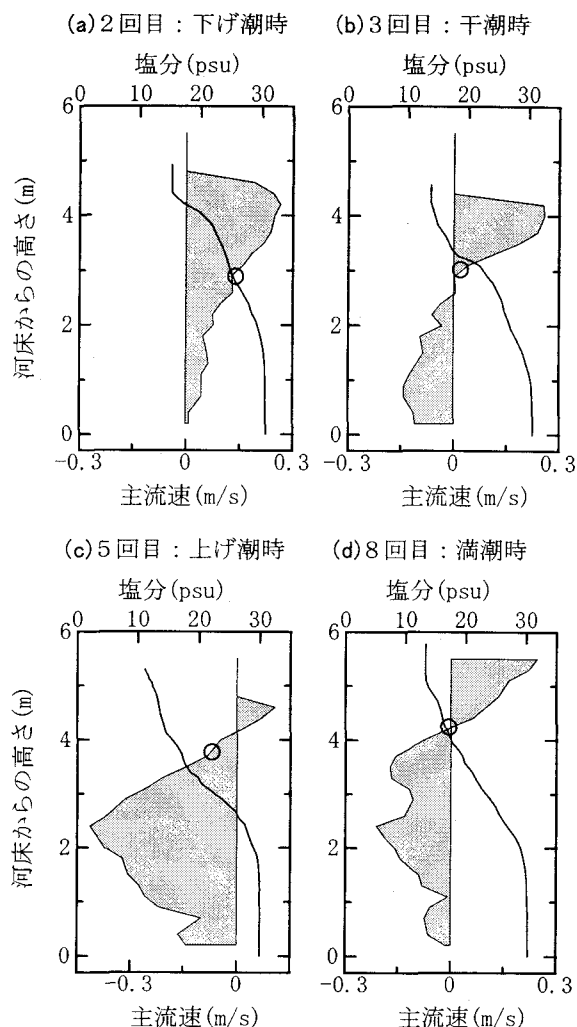


図-5 塩分と主流速の鉛直構造
(14.5KP最深部, 2001年8月4日)

上1mがブランク領域である上に、計測期間中、中層付近において約1m層厚にわたるデータ欠損が連続的に生じていた。そのため解析対象から除外した。

(4) 塩分と流速の鉛直構造

残差流を調べるまえに、8月4日に計測された塩分と流速の鉛直分布から現地の塩水流動を把握しておく。図-5に14.5KP最深部における主流速と塩分の鉛直分布を示す。塩分計測は下げ潮～満潮にかけて8回実施されたが、ここでは4回分の結果のみを示す。図は実線が塩分、灰色でハッチングされた部分が主流速を意味し、正值が下流方向(順流)、負値が上流方向(逆流)を示している。○印については後述する。

下げ潮時(2回目)、主流速は全層一様に順流だったが、干潮時(3回目)から下層で逆流が生じ、5回目の上げ潮時になると全層に近い領域が逆流となった。その後、逆流は弱くなるが満潮時(8回目)まで続いている。一方塩分は、下げ潮時(2回目)は底層の高塩分水塊と表層の低塩分水塊の間に厚い中間層が形成されていたが、干潮(3回目)に近づくにつれて中間層と底層(高

