

中辻啓二\*・尹 鐘星\*\*・湯浅泰三\*\*\*・村岡浩爾\*\*\*\*

## 2. 東京湾で観測された靑潮発生時の実測データの解析

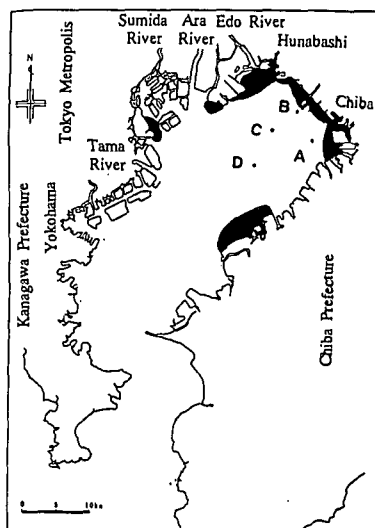
### (1) 観測の概要

図-1は東京湾の地形と観測点を示す。図中の黒く塗りつぶした領域は、胄潮が発生した海域を示す。1993年8～9月と1994年6～9月に環境庁水質保全局が実施した観測データを用いて解析を行った。図-1に示す観測点BとDで、海表面から海底までの11層で水温の多層連続観測が行われた。流速、塩分、溶存酸素等の連続計測や平面分布は別途実施されている。従来の風速や風向は千葉測候所で観測されたものを用いられてきた。しかし、海上の観測点である富津岬沖（第二海堡）で得られたデータと比較したところ、風向の違いはほとんど見られなかった。しかし、風速に関しては1.5倍から2.0倍の差が認められた。風応力の影響を議論するには、海上で観測した風を用いる必要がある。

## (2) 観測結果とその考察

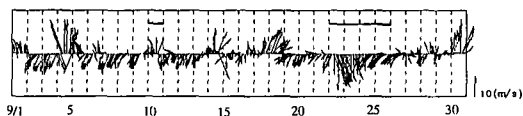
1993年の7・8月は多雨・日照不足で、9月は台風のため大雨、強風であった。青潮は6月2日から始まり、9月22～26日までの間に7回発生した。表-1に示すよ

本研究では、環境庁が東京湾で観測した水温の鉛直分布等の気象・海象データの解析から、青潮の発生する条件の検討を試みる。さらに、パロクリニック流れモデルを用いた吹送密度流の3次元数値実験を東京湾を対象に実施し、湧昇を誘起させる物理機構について検討する。

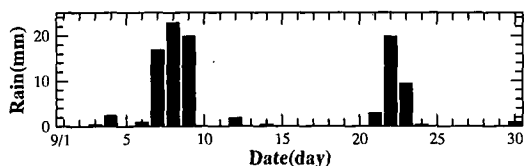


図一1 東京湾の地形と観測点の配置図

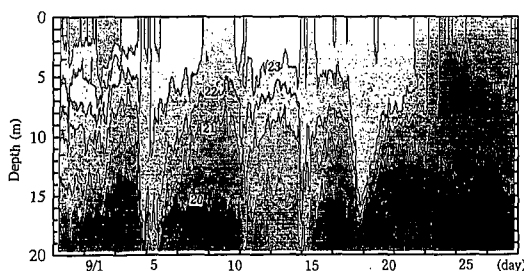
|      |       |    |              |          |
|------|-------|----|--------------|----------|
| •    | 正 会 員 | 工博 | 大阪大学教授       | 工学部土木工学科 |
| ••   | 正 会 員 | 工博 | 仁済大学校工科大学    | 助教授      |
| •••  | 学生会員  |    | 大阪大学大学院工学研究科 | 学生       |
| •••• | 正 会 員 | 工博 | 大阪大学教授       | 工学部土木工学科 |



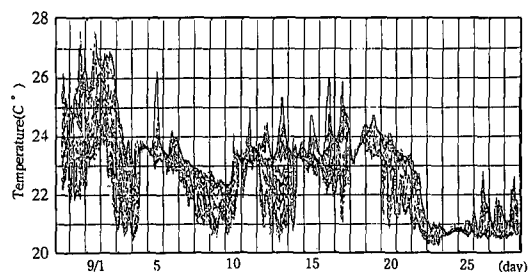
(a) 第二海堡で観測された風向・風速  
(図中の横線は青潮発生時期を示す。)



