

東京湾湾口部における フロント形成過程の究明

MECHANISM RESPONSIBLE FOR FRONT AROUND TOKYO BAY MOUTH

中山恵介¹・清木荘一郎²・石川忠晴³・Alex S.J. Wyatt⁴
Keisuke NAKAYAMA, Soichiro KIYOKI, Tadaharu ISHIKAWA and Alex S.J. Wyatt

¹正会員 工博 国土交通省国土技術政策総合研究所 沿岸海洋研究部沿岸環境研究室
(〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1)

²学生会員 東京工業大学 大学院総合理工学研究科 環境理工学創造専攻
(〒225-8502 横浜市緑区長津田町4259)

³フェロー 工博 東京工業大学教授 東京工業大学 大学院総合理工学研究科 環境理工学創造専攻
(〒225-8502 横浜市緑区長津田町4259)

⁴Centre for Water Research, The University of Western Australia (35 Stirling Hwy, Crawley 6009, Western Australia)

This paper describes the occurrence of the front around the head of Tokyo Bay. Salinity, temperature and ADCP measurements were performed in Tokyo Bay during a spring tide on 21st November 2002. It was revealed the estuary circulation was suppressed and the down-welling appeared as a result of the front during the spring tide. Numerical computations were used to clarify the mechanism responsible for the front. A non-hydrostatic three-dimensional model (MEL3D) demonstrated the front at the bay mouth for a case when large tidal amplitude coincided with weak stratification. A two-dimensional two-layer model was used to confirm whether the stability of interface due to flow is significant for the occurrence of the front. As a result, the change in water depth and width are significant for the occurrence of the front in terms of the two-layer model.

Key Words: front, stratified flow field, vertical mixing, estuary circulation, non-hydrostatic, internal Frude number, two-layer system, compact scheme

1. はじめに

閉鎖性の高い内湾の一つである東京湾の水質環境を考える上で、湾内の水流動をより詳細に把握することが重要であり、そのためには湾口部における湾水交換機構を把握することが必要である。例えば、海水交換時間を推定することにより、長期にわたる湾内の水質環境の変化を把握することができる。しかしこれまで、東京湾内の水流動に対する研究は多く報告されてきたが¹⁾²⁾、湾口部における研究は、長島ら³⁾による熱塩フロントの発生や、日比野ら⁴⁾、中山ら⁵⁾、Yanagiら⁶⁾による乱れの発生によるエスチュアリー循環の大潮-小潮変動が代表的なものとして挙げられる程度である。