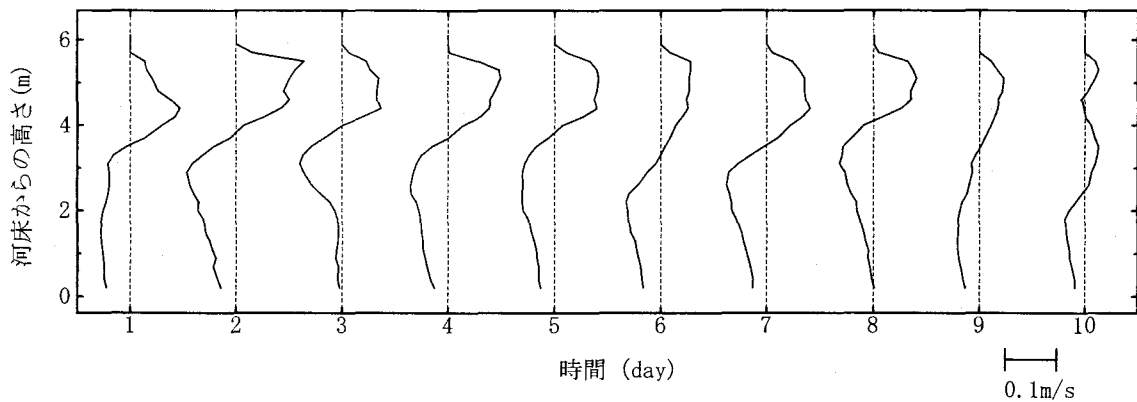


図-6 14.5KP最深部の1潮汐ごとの残差流プロファイル
(図は1dayが8月1日、10dayが8月10日に相当する。破線で示されている縦軸は各プロファイルに対する流速ゼロの位置を表し、縦軸より右は正值(順流)、縦軸より左は負値(逆流)を意味する。)

塩分層)は薄くなり表層(低塩分層)が厚みを増す。その後、満潮に近づくにつれて中間層と高塩分層は再び厚くなっていく様子が観察された。次に図中の○印だが、これは主流速分布の変曲点の位置に付されている。塩分分布と比較すると流速分布の変曲点は中間層の中央よりやや上に位置する傾向が見られた。

(5) 残差流の変動特性

14.5KP最深部の流速データから以下に述べる定義に従って残差流を求め、その特徴を調べた。

(3)において4地点の流速データの比較から、現地の流速分布は鉛直方向(z)と時間方向(t)において主に変化する傾向が見られたことから、主流速 u を次のように表す。

$$u(z, t) = \bar{u}(t) + u'(z, t) \quad (1)$$

ここに $\bar{u}(t)$ は断面平均流速を意味し、次式で表される。

$$\bar{u}(t) = \frac{Q(t)}{A(t)} = \frac{\int u(z, t) B(z) dz}{A(t)} \quad (2)$$

ここに、 Q は断面通過流量、 A は横断面積、 B は水路幅である。(1)、(2)式から断面平均流速からの偏差 u' が求められると、残差流 $\tilde{u}(z)$ は次式によって求められる。

$$\tilde{u}(z) = \frac{1}{T} \int u'(z, t) dt \quad (3)$$

ここに、 t は時間、 z は鉛直座標、 T は1潮汐の時間周期を意味する。

以上のような手順に従って8月1日～8月10日まで1潮汐ごとに求められた残差流プロファイルを図-6に示す。9日目と10日目において分布形が多少異なるが、それら以外の残差流については顕著な違いは見られず、上層で順流、下層で逆流の残差流が比較的安定して形成されていた。また、塩分分布の計測された8月4日(4日目)の残差流に注目すると流向は河床から約3.7mの位置で反転している。この位置は図-5によれば概ね塩分躍層の内部に位置しており、現地では底層の高塩分水塊と

