

夏季東京湾における内部潮汐波の基本特性について

日向博文* ・ 八木 宏**・ 灘岡和夫***
斎藤輝彦****・ 田淵博嗣*****

1. はじめに

従来, 夏季東京湾における海水交換や物質輸送は, 主にエスチャリー循環や吹送流, あるいは潮汐残差流によって説明がなされてきた。一方, 沿岸域では, 成層構造が発達する夏季において内部潮汐波が発生することが良く知られており, 五ヶ所湾, 英虞湾など数 km スケールの小規模湾における海水交換や物質輸送に内部潮汐が重要な役割を果たしていることが明らかにされつつある(例えば, 藤原ら, 1995; 上野ら, 1999)。しかしながら, 東京湾のように数十 km スケールの内湾域に与える内部潮汐波の効果に対する検討はほとんど行われておらず, 現時点では内部波潮汐波の存在の可能性が指摘されている程度であり(例えば, 蓮沼, 1979; 上野ら, 1993), 今後, 東京湾の物質輸送や海水交換メカニズムをより詳細に検討していくためには, 内部潮汐波の役割を明らかにすることが最も重要な課題の一つとなっている。そこで, 本研究では, その第 1 歩として, 夏季東京湾における内部潮汐波の実態を明らかにし, その発生メカニズムや伝播特性を現地観測と数値計算に基づいて明らかにすることを目的とした。

2. 現地観測

観測海域を図-1 に示す。湾口部から湾中央部に係留されている航路ブイ (B3, B5, B7, BYN) の係留チェーン部, および幕張沖 3 km に位置する千葉県海象気象観測塔 (BK) に塩分・水温計 (MDS-CT, MDS-T: アレック電子) を数台設置し, 表層から底層付近 (最大水深 30 m) までの水温・塩分の長期連続観測 (1998 年 8 月 4 日 ~ 10 月 3 日) を行った。データのサンプリング間隔は水温, 塩分とも 10 分である。また, 湾内における内部潮汐波の空間構造を明らかにするために, 調査船による断面観測を, 98 年 8 月 (2 回), 9 月 (2 回), さらに 99 年 9 月 (1 回) に実施した。1999 年 9 月 10 日には内部潮汐波が

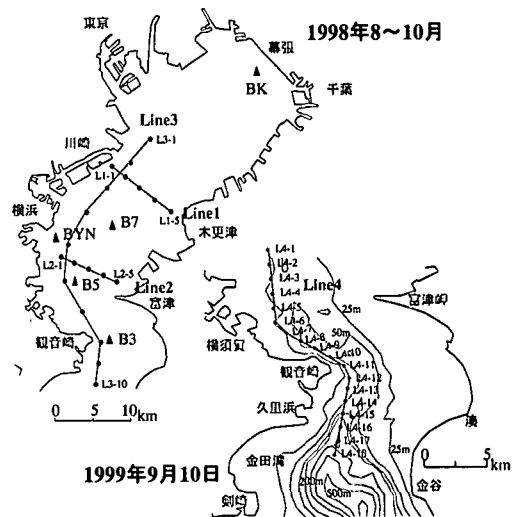


図-1 観測海域

発生しているものと考えられる湾口部において, 1 km の間隔で詳細な現地観測を行った。断面観測では, 多項目水質計 (ACL-200: アレック電子) および ADCP (BBADCP, WHADCP-600 kHz: RDI) を用いて, 流向, 流速, 水温, 塩分, 濁度, クロロフィルの計測を行った。なお, 観測の詳細については, 日向ら (1999) および斎藤ら (2000) を参照されたい。

3. 観測結果

3.1 湾内における水温変動特性

図-2 に, 1998 年 8 月の湾口部 (B3, 水深 50 m), 湾中央部 (BYN, 水深 45 m) および湾奥部 (BK, 水深 9 m) における水温の時系列変化を, 図-3 にその水温変動のパワースペクトルを示す。湾口部 (B3) や湾中央部 (BYN) において顕著な半日周期の水温変動が発生していることが分かる。このようにダイナミックな水温変動は, 潮流による水塊の水平移動では説明することは不可能であり, 主に内部潮汐に伴う水塊の鉛直移動によって発生していることは明らかである。また, 時間的に見ると, 水温変動の振幅は月齢に対応して変化しており, 大潮期に大きく, 小潮期に小さくなっている。さらに, スペクト