(b) 千葉測候所で観測された降雨



(c) 観測点 B での各水深別の水温の日変化



(d) 観測点 D での水温の鉛直分布の日変化

図-2 1993年9月の気象・海象データ

うに、観測期間中に2回発生している。1994年は6月、7月と降水量が少なく、また7月、8月は猛暑、9月は残暑と暑さ厳しく、記録的な暑さと渇水であった。青潮の発生は6月7日から9月27～29日で6回発生し、観測期間では3回記録された。

図-2は1993年9月に観測された風向・風速、降水量、観測点Bで得られた11層の水深別の水温、ならびに観測点Dでの水温の鉛直分布の時間変動を示す。図-2(c)の海表面から海底までの11層の水温時系列に着目すると、特徴的な事象が5回見られる。それは4日、10日、15日、18日、23日に現れる階段状の水温変動である。各水深の水温が一定値になるのは鉛直方向に混合が生じていることを意味している。それは観測位置は異なるが、観測点Dでの水温の鉛直分布の時系列からも分かる。

表-1 青潮発生時の気象条件

| Date        | Wind   | Rainfall     |
|-------------|--------|--------------|
| 93/09/10-11 | SW-SW  | 07-09 60 mm  |
| 93/09/22-26 | SE-NNW | 21-23 33 mm  |
| 94/07/29-30 | NE-NE  | 25-27 SSE 風  |
| 94/08/21-22 | SSE-N  | 21 123 mm    |
| 94/09/12-17 | SE-NNW | 12-17 162 mm |

その階段状の変動は二つのパターンに分類できる。一つは変動の生じる直前の水温分布での最高値（海表面の水温）に収斂する場合と、最低値（海底面での水温）に収斂する場合である。例えば、4日に事象が生じた前後の水温を見ると、23.8℃から20.6℃と分布していた水温が23.8℃に変化している。これに対して、23日には22.7℃から20.4℃であったのが、20.9℃から20.3℃に変化している。風向・風速の時間変動と比較すると、前者が生じるのは南西風（船橋から千葉を結ぶ海岸線に向かう接岸風）が吹く場合であり、後者が生じるのは北東風（離岸風）が吹く場合である。離岸風である北東風が吹くことによって成層化した上層水が沖に流され、それを補償する形で底層の水塊が湧昇してきたと考えるのが一般的である。これに対して、南西風の場合には、風によるせん断によって海岸に輸送されてきた上層水が沈み込み、上層から下層までの水温が上層水の水温と同一になると考えられている。

青潮の発生時の気象条件を整理したのが表-1である。左から、発生日時、前日と発生日の風向き、そして降雨の期間と全降雨量を示した。1993年9月10日のをぞいて、北東風が連吹しているのが分かる。今一つ重要なことは青潮が発生する前に降雨が必ずあることである。この因果関係は図-2(b)の降雨記録からも分かる。強い北西風に加えて、降雨により密度界面の成層度の強化が青潮発生のための必要条件といえる。降雨の条件を満たさない1994年7月29～30日では発生前の25～27日の3日間にわたって強い南方風が連吹している。これが降雨に代わって成層化を促進したものと推定できる。もう一つの例外である1993年9月10～11日は台風14号の通過により南寄りの強い風が吹いたときである。4日にも薩摩半島に上陸した大型台風の影響を受けて南南西の強風を記録しており、異常な気象条件にあったと考えられる。

### (3) まとめ

東京湾の青潮の発生には、直接的な要因である北東風（離岸風）の連吹だけでなく、発生前の数日間に大量の降雨もしくは強い南方風の連吹を伴っていることが分かった。両現象は密度界面の成層の強化をもたらす。つまり、成層度が弱い時には、風応力が水深規模の鉛直混合を惹起することになり、密度界面の湧昇現象には結びつかな