乱れに起因したフロントの発生機構としては、海底面から発生する乱れに起因するものと、シルなどの存在による流れの不安定から発生するものがある。前者の報告

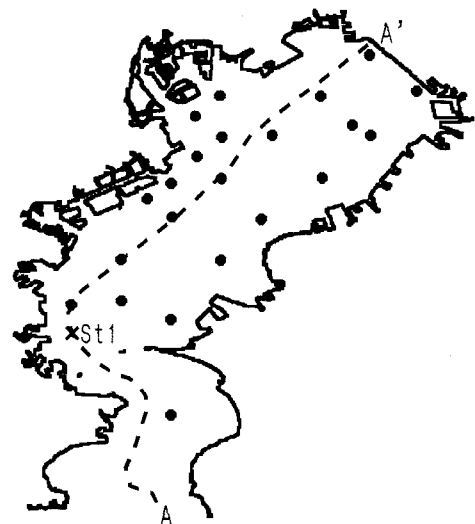


図-1 東京湾における観測地点と海岸線の概略図。・が水温、塩分の観測地点を示す。

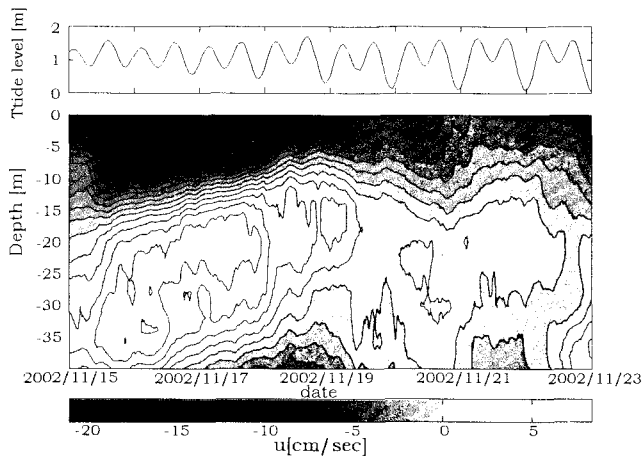


図-2 St1の潮汐成分を取り除いた傾圧南北流速成分と横須賀新港の潮位変化。正の流速が北向きの流れに対応する。

例としては、柳ら⁷⁾⁸⁾による豊後水道や大阪湾における潮汐フロント発生 の報告がある。後者の報告例として、Geyer and Cannon⁹⁾やStigebrandt¹⁰⁾は、シル直上での内部フルード数が1以上であるか、それ以下であるかにより、海水交換機能が大きく変化することを示している。

本研究では、現地観測¹¹⁾により確認された東京湾の湾口におけるフロントの発生が、流れによる上述の2つのフロントの発生機構のうち、どちらの機構に起因しているかを解明することを目的とし、非静水圧3次元モデルによる数値実験、2次元平面2層モデルによる数値実験を行った。

2. 観測結果と三次元モデルによる再現

(1) 観測結果

図-1のSt1においてADCPを用いて連続観測した流速の南北成分の鉛直プロファイルから、傾圧成分、潮汐成分を取り除いた南北流速成分を計算した(図-2)。対象期間は、2002年11月15日0:00から2002年11月23日0:00までとした。流速は10分毎、深さ方向に2m間隔で測定された。St1は湾口部から少し湾内に入った地点である。図-2上部に、同時期の横須賀新港における潮位変化を示す。小潮期には、上層から湾外に流出し下層から湾内に流入するエスチュアリー循環が見られるが、大潮期に移るにつれて成層界面が乱れていき、エスチュアリー循環が弱まっているのが分かる。尚、この期間において風向・風速の大きな変化は見られず、図-2の流況の変化は風の影響ではないと考えられる。

2002年11月21日に、図-1中に示す22地点において多項目水質計を用いて塩分、水温の鉛直プロファイルを観測した。観測データから求められた密度プロファイルを空

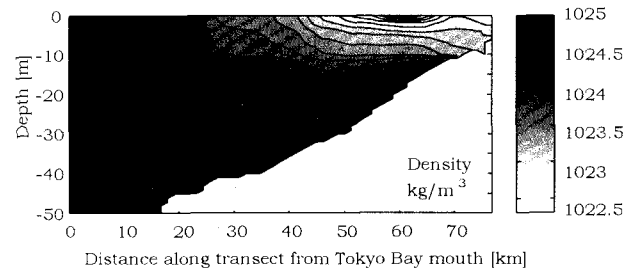


図-3 2002年11月21日におけるA-A'断面における密度の鉛直断面分布。

間補間することにより、図-1中のA-A' (破線)上における密度の鉛直断面図が作成された(図-3)。なお観測日は、St1で大潮期の成層が破壊された時にあたる(図-2参照)。湾口部では鉛直方向に密度がほぼ一様だが、湾内では成層が発達しており、その間にフロントが存在すると推測される。また、湾口部から少し湾内に入った30km地点では、密度の低い海水が水深30mあたりまで浸入している。これは、エスチュアリー循環により表層を湾外に向けて流れていく密度の低い海水が、フロント構造により湾外への流出を妨げられ、下方に侵入したためと考えられる。

(2) 三次元モデルによる観測結果の再現

2002年11月21日に観測されたフロントの発生を確認するために、非静水圧3次元モデル(MEL3D)¹²⁾¹³⁾による数値実験を行った。初期条件として、上層、下層の2層のシステムで示される密度分布を与えた。条件は、2002年11月21日を模擬して作成された。上層厚さ15m、上層と下層の密度差に対する下層の密度の比を0.0015とした。潮汐振幅は、0.3mと0.6mの2ケースとした。振幅0.3mは小潮時に対応し、振幅0.6mは大潮時に対応する。湾口部における塩分は、鉛直に一樣であるとして与えた。