* 正 会 員 博(工) 運輸省港湾技術研究所海洋環境部主任研究官
** 正 会 員 博(工) 東京工業大学助教授 工学部土木工学科
*** フェロー 工 博 東京工業大学教授 大学院情報理工学研究所
**** 学生会員 東京工業大学大学院情報理工学研究所
***** 学生会員 東京工業大学大学院理工学研究所

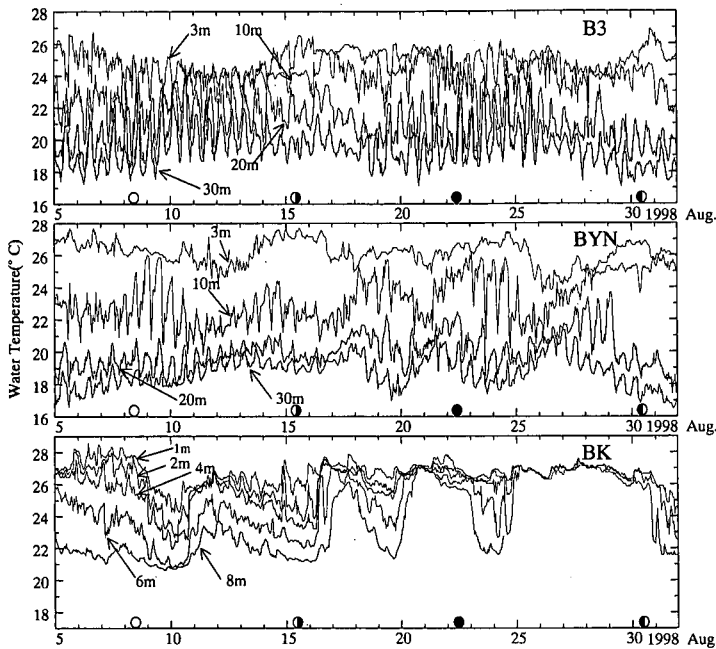


図-2 湾口部 (B3), 湾中部 (BYN), 湾奥部 (BK) における水温変動 (1998年8月)

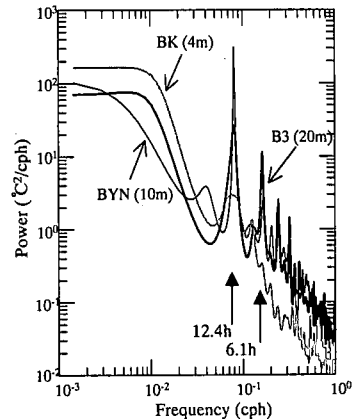


図-3 水温変動のパワースペクトル

ルを見ると, B3, BYN では6時間周期にも明確なピークが現れており, 特に, 湾口部 (B3) では, 半日周期とほぼ同程度のパワーを有していることが分かる。一方, 湾奥部 (BK) においては, 明確な半日周期の水温変動は見られず, むしろ風に伴う沿岸湧昇や沿岸沈降に起因すると考えられる数日周期の水温変動が卓越していることが分かる。

続いて, 内部潮汐に伴う湾口部や湾中部の水温変動をさらに詳細に調べるために, 図-4に1998年8月8～9日(大潮期)におけるB3とBYNの水温変化を横須賀における予測潮位とともに示す。BYNでは, 10m深における水温変動が顕著であるのに対し, B3では中層～底層にかけての水温変動が最も大きくなっていることが分かる。これは, 湾口部 (B3) と湾中部 (BYN) における水温(密度)の鉛直構造が異なっているためである。これらの水深における水温変動に着目すると, B3, BYNとも単純な正弦曲線にはなっておらず, のこぎり刃状に非対称で切り立った形をしていることが分かる。また, BYNでは, 表層から中・底層までの水温変動がほぼ同位相(第1モード的)となっているのに対し, B3では上層と中・底層における位相が180度ずれており(高次モード的), 中・底層の水温が上昇(下降)する時に, 表層の水温が下降(上昇)していることが分かる。また, 潮位変動と内部潮汐による水温変動との相対関係を見ると, B3では, 概ね上げ潮最大時に中・底層の水温が上昇(密度