い。

### 3. 3次元パロクリニック流れモデルによる検討

#### (1) 数値モデルの概要

数値モデルは連続方程式、3方向の運動方程式、水温と塩分の拡散方程式と状態方程式から構成されている。離散化した近似方程式系や計算のアルゴリズムは中辻ら(1991)と本質的に同じものを採用している。東京湾へ適用する場合の諸条件は中辻ら(1995)が詳述している。

図一1に示されるように、東京湾は閉鎖性の強い海域であり、南端の浦賀水道を通じて外海と接している。そこで、計算対象領域を湾口部の城ヶ島と岩井袋を結ぶ開境界より北の海域に選んだ。差分格子間隔は水平方向に800 m、鉛直方向に10層(層厚2, 2, 2, 4, 4, 4, 6, 6, 8, 12 m)で分割した。格子の数は南北に81、東西に58である。差分時間間隔はCFL条件から30秒とした。

外力として、半日周潮の潮汐変動(振幅0.38 m、遅れ角度146°)を開境界で与えた。密度流については荒川、旧江戸川を含む6河川から夏期の平均値512.1 m<sup>3</sup>/sの河川流量を与えた。海水面から供給される熱収支は平均気温24.1°C、水蒸気圧1010.7 hpa、風速3.2 m/s、雲量7.5、全天日射量13.9 MJ/m<sup>2</sup>を与えて、熱の輸送量を算出した。また、地球の回転効果はコリオリ係数(8.467×10<sup>-5</sup> s<sup>-1</sup>)を導入することにより与えた。

水平方向の渦動粘性係数は40 m<sup>2</sup>/sを、また鉛直方向の中立状態の係数は0.005 m<sup>2</sup>/sの値を採用した。拡散係数に対しても同様の値を採用した。成層にともなう鉛直方向渦動粘性・拡散係数の低減は成層化関数を導入することによって表現している。(中辻ら, 1991)

数値実験の再現性は潮位観測所の観測値(振幅と遅れ角)と、主要な観測点における上層と下層の潮流楕円の観測値と比較して、確認した。(中辻ら, 1995; 参照)

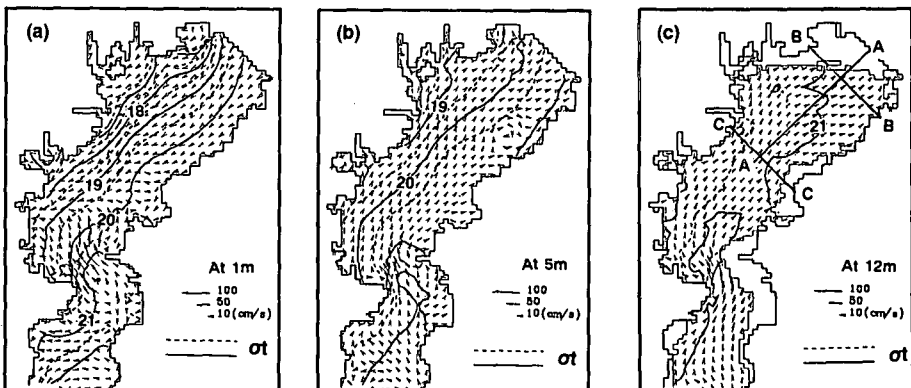
#### (2) 数値実験の内容

数値実験は2通り実施した。一つは6 m/sの北東風(離岸風)の連吹の実験である。二つ目は6 m/sの南西風を吹かせた後に全ての外力を解放して密度界面の挙動を調べる実験である。計算の手順は最初の6潮汐間は潮汐のみ、続く50潮汐間で河川水の流入や海表面での熱収支の形で密度流を与え、最後の10潮汐間に北東風あるいは南西風を吹かせた。密度界面の挙動の追跡はさらに南西風を与えた5潮汐間の計算を継続した。密度界面の勾配が最大になった時点から、全ての外力を0.0として密度界面の挙動の計算を5潮汐間続行した。