図-4に、振幅0.3mと0.6mにおける上げ潮時での2周期目から6周期目までの2周期毎の塩分の鉛直断面分布を示す。振幅0.3mの場合、計算開始から6周期後において、湾口部における界面の低下といった現象をみることができない。一方、振幅0.6mの場合、2周期目の結果において、湾口部において界面付近での混合がみられる。4周期目、6周期目になると横軸20km付近において湾外の塩分濃度が卓越して現れている。横軸30km付近では、界面が低下しているようすが現れており、大潮時における観測結果によく似た分布を示している様子が分かる。

振幅0.6mの潮汐条件でフロントが発生するのは、大きな流速により乱れが生成し混合を促進するからと考えられる。しかし、その乱れが側岸からのものか密度界面の不安定によるものかは3次元計算からは明確ではない。

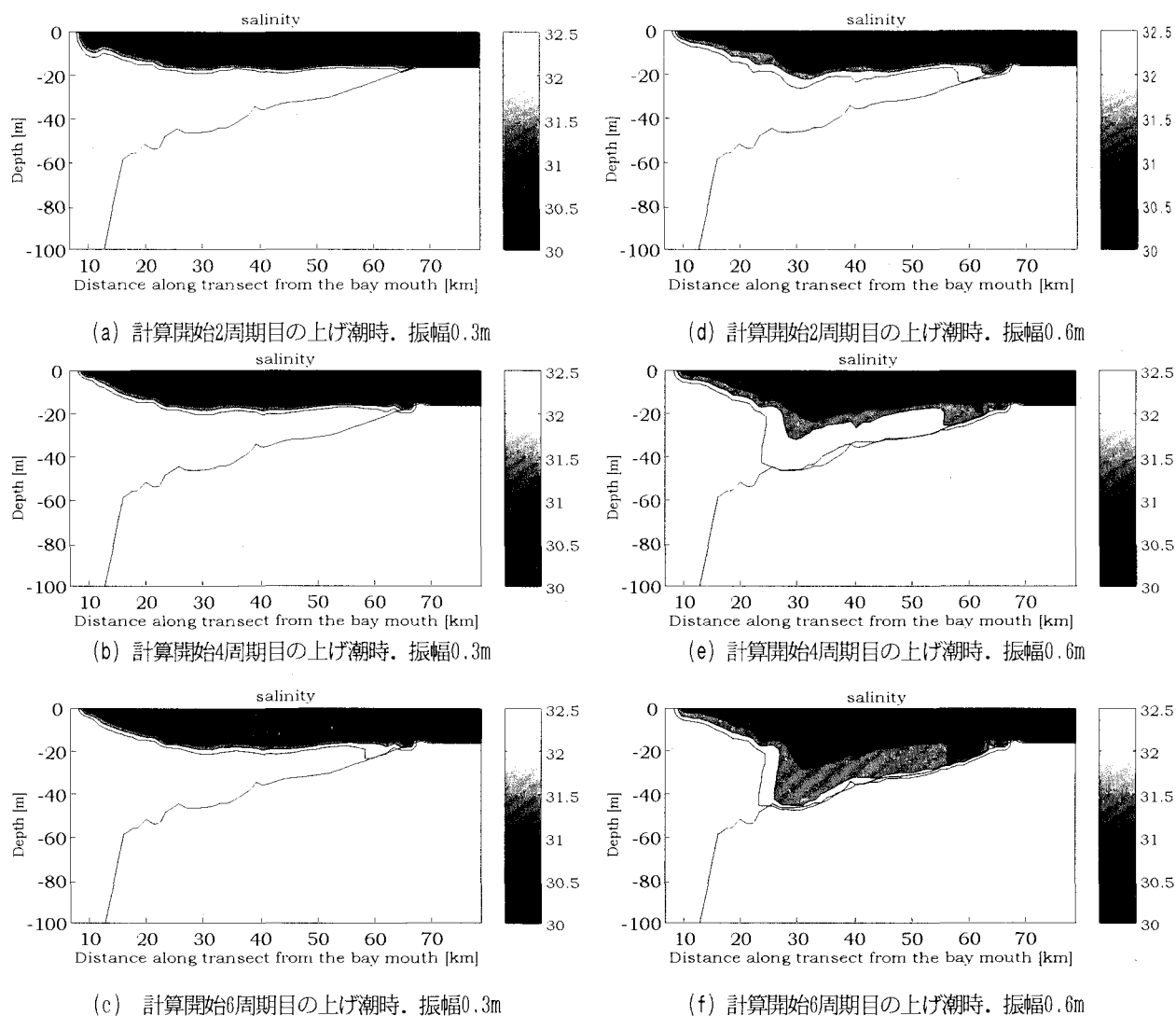


図-4 3次元計算による、上下層の密度差の下層に対する比0.0015、振幅0.3m、振幅0.6mを与えた場合における6周期目までの2周期毎の鉛直断面塩分分布図。

3. 二層平面二次元モデル

(1) 二層平面二次元計算を行う意義

東京湾では、成層の強さと潮位の大きさのバランスにより、湾口部の成層が破壊され鉛直混合が卓越する領域と、湾内の成層した領域の間に密度差が生まれ、そこがフロントとなるという現象が現れることが、観測と非静水圧3次元数値モデルにより確認された。

湾口部において成層が破壊される地形的な原因としては、水深の急激な変化や幅の急縮、平面地形の蛇行などが考えられる。そのような地形的特徴から成層が破壊される機構として考えられるものは、①海底摩擦による擾乱が内部界面まで伝播し成層が破壊される、②内部波が発達し、シアなどによる擾乱が蓄積することによって成層が破壊される、などがある。

3次元計算により、上述の2つの要因が有力な原因と考えられたが、各原因がその現象にどの程度寄与しているかを判断することは難しい。内部波の発達には、長波近似された微小振幅の内部波波速に対する流速の比で定義される無次元量である内部フルード数が重要であることが知られている¹⁵⁾。そこで、内部界面の位置が明確であることにより内部フルード数の取り扱いが容易である2層平面2次元モデルを用いて、②の内部波発達の可能性を調べた。

(2) 浅水流方程式

下記の様なコリオリ効果を含む2層システムにおける浅水流方程式を用いた。界面剪断応力は考慮しているが、界面混合は考慮していない。

$$\frac{\partial u_{1*}}{\partial t} + u_{1*} \frac{\partial u_{1*}}{\partial x} + v_{1*} \frac{\partial u_{1*}}{\partial y} = -g \frac{\partial}{\partial x} (z_{b*} + h_{2*} + h_{1*}) - 0.0015 \frac{u_{1*} \sqrt{u_{1*}^2 + v_{1*}^2}}{h_{1*}} + 2\Omega v_{1*} \sin \phi \quad (1)$$