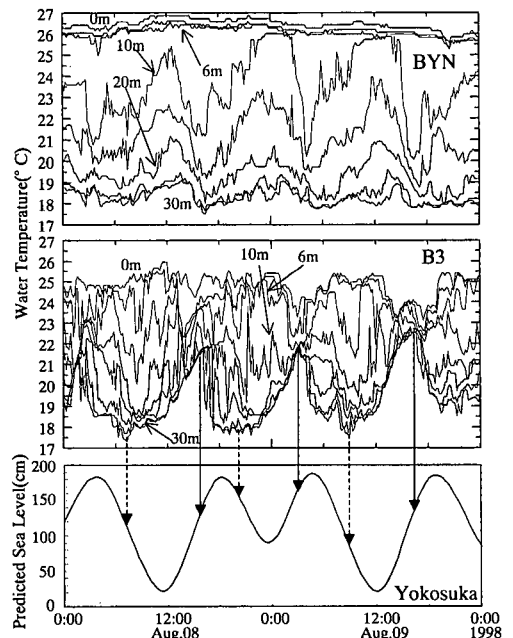
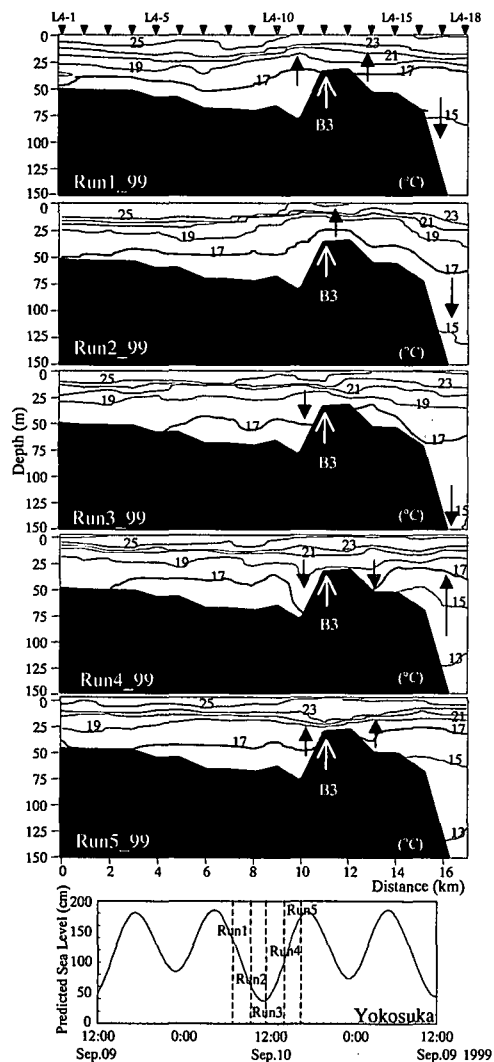


図-4 大潮期における湾中部 (BYN), 湾口部 (B3) の水温変動

界面が下降) し, 下げ潮最大時に水温が下降(密度界面が上昇)しており, 一般的なイメージとは異なる水温変動パターンとなっていることが分かる。

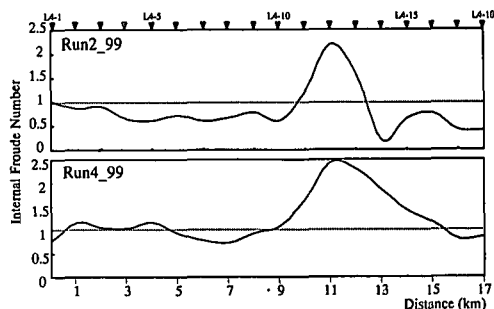


図一五 大潮期 (1999 年 9 月 10 日) における湾軸断面内の水温分布 (Line 4)