#### (3) 北東風が連吹した時の流動・密度構造

鉛直2次元吹送密度流の補償流として湧昇が生じるか、否かを検証するために、6 m/sの離岸風(北東風)を吹かせる実験を行った。図一3は、潮汐が上げ潮になった時の表層、中層と下層の流速ベクトルと密度分布を示す。水深はそれぞれ海表面下1 m, 5 m, 12 mである。いずれも等密度線(例えば、 $\sigma_t=19\sim21$ )は東京湾の東岸に平行に幅狭く伸びているのが分かる。流動も概ね等密度線に沿っており、1 m水深では風と同じ(湾から流出する)方向に、5 mおよび12 m水深では風とは逆の(湾へ流入する)方向に生じている。本論文では議論をしないが、横須賀と富津を結ぶ狭海域では上層から下層まで50 cm/sを越す流速で流入しており、風の影響は湾中央から湾奥部に限られているようである。

さて、沿岸湧昇の見地から考察してみよう。北半球では岸に平行に、岸を左手に見て吹く風が卓越する海域では、岸沿いに細長く湧昇域が発達する。この湧昇は陸岸から沖へエクマン輸送される表層近くの海水を補うために、下層の海水が上昇してきたものと考えられる。したがって、東岸側の $\sigma_t$ の値は大きく、西岸側ではその値は小さい。主要な河川が西岸に集まっていることに原因して、 $\sigma_t$ の値が西岸近傍で小さくなっていることも考えら



図一3 北東風が連吹した上げ潮時の流速ベクトルと等密度線分布

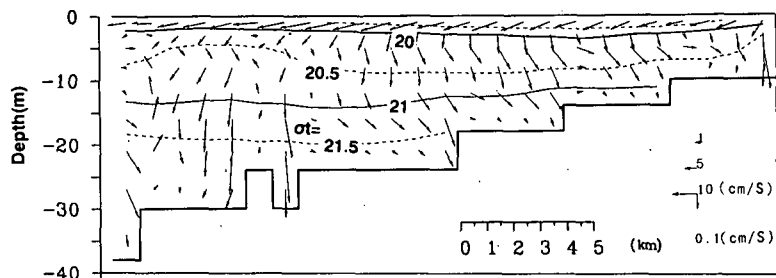


図-4 東京湾の縦断面における断面内流速ベクトルと密度分布

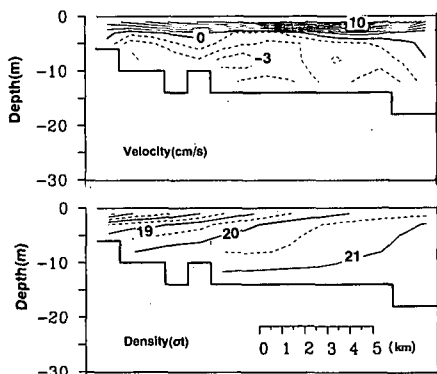


図-5(a) 湾奥部の横断面内での流速と密度分布

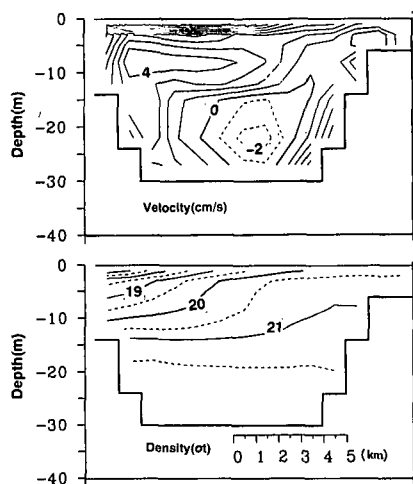


図-5(b) 湾中央の横断面内での流速と密度分布

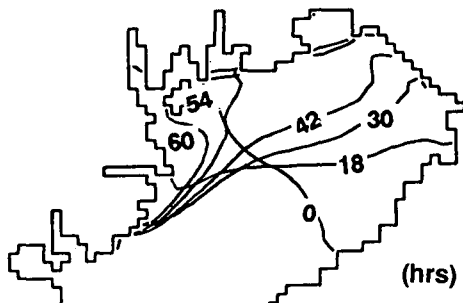
れる。しかし、湾の横断面の密度分布を示す図-5(a), (b)の下図を見れば、エクマン輸送が明瞭に現れていることが理解できる。宇野木(1990)は湾内の流速、水温、塩分の多点観測から、このような湧昇への地球自転の関与を指摘している。