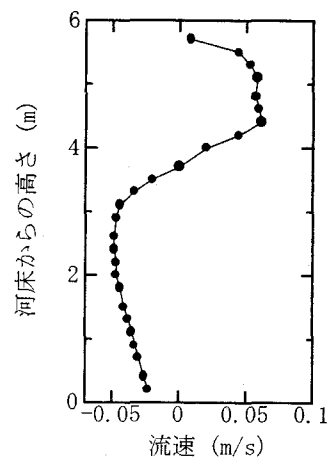


図-7 14.5KP最深部における10潮汐の流速データから算出された残差流プロファイル

躍層の一部が残差流によって上流へ輸送されていると考えられる。なお、分布形の異なる9、10日目について生の流速データを調べてみたところ、この2日間以外は上げ潮時に上層で順流、下層で逆流の二層構造が形成されていたが、最後の2日間は上げ潮時に上層と下層で逆流、中層に順流の三層構造が形成されていた。この相違が残差流に現れたものと思われる。そのような現象が生じた原因として、表層を流れていた順流水塊が上げ潮時に密度差のため中層へ潜り込んだことが一つの可能性として考えられるが、このときは塩分・水温を計測しておらず密度分布は分からない。ほかにも原因はあるかもしれないが根拠となるデータがないため、この現象の原因は現時点では不明である。

図-7に、10潮汐分の流速データから算出された残差流プロファイルを示す。基本的な傾向は図-6と同様だが、平常時の大潮～小潮の10日間から求められた残差流であり、現地の平常時のエスチュアリー循環をある程度代表しているものと推察される。そこで図-7から逆流層の残差流を5cm/sと見なし、河口から流入した海水が残差流によって河口堰地点まで輸送されるのに要する時間(滞留時間)を計算したところ4日となった。鈴木ら⁴⁾は利根川において貧酸素水塊の発生し始める海水の