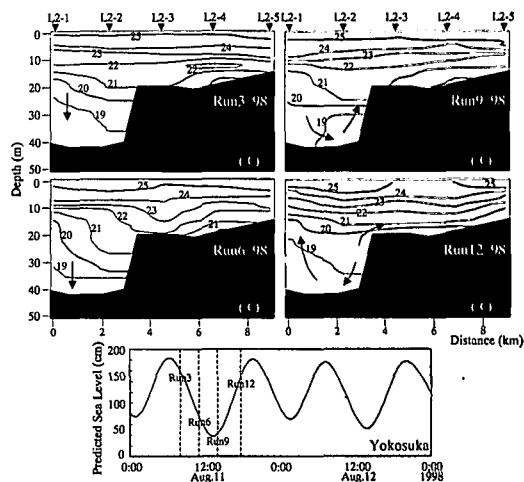
このように、東京湾における内部潮汐波は非線形性の強い現象であり、特に、湾口部観音崎沖 (B3) においては、内部潮汐に伴って特徴的な水温変動を示していることが明らかとなった。

3.2 内部潮汐波の空間構造

続いて、湾口部海域における内部潮汐波の空間構造を、断面観測の結果に基づいて調べる。図一五に 1999 年 9 月 10 日 (大潮) の断面観測によって得られた湾軸断面内 (Line 4) における水温分布を示す。外洋側では、潮汐運動に伴って上げ潮時に水温コンターが上昇し、下げ潮時に低下していることが分かる。これに対し、1998 年にブイ (B3) を係留した観音崎沖の浅瀬部分 (図中矢印) では、温度界面と潮位変動の関係が外洋側と反対になっており、それが図一四に示した B3 における水温変動パ



図一六 湾口部における内部フルード数の空間分布 (1999 年 9 月 10 日)



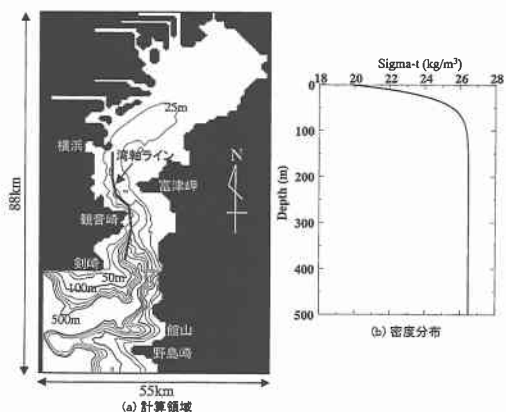
図一七 大潮期 (1998 年 8 月 11 日) における横断面内の水温分布 (Line 2)

ターン (上げ潮時昇温、下げ潮時降温) と対応したものとなっている。また、図一六に観測結果に基づいて計算した下げ潮最大、上げ潮最大付近における内部フルード数 (式 (1)) を示す。

$$Fr = \bar{V}/C_i, \quad C_i = \sqrt{g' \cdot h_1 h_2 / (h_1 + h_2)} \quad \cdots (1)$$

ここに、 $\bar{V}$ は鉛直平均流速、 C_i は内部潮汐波第 1 モードの波速を、 g' は有効重力、 h_1 、 h_2 はそれぞれ密度躍層の上層と下層の厚さである。図を見ると上げ潮最大時、下げ潮最大時とも浅瀬部分で内部フルード数が 1 を越えており、その両側で 1 以下となっていることが分かる。したがって、この浅瀬を挟んで傾圧流が常流→射流→常流と遷移しており、この空間的な流動状態の変化に伴って内部跳水が発生していることが考えられる。

続いて、図一七に、1998 年 8 月 11 日 (大潮期) の湾口部横断面内 (Line 2) における水温分布を示す。図を見ると、湾軸部神奈川県側の中層～底層にかけての水温が大