$$\frac{\partial v_{1*}}{\partial t} + u_{1*} \frac{\partial v_{1*}}{\partial x} + v_{1*} \frac{\partial v_{1*}}{\partial y} = -g \frac{\partial}{\partial y} (z_{b*} + h_{2*} + h_{1*}) - 0.0015 \frac{v_{1*} \sqrt{u_{1*}^2 + v_{1*}^2}}{h_{1*}} - 2\Omega u_{1*} \sin \phi \quad (2)$$

$$\frac{\partial h_{1*}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (u_{1*} h_{1*}) + \frac{\partial}{\partial y} (v_{1*} h_{1*}) = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial u_{2*}}{\partial t} + u_{2*} \frac{\partial u_{2*}}{\partial x} + v_{2*} \frac{\partial u_{2*}}{\partial y} = -g \frac{\partial}{\partial x} (z_{b*} + h_{2*} + h_{1*}) + 2\Omega v_{2*} \sin \phi - \epsilon g \frac{\partial}{\partial x} (z_{b*} + h_{2*}) - 0.0026 \frac{u_{2*} \sqrt{u_{2*}^2 + v_{2*}^2}}{h_{2*}} \quad (4)$$

$$\frac{\partial v_{2*}}{\partial t} + u_{2*} \frac{\partial v_{2*}}{\partial x} + v_{2*} \frac{\partial v_{2*}}{\partial y} = -g \frac{\partial}{\partial y} (z_{b*} + h_{2*} + h_{1*}) - \epsilon g \frac{\partial}{\partial y} (z_{b*} + h_{2*}) - 0.0026 \frac{v_{2*} \sqrt{u_{2*}^2 + v_{2*}^2}}{h_{2*}} - 2\Omega u_{2*} \sin \phi \quad (5)$$

$$\frac{\partial h_{2*}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (u_{2*} h_{2*}) + \frac{\partial}{\partial y} (v_{2*} h_{2*}) = 0 \quad (6)$$