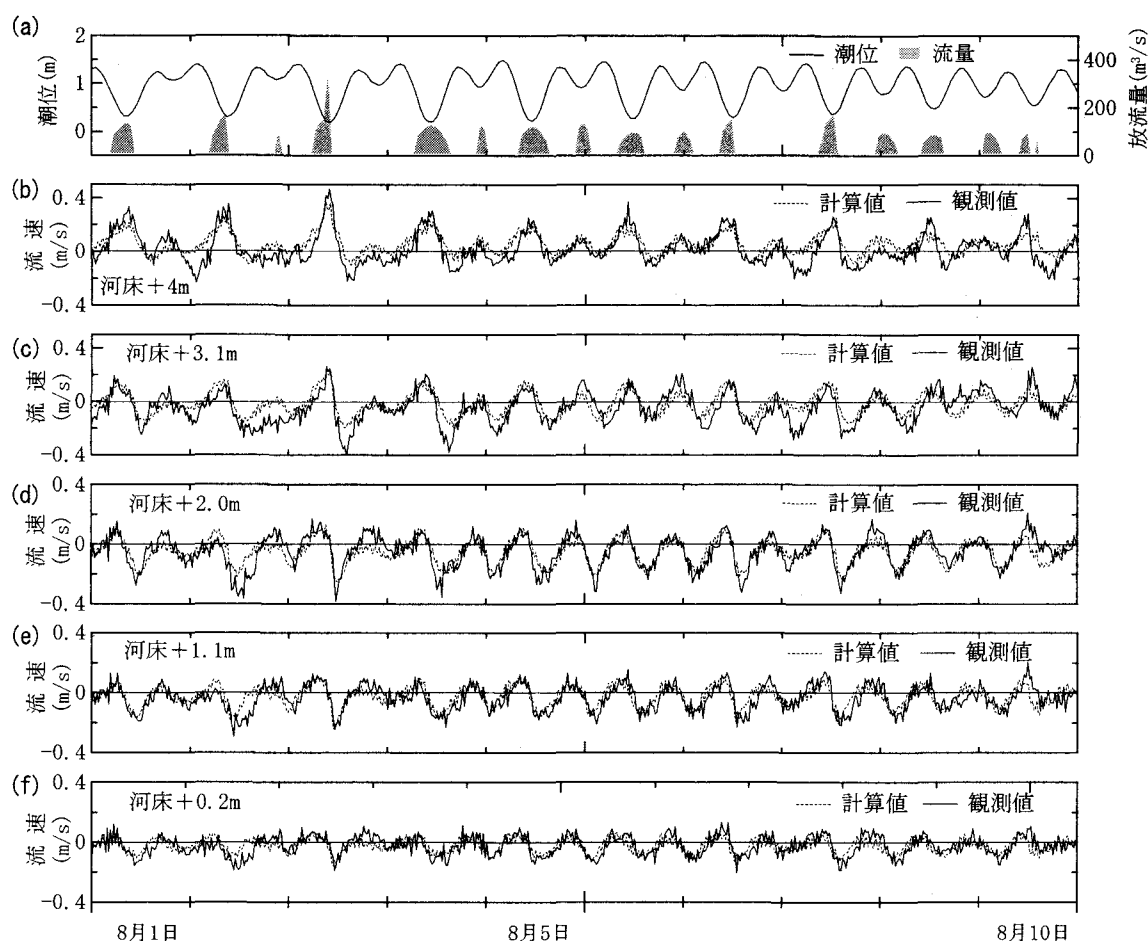


図-8 14.5KP最深部の深度別流速時系列(2001年8月1日～8月10日)：(a)水理条件，
(b)～(f)各水深における流速時系列の計算値と観測値の比較。

滞留時間を5日と考えており、この値を基準とした場合、両者の値は近く、現地では平常時に貧酸素化しやすい傾向があるように思われる。

3. 数値計算

鈴木ら⁴⁾の開発した鉛直二次元塩水流動モデルにより、2章で求められたエスチュアリー循環(残差流)の再現計算を試みた。鈴木らは流速と塩分の縦断観測結果により流動モデルを検証したが、検証用の流速データは超音波流速計を舷側に取り付けての移動計測であったため、船の動揺などにより測定精度は十分とは言えない。そのため流動モデルに関する定量的な評価は不十分であり、エスチュアリー循環の再現性も明らかではない。

(1) 鉛直二次元モデルの概要

本論文ではモデルの概要および特徴のみを述べる。モデルの詳細は別紙⁴⁾を参照されたい。

a) 基礎方程式と離散化

基礎方程式は三次元方程式を河道横断方向に積分した鉛直二次元方程式であり、連続式、ブシネスク近似された運動量方程式、乱れエネルギー k 、エネルギー逸

散率 ε の輸送方程式、および塩分の輸送方程式から成る。したがって、方程式には水路幅と側岸部におけるフラックス項が含まれている。

離散化には有限体積法が用いられた。また、計算格子にはスタガード格子、圧力の補正にはSIMPLE解法が用いられている。

b) 自由水面の取り扱い

利根川感潮域は上流に河口堰があり地形が比較的単純なため、感潮域全体の水位は潮位変動とともにほぼ一様に上下するという特徴が見られる。

そこで本モデルでは、自由水面を「潮位変動に伴う幾何学的な運動」と「水面勾配によって生じる縦断的な圧力勾配による力学的な運動」に分けて取り扱っている。前者については計算領域全体の水面位置を潮位変動に合わせて一様に上下させ、その変動は水面に接するメッシュを可変メッシュとすることにより対処している。後者については実際の水面と平均水面の差を静水圧増分とし、SIMPLE解法の圧力補正式に補正項として考慮している。

なお、このような取り扱いは現地の特性を考慮したモデル化であるため適用範囲は限られるかもしれないが、少なくとも河口堰の存在する水域では本モデルと同様なモデル化が可能な場合もあると思われる。

c) 上下流端境界条件

上流端では河口堰放流量を上流端放流断面積で除し、断面一様流速を与えた。塩分は0psuとした。

下流端は河口部より下流10kmの位置に設定し潮位変動を与えた。下流端流速は次のようにして与えた。河道内水位が潮位と等しく変動するとした場合の河道内貯留量の時間変化から下流端排水量を近似的に求める。これを下流端断面積で除した平均流速を下流端流速として与えた。塩分は34psuとした。

河口部～下流端の間では、水路幅は河口からの距離を半径とした円弧の1/2の長さとし、河床位置は一律にYP-10mとして河口付近のみ滑らかに接続した。

d) 計算条件

計算メッシュは $\Delta x=500\text{m}$ 、 $\Delta z=0.25\text{m}$ 、時間ステップは $\Delta t=60\text{s}$ とした。