図—8 計算領域 (a) と計算に用いた密度分布 (b)

表一1 計算条件

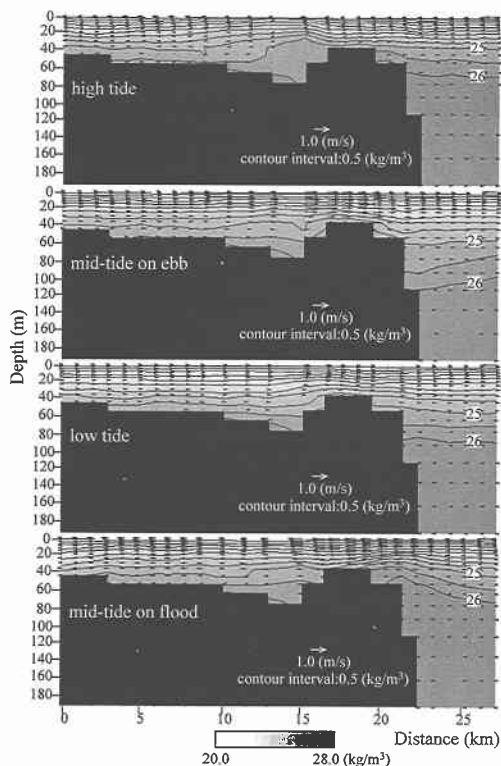
メッシュサイズ	55×88×27 (水平 1 km, 鉛直不等間隔)
初期条件	図-8(b)参照
開境界条件	水位: M_2 分潮 (振幅 60 m)
	流速: $\partial u / \partial x = 0$ 密度偏差: $\partial \sigma_\theta / \partial x = 0$
水深	最大水深: 500 m
河川流量	なし
海上風	なし

大きく変動しており、その水温変動の位相が湾軸部の東西方向（L2-1とL2-2）で異なっていることが分かる。蓮沼（1979）は、観音崎—富津岬間における昼夜連続観測の結果から、千葉県側における水温変動の位相が神奈川県側に較べて6時間程度進んでいることを明らかにした。図—7に示す観測結果は、定性的に蓮沼の結果を指示しており、東京湾における内部潮汐波が、単純に慣性重力波として湾軸部分に沿って湾奥へと伝播しているわけではないことが明らかとなった。

4. 数値実験に基づく内部潮汐波の生成・伝播過程の検討

4.1 数值实验概要

現地観測では明らかにすることが出来なかった東京湾における内部潮汐波の生成、伝播過程を数値実験に基づいて検討する。計算領域と計算条件を図-8、表-1にそれぞれ示す。数値実験に用いたモデルは、3次元レベルモデル（日向ら，1997）であり、基礎方程式は、3次元のナビエ・ストークス方程式（静水圧，ブシネスク近似）、連続式、密度偏差の移流拡散方程式である。断面観測の結果に基づいた密度分布（図-7(b)）を計算領域全体に



図一9 湾軸断面内における流速，密度分布

一様に与え、開境界で大潮期に相当する潮位変動 (60 cm) を与えることによって内部潮汐波を発生させた。

図—9に満潮時、下げ潮最大時、干潮時、上げ潮最大時における湾軸断面内(図—8参照)の密度分布を示す。図を見ると、外洋側では潮汐に伴って上げ潮時に下層高密度水(低温水に相当)が上昇し、下げ潮時に上層低密度水(高温水に相当)が下降していることが分かる。一方、観音崎沖の浅瀬部分では、下げ潮最大時に等密度線が盛り上がり、反対に上げ潮最大時には凹んだ形となっており、定性的に観測結果を再現できていることが分かる。