ここで、 u_{1*} 、 u_{2*} ：上層、下層流速の x 成分流速、 v_{1*} 、 v_{2*} ：上層、下層流速の y 成分流速、 g ：重力加速度、 z_{b*} ：基準面から海底面までの距離、 h_{1*} 、 h_{2*} ：上層、下層水深、 Ω ：地球自転の角速度、 ϕ ：北緯を正とした緯度、である。

(3) コンパクトスキーム

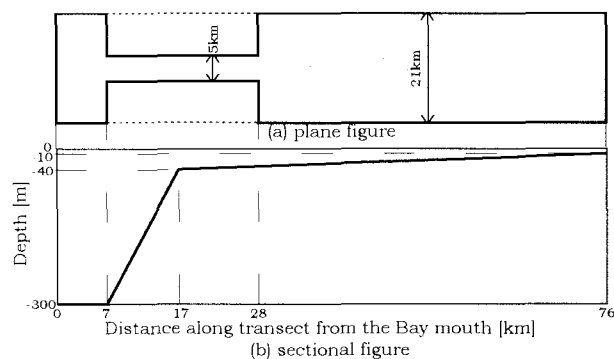
数値計算には、Chu&Funにより提案されたコンパクトスキーム¹⁴⁾を用いた。この方法では、式(7)、式(8)を繰り返し計算により満たすことで、微係数を3点の格子点を用いて6次精度で求めることができる。

$$\frac{7}{16} \left(\left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_{i+1} + \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_{i-1} \right) - \frac{h}{16} \left(\left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \right)_{i+1} + \left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \right)_{i-1} \right) + \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_i = \frac{5}{16h} (f_{i+1} - f_{i-1}) \quad (7)$$

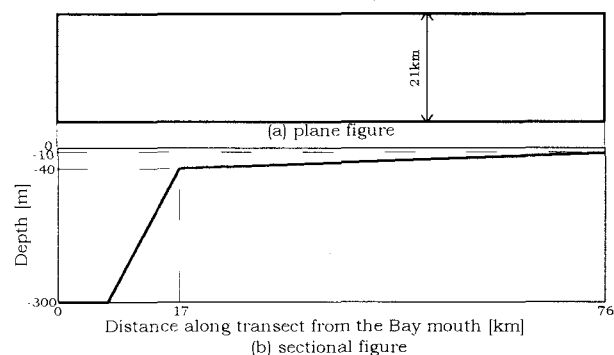
$$\frac{9}{8h} \left(\left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_{i+1} + \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_{i-1} \right) - \frac{1}{8} \left(\left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \right)_{i+1} + \left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \right)_{i-1} \right) + \left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \right)_i = \frac{3}{h^2} (f_{i+1} - 2f_i + f_{i-1}) \quad (8)$$

ここで、 $\partial f / \partial x$ ：ノード i における f_i の1回微分値、 $\partial^2 f / \partial x^2$ ：ノード i における f_i の2回微分値、 f_i ：ノード i における既知の変数値、 h ：ノード間隔、である。

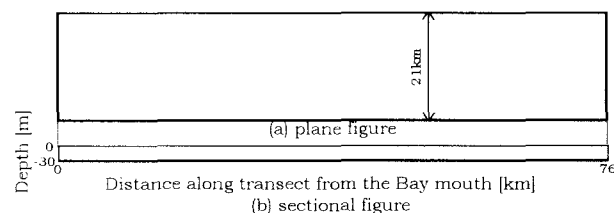
これまで、浅水流方程式を安定して解くことができる方法として、CIP法^{16) 17)}を用いたもの^{15) 19)}が提案されているが、対流項を分離して解かなくてはならず、運動量の保存に関して問題があった。しかし、コンパクトスキームを用いることにより、タイムスプリットングを