図-4は湾の縦断面における密度分布と断面内の流速ベクトルを示す。また、図-5は湾の横断面でのその断面に直交する流速と密度分布を示す。断面の位置は図-3(c)に示した。北東風によって、表層の海水は沖向きに

流出する傾向にある。しかし、図-4に見られるように、表層の海水は湾口まで運ばれているのではなく、その一部は下層にも連行される。つまり、今回の計算条件下では、潮流が吹送流に勝っていると考えられる。縦断面における $\sigma_t=21.5$ の密度線は湾奥部で約1/340の勾配で湧昇する傾向を示しているが、他の密度線の分布からは湧昇現象は認められない。風速を変えた数値実験を行っていないので、鉛直2次元の循環によって湧昇が生じるかどうかに対して結論を得るまでには到らない。しかし、数値実験で与えた風速は7・8・9月の平均値に相当しており、実現象とそれほど乖離した値ではない。むしろ、離岸風が吹いた場合の密度分布が図-3のように東岸に平行になることから判断すると、北岸の湧昇現象を鉛直二次元の吹送密度流として取り扱うことが合理的でないことが理解できる。

#### (4) 風停止後の密度界面の伝播特性

つぎに、風が停止した後に、風の連吹によって生じた密度界面の変位が時間とともにどのように変化するかについて検討する。図-6は水深5mにおける $\sigma_t=18$ の等密度分布の時間変化を、図-7は $\sigma_t=17\sim 20$ の等密度線の時間変化を示す。数値実験は3次元で行っているが、現象を3次元で描くことはなかなか難しい。南西からの風が吹いた時の密度分布は北東風と異なり、各水深で横断方向に一樣となる傾向がある。このことは追跡計算の初期条件となる図-6の0時の密度分布を見れば、明らかである。風の停止後には、等密度線は反時計回りに移

図-6  $\sigma_t=18.5$ の等密度線の経時変化(5m水深)

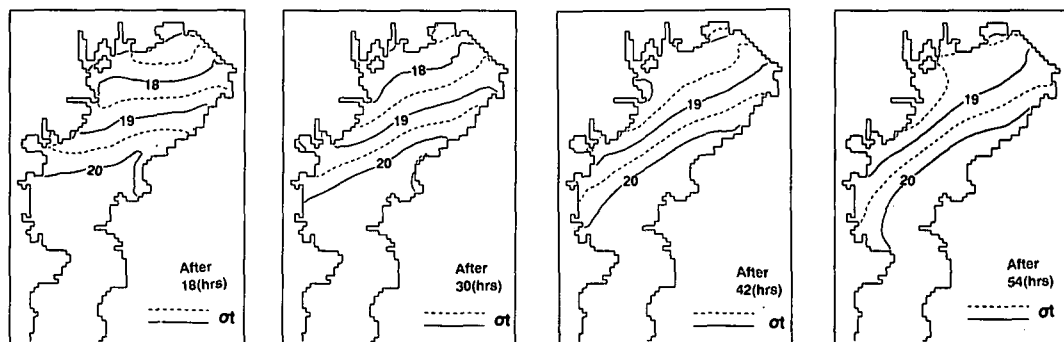


図-7 5 m 水深における等密度線の時間変化

動して、時間の経過とともに湾奥部まで広がっていくことが同図から分かる。図-7の水深5mの面においても、18時間後の $\sigma_t=18, 19$ の等密度線も岸に沿いながら反時計廻りで移動しているのがよく分かる。

この現象は岸に沿って移動するから、慣性重力波ではなく、内部ケルビン波として振る舞う。松山ら(1990)が東京湾の計算に導入した2レイヤーモデルは、密度界面の挙動を直接評価できる利点がある。彼らは内部ケルビン波の位相速度を次式より求めた。

$$C = \sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho_L} \cdot g \cdot \frac{H_U \cdot H_L}{H_U + H_L}}$$