(2) 計算方法

計算は現地計測が実施された8月1日の1ヶ月前から、実測潮位と堰放流量を与えて開始された。なお、塩分計測は8月1日以前に実施されていなかったため、塩分の初期条件には1997年7月22日の観測結果が用いられた。

(3) 計算結果

図-8に流速の計測値と計算値の比較を示す。図-8-aは計測期間中の潮位と放流量の時系列、図-8-b～fは各深度における流速時系列である。流速は実線が計測値、破線が計算値である。計算値は計測値をよく再現できており、本モデルが現地の塩水流動を定量的によく再現できることが示された。

最後に図-9に全計測期間を対象として算出された残差流の計測値と計算値の比較を示す。黒丸は計測値で、これは図-7で示したものである。実線は計算値である。計算値は残差流も比較的良好に再現できていた。以上から、本モデルは現地のエスチュアリー循環を予測・評価することが可能と考えられる。

4. 結 論

利根川感潮域を対象として、河川感潮域におけるエスチュアリー循環の実態を現地計測によって調べた。次に数値モデルにより対象水域の流れ場を計算し、エスチュアリー循環に対するモデルの有効性を調べた。その結果、以下の知見が得られた。

1) 河床に設置した超音波流速計により計測された流速分布から1潮汐ごとの残差流を求めたところ、残差流は、観測期間を通して上層で下流方向、下層で上流方向の二層構造をほぼ保っており、現地ではエスチュア

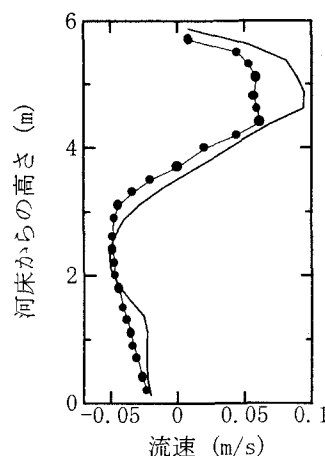


図-9 14.5KP最深部の残差流の比較
(黒丸；観測値、実線；計算値)

リー循環が比較的安定して存在していると考えられた。

2) 平常時の10潮汐分の流速データから残差流を求めたところ、塩水層の残差流速は5cm/s程度であった。この値から河口部に流入した海水が堰まで遡上する時間を概算したところ、4日程度と見積もられた。

3) k-εモデルを組み込んだ鉛直二次元塩水流動モデルにより現地計測時の流況を計算したところ、本モデルは流速の時間変動および平均的な残差流を定量的によく再現できた。よって、本モデルは現地のエスチュアリー循環の予測・評価に有用であると考えられた。

謝 辞：本研究の実施にあたり、国土交通省国土技術政策総合研究所河川研究室、国土交通省関東地方整備局利根川下流工事事務所、水資源開発公団利根川河口堰管理所に多大の便宜をはかっていただいた。記して謝意を表する。なお、現地計測の多くは国土環境(株)に実施していただいた。

参考文献

- 1) Hansen, D. V., and Rattray, M.: Gravitational circulation in straits and estuaries. *J. Marine Res.*, Vol.23, pp.104-122, 1965.
- 2) Postma, H.: Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment, In *estuaries*, AAAS Publication, No.83, pp.158-179, 1967.
- 3) Kuo, A. Y. and Neilson, B. J.: Hypoxia and salinity in Virginia estuaries, *Estuaries*, Vol.10, No.4, pp.277-283, 1987.
- 4) 鈴木伴征, 石川忠晴, 銭新, 工藤健太郎, 大作和弘: 利根川河口堰下流部における貧酸素水塊の発生と流動, 水環境学会誌, Vol.23, No.10, pp.624-637, 2000.

(2003. 4. 11受付)