(a) 水深変化・幅変化



(b) 水深変化・幅一定



(c) 水深一定・幅一定

図-5 2層平面2次元計算で用いた地形

用いる必要がなくなり、空間に関して6次精度で計算可能となる。さらに、各軸方向に対してコンパクトスキームを適用して微係数を計算することが可能であり、境界条件の取り込みが非常に簡便である。そのため、コンパクトスキームと同様に、波の再現性がよいと言われるスペクトル法に比較して、複雑地形への適用性が高い点も特徴である²⁰⁾。

(4) 計算条件

東京湾湾口付近の地形の特徴として、湾口が急激に狭くなっていること、湾口で海底面勾配が急激に変化していること、湾口部が湾曲していることの3つが挙げられる。本研究では、流れの不安定は流速の急激な変化により与えられるものであると仮定し、幅の急激な変化、勾配の急激な変化の影響のみを対象とした。図-5に、モデル地形を示す。数値実験では、湾口部における流速が、3次元計算により得られた流速に近くなるよう、地形が決定された。比較対照用の地形として、水深が急激に変化するが幅は変化しない地形、水深も幅も変化しない地

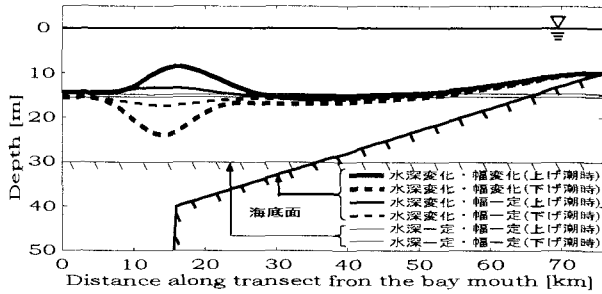
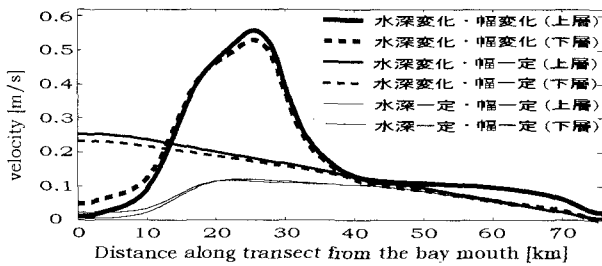
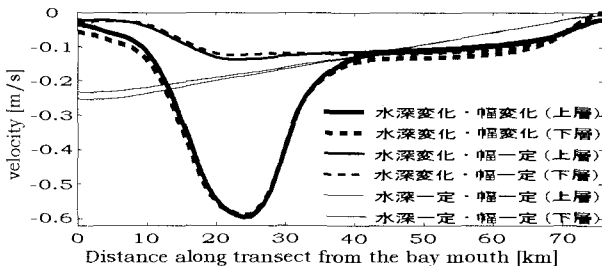


図-6 2次元計算による横断面中央における内部界面の空間分布。太線、中線、細線はそれぞれ水深変化・幅変化、水深変化・幅一定、水深一定・幅一定の地形を表し、点線、実線はそれぞれ上げ潮最大時、下げ潮最大時を表す。



(a) 上げ潮時



(b) 下げ潮時

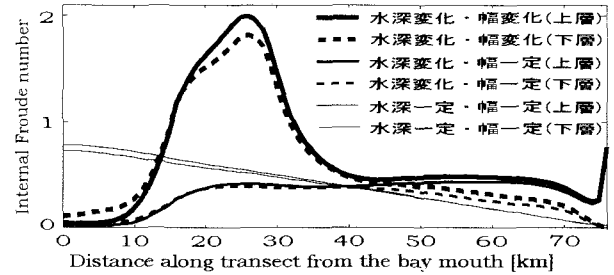
図-7 2次元計算による横断面中央流速の縦断分布。太線、中線、細線はそれぞれ水深変化・幅変化、水深変化・幅一定、水深一定・幅一定の地形を表し、点線、実線はそれぞれ上層、下層を表す。