図—10に中層(水深20.8m)における密度の水平分布を示す。浦賀水道に着目すると、野島崎沖で盛り上がった密度界面が、上げ潮に伴って千葉県側の岸に沿って北上し、上げ潮最大時に、久里浜沖において局所的に発生した内部潮汐波と重なり合うことによって、密度界面が大きく上昇していることが分かる(図中太矢印)。この時、久里浜沖における密度界面の上昇量は50m以上に達する。その後、この密度界面の変動は、その一部が浦賀水道神奈川県側の岸にトラップされながら南方へ伝播し、一部が波高を減衰させながら湾内へ進入する。そして、この湾内へ伝播する内部潮汐波も等水深線にトラップされながら湾内を半時計回りに伝播する。このように、蓮

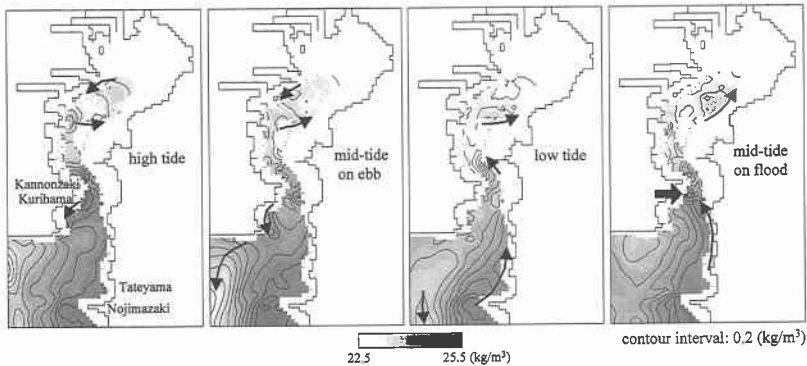


図-10 中層 (水深 20.8 m) における密度分布



図-11 内部潮汐波伝播の概念図

沼 (1979) や本観測によって示された横断面内における水温変動の位相の違いは、湾内に伝播する内部潮汐波が、単純な慣性重力波としてではなく、地球自転の影響を受けた内部ケルビン波としての性格が強いためであることが分かった。

以上、本研究によって明らかになった東京湾における内部潮汐波の伝播の様子を図-10 に示す。

5. ま と め

(1) 東京湾における内部潮汐波は、非線形性の強い現象であり、その振幅は大潮期に大きく小潮期に小さい。

(2) 湾口部観音崎沖の海域において、内部潮汐波の

侵入に伴って内部跳水が発生している可能性がある。

(3) 久里浜沖で局所的に発生した内部潮汐波と浦賀水道千葉県側を伝播してきた内部ケルビン波が重なり合うことによって、湾口部において大きな内部波が発生する。

(4) 湾口部で発生した内部潮汐波は、外洋側および湾内へ内部ケルビン波として伝播する。

なお、本研究の一部は、運輸施設整備事業団「運輸分野における基礎的研究推進制度」の補助を受けて行われたことをここに付記する。

参 考 文 献

- 上野成三・灘岡和夫・勝井秀博・大谷英夫 (1993): 密度成層期の東京湾で発生する密度・流動・水質場の急変現象と内部波に関する現地観測, 海岸工学論文集, 第40巻, pp. 246-250.
- 上野成三・灘岡和夫・高山百合子・藤井秀博 (1999): 内部潮汐を考慮した英虞湾の流動シミュレーション, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 466-470.
- 斎藤輝彦・八木 宏・日向博文 (2000): 夏季東京湾湾口部における内部潮汐波の基本特性に関する研究, 土木学会年次講演会講演集. (印刷中)
- 蓮沼啓一 (1979): 東京湾における流動の特徴, 沿岸海洋研究ノート, 第16巻, 第2号, pp. 67-75.
- 日向博文・八木 宏・杉田繁樹 (1997): 熱塩フロントを考慮した冬季東京湾の海水交換特性に関する数値計算, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 391-395.
- 日向博文・灘岡和夫・田淵広嗣・吉岡 健・古川恵太・八木 宏 (1999): 東京湾における成層期流況の動的変動過程について, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 451-455.
- 藤原建紀・高橋鉄哉・阿保勝之・杜多 哲 (1995): 内部潮汐による五ヶ所湾の海水交換, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 1111-1116.