ここに、 $H_U H_L$ は上層と下層の厚さ、 $\rho_L$ は下層の密度、 $\Delta\rho$ は上・下層の密度差を示す。その結果、位相速度として、彼らは数値実験から $C=0.35$  m/s(盛夏)、 $0.27$  m/s(初秋)を得ている。図-6の密度線の位相速度を求めたところ、0時から60時間までの平均時間は反時計廻りで約 $0.22$  m/sであった。この値は松山ら(1990)の数値実験結果や上式と比較して少し小さい。レベルモデルでは密度界面を直接に定義できないことにも、両者の違いの原因がある。上式から分かるように、成層度、換言すれば、密度差の増加に伴って、位相速度が大きくなる。内部ケルビン波は東京湾の湾奥で生じている湧昇現象の一因として考え得る現象である。

#### 4. あとがき

本研究では、東京湾で実測された鉛直方向に11層の水温分布の時系列から青潮発生の条件を調べた。その結果、東京湾の青潮の発生には、直接的な要因としての北東風(離岸流)だけでなく、前日までに大量の降雨あるいは南方風の連吹が必須条件であることが分かった。つまり、密度界面の成層度の強化が青潮発生の前提条件となる。

つぎに、3次元バロクリニックな流れの数値実験を実施して、東京湾の湾奥での湧昇現象の生起要因を検討した。湧昇の可能性として、一つは北東風が吹いた時に現れるエクマン輸送に関わる東岸での下層水の湧昇、いま

一つは風が止んだ後に生じる内部ケルビン波の反時計廻りの移動があげられる。湾奥部へ移動する位相速度の計算値と理論値とを比較した結果、計算値は少し小さいが、両者は比較的によく合致することが確認できた。鉛直2次元吹送密度流説もあるが、北東風が吹いた時にはエクマン輸送が働き、等密度線が湾の縦断方向に平行となることから、2次元として取り扱うこと自体が不合理であることが確認できた。

謝辞：本研究で用いたデータは環境庁水質保全局ならびに運輸省第二港湾建設局京浜港工事事務所から提供を受けた。記して謝意を表します。

#### 参 考 文 献

- 上野誠三・灘岡和夫・石村明美・勝井秀徳(1992): NOAA-AVHRR データを用いた東京湾の風に起因する湧昇現象の解析, 海岸工学論文集, 第39巻, pp. 256-260.
- 宇野木早苗(1990): 東京湾の湧昇と青潮, 日本海洋学会秋季大会講演要旨集, pp. 157-158.
- 大坪国順・村岡浩爾(1980): 青潮発生の物理的メカニズムに関する一考察, 第22回水質汚濁学会講演集, pp. 193-194.
- 中辻啓二・許 再寧・室田 明(1991): 三次元成層密度流の数値実験, 土木学会論文集, 第432/II-15, pp. 29-38.
- 中辻啓二・尹 鐘星・白井正典・村岡浩爾(1995): 東京湾における残差流系に関する3次元数値実験, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 386-390.
- 松山優治・当麻一良・大脇 厚(1990): 東京湾の湧昇に関する数値実験—青潮に関連して, 沿岸海洋研究ノート, 第28巻, 第1号, pp. 63-74.
- 尹 鐘星・中辻啓二・村岡浩爾(1993a): 閉鎖性成層水域における吹送密度流に関する実験, 水工学論文集, 第37巻, pp. 285-292.
- 尹 鐘星・中辻啓二・村岡浩爾(1993b): 開放性成層水域における吹送密度流に関する実験, 海岸工学論文集, 第40巻, pp. 241-245.
- 尹 鐘星・中辻啓二・村岡浩爾(1995): 風応力作用下の成層水域における密度界面の挙動および混合特性—水理実験と数値実験—, 水工学論文集, 第38巻, pp. 811-818.
- Wedderburn, E. M. (1912): Temperature observations in Loch Earn with a further contribution to the hydrodynamically theory of temperature seichers, Trans. Roy. Soc. Vol. 48, pp. 629-625.