形の2つを用意した。

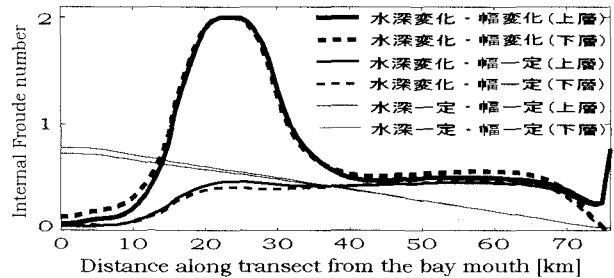
3次元計算同様、上層厚さを15m、上層と下層の密度差に対する下層の密度の比を0.0015、潮汐振幅を0.6m、とした。解析に用いるデータは、既に周期的に定常化している6周期目のものを用いた。

(5) 計算結果の検討

図-6に、それぞれの地形の場合の上げ潮最大時及び下げ潮最大時の横断面中央における内部界面の空間分布を示す。水深一定・幅一定の場合には内部界面はあまり変位していない。水深変化・幅一定の場合には、上げ潮時、下げ潮時とも水深が急激に変化する15km付近で内部界面



(a) 上げ潮時



(b) 下げ潮時

図-8 2次元計算による横断面中央における内部フルード数の縦断変化。太線、中線、細線はそれぞれ水深変化・幅変化、水深変化・幅一定、水深一定・幅一定の地形を表し、点線、実線はそれぞれ上層、下層を表す。

変位のピークがあり、上げ潮時には上方に、下げ潮時には下方に変位している。水深変化・幅変化の場合には、水深変化・幅一定の場合よりも内部界面の変位量が大きく、内部波が発達していることが分かる。また、上げ潮時には下げ潮時に比べピークが湾奥側に少しずれている。

図-7に、それぞれの地形の場合の上げ潮最大時及び下げ潮最大時における横断面中央流速の縦断分布を示す。水深変化・幅変化の場合に、幅が狭くなることで流速が増大していることが分かる。

図-8に、それぞれの地形の場合の上げ潮最大時及び下げ潮最大時の横断面中央における内部フルード数の縦断変化を示す。水深変化・幅変化の場合には15kmから30kmの間で内部フルード数が1を超えているが、水深変化・幅一定の場合や水深一定・幅一定の場合では、どの地点においても1以下である。

図-8の内部フルード数の分布より、図-6における内部波の発達機構として微小波の重なり合い¹⁵⁾を考えることができる。水深変化・幅変化の場合では、例えば上げ潮時には、水深急変部付近で発生した波のうち湾外へ向かうとするものは、内部フルード数が1に近いため波の進行速度が遅くなる。その結果、波の重なり合いにより内部波が発達する。水深変化・幅一定の場合では、内部フルード数が小さいために波の進行速度はそれほど遅くならず、内部波があまり発達しないと考えられる。

水深一定・幅一定の場合では水深変化・幅一定の場合

と同程度の内部フルード数にも関わらず内部波がほとんど発達していないことから、水深の急変は波の発生に大きく寄与していると考えられる。このことは、水深変化・幅変化の場合において、30km付近の内部フルード数が1に近いところでなく、水深急変部で内部波が発達していることから分かる。

水深変化・幅変化の場合において、上げ潮時の内部波のピークが下げ潮時のそれに比べて湾奥側に寄っているのは、水深急変部より外洋側は内部フルード数が小さく、水深急変部より外洋側で生じた湾外へと進行する波の速度が遅くならず、重なり合わないためであると考えられる。

図-6の水深変化・幅変化の場合ように、東京湾湾口部において内部波が発達し、そこに乱れが蓄積することで成層が破壊され、成層している湾内との間にフロントが発生する可能性は十分に考えられる。

5. おわりに

本研究では、2002年11月21日にみられたフロントの発生メカニズムを解明することを目的に数値実験を行い、以下のような結論を得た。

- 1) ADCPによる現地観測結果より、湾口部付近において小潮期から大潮期にかけて成層の強さが減少しているという結果を得た。また、塩分・水温の現地観測結果より、大潮期にフロントの影響により、横須賀沖で低密度の海水が下方に浸入しているという結果を得た。また、これらの現象が、3次元数値実験により再現された。
- 2) 2層平面2次元計算より、湾口部において内部フルード数が上昇し、内部波が発達することで、成層が破壊される可能性は十分にあることが分かった。

謝辞：この研究は文部科学省科学研究費基盤研究(C)(1)「東京湾に注ぐ4河川の再現モデルDHMと東京湾流動モデルMEL3D-tideとの統合」(代表研究者：中山恵介、課題番号：15560451)の成果の一部である。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) Suzuki, T., Matsuyama, M.: Numerical experiments on stratified windinduced circulation in Tokyo bay, japan, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol.50, pp.17-25, 2000.
- 2) Guo, X., Yanagi, T.: Variation of residual current in Tokyo bay due to increase of fresh water discharge, *Continental Shelf Research*, Vol.18, 677-693, 1998.
- 3) 長島秀樹, 岡崎守良：冬期における東京湾の流況と海況, 沿岸海洋研究ノート, 第16巻, 第2号, pp.76-86, 1979.
- 4) 日比野忠史, 細川恭史, 鶴谷広一：非成層期の東京湾における朔望周期の流れ場, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.996-

1000, 1999.

- 5) 中山恵介, 岡田知也, 野村宗弘, 日比野忠史, 細川恭史, 古川恵太：大潮, 小潮期における湾外水の影響, 海岸工学論文集, 第47巻, pp.421-425, 2000.
- 6) Yanagi, t., Shimizu, M., Nomura, M., Furukawa, K.: Spring-neap tidal variations of residual flow in Tokyo bay, japan, *Continental Shelf Research*, Vol.23, pp.1087-1097, 2003.
- 7) 柳哲雄, 大庭哲哉：豊後水道のTidal Front, 沿岸海洋研究ノート, 第23巻, 第1号, pp.19-25, 1985.
- 8) 柳哲雄, 吉川和輝：燧灘・大阪湾の潮汐フロント, 水産海洋研究会報, 第51巻, 第2号, pp.115-119, 1987.
- 9) Geyer, W. R., Cannon, G. A.: Sill processes related to deep-water renewal in a fjord, *Journal of Geophysical Research*, Vol.87, pp.7985-7996, 1982.
- 10) Stigebrandt, A.: Vertical diffusion driven by internal waves in a sill fjord, *Journal of Physical Oceanography*, Vol.6, pp.486-495, 1976.
- 11) 高尾敏幸, 岡田知也, 中山恵介, 古川恵太：2002年東京湾広域環境調査に基づく東京湾の滞留時間の季節変化, 国土技術政策総合研究所資料, 第169号, pp.1-78, 2004.
- 12) 中山恵介, 佐藤圭洋：LESモデルによる水平面上張り出しブルームの解析, 土木学会論文集, 第628号, pp.97-114, 1999.
- 13) Nakayama, K., Okumiyu, E., Nakamura, Y.: The effect of radiation cooling on convective circulation in a brackish-water lake, *6th Conference on Hydraulics in Civil Engineering*, Vol.19, pp.105-117, 2001.
- 14) Peter C. Chu, Chenwu Fan: A Three-Point Combined Compact Difference Scheme, *Journal of Computational Physics*, Vol.140, pp.370-399, 1998.
- 15) Hibiya, T.: Generation Mechanism of Internal Waves by a Vertically Sheared Tidal Flow Over a Sill, *Journal of Geophysical Research*, Vol.95, pp.1757-1764, 1990.
- 16) Yabe T., Aoki T.: A universal solver for hyperbolic equations by cubic-polynomial interpolation I. One-dimensional solver, *Computer Physics Communications*, Vol.66, pp.219-232, 1991.
- 17) Yabe T., Ishikawa T., Wang P. Y., Aoki T., Kadota Y., Ikeda A., A universal solver for hyperbolic equations by cubic-polynomial interpolation II. Two-and three-dimensional solver, *Computer Physics Communications*, Vol.66, pp.233-242, 1991.
- 18) 中山恵介, 佐藤圭洋, 堀川康志：CIP法を用いた浅水流方程式の数値計算手法の開発, 水工学論文集, 第42巻, pp.1159-1164, 1998.
- 19) 中山恵介, 堀川康志, 三上卓哉：射流場におかれた円柱周辺の流れの解析, 水工学論文集, 第43巻, pp.365-370, 1999.
- 20) Lele S. K.: Compact finite difference schemes with spectral-like resolution, *Journal of Computational Physics*, Vol.103, pp.16-42, 1991.

(2004. 9. 30 受付)