

2004年の東京湾西岸横浜港周辺における青潮の発生要因

鯉渕幸生*・磯部雅彦**

2004年8月に東京湾西岸の横浜港から金沢八景にかけて青潮が発生した。従来、西岸での青潮は観測事例がなく、これらの事実は関係者に衝撃を与えると伴に、東京湾の水質悪化の拡大を意味するものとして懸念された。そこで本研究では、東京湾の湾央から湾奥を含む多点において水質連続係留観測を実施し、2004年に発生した全ての青潮について、発生範囲や湧昇過程を比較した。さらに3次元数値モデルによる2004年夏季の水質再現計算を通して、青潮発生過程を追跡した。その結果2004年に東京湾の西岸で発生した青潮の主要因は、強い南風の長期に及ぶ連吹、黒潮蛇行、成層強度など、湧昇が発生しやすい条件が重なったことが原因と考えられた。

1. はじめに

東京湾では、夏季の湾奥部の北岸の船橋、幕張、千葉みな周辺などにおいて、しばしば青潮が発生し、漁業に大きな被害を与えている。そのためこれまでに多くの研究が行われ、湾北岸の青潮については詳細な観測やモデル計算が行われている（例えば、風呂田(1987)；宇野木(1990)；田中ら(1997)；中辻ら(1995)など）。一方、2003年と2004年には、横浜港から金沢八景にかけての西岸周辺において青潮が発生した。これらの海域は水深が深いために湧昇が発生しにくく、青潮が起ころづらいつと考えられていたため、関係者に衝撃を与えた。この2003年および2004年の青潮は一部マスコミにより、東京湾の水質悪化のさらなる拡大を意味するものとして報道され、懸念が広がっている。しかし従来の青潮が東京湾の北岸で主に発生していたこともあり、西岸に発生した青潮については観測が不足しており、その発生過程や原因は未解明である。

そこで本研究では、2004年における青潮の発生過程について検討することを目的に、東京湾の湾央から湾奥を含む多点において水質連続観測を実施し、2004年に東京湾で発生した全ての青潮について、発生範囲や湧昇過程を比較した。さらに青潮の空間分布について、3次元数値モデルを用いた水質の再現計算による検討を行った。

2. 現地観測の概要

水質の現地観測は、2004年4月から12月の8ヶ月にわたって、東京湾奥部西岸の羽田沖に位置する東京灯標(S1)および東京湾中央に位置する川崎人工島(S2)において実施した。S1における平均水深は13.5 mで、水面下1 m、海底上4.5 m、海底上0.5 mの三層において、水

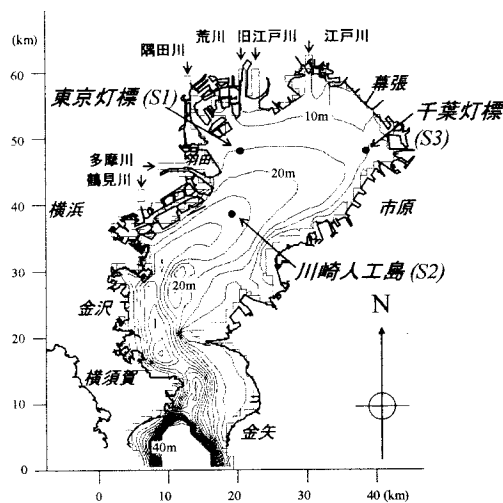


図-1 現地観測地点

温・塩分（アレック製、Compact-CTW）、DO（アレック製、Compact-DOW）の観測機器を設置し、クロロフィル a および濁度（アレック製、Compact-CLW）は水面下1 mで、測定時間間隔10分で連続観測した。また、S2の平均水深は、25 mであり、S1と同様の項目を水面下1 m、海底上12.5 m、海底上0.5 mの3層で観測した。

同時期のS1海底では環境省により ADCP による流速の連続観測が実施されており、分析にはこの観測結果も利用した（環境省、2005）。さらに東京湾最奥部の千葉灯標（S3）においては自動昇降式の水質センサーを用いた水質鉛直分布の観測されており、これらの観測結果を組み合わせることで、湾内の3地点における青潮発生時の水環境変動を検討した。

また栄養塩類や硫化物等の採水が必要な項目に関しては、東京港における水質観測結果（鯉渕ら、2005）や環境省による観測結果（環境省、2005）、を組み合わせることで湾奥部の10地点において、一週間2回程度の頻度で観測結果が得られた。

* 正会員 博(工) 東京大学講師 大学院新領域創成科学研究科環境学専攻

** フェロー 工博 東京大学教授 大学院新領域創成科学研究科環境学専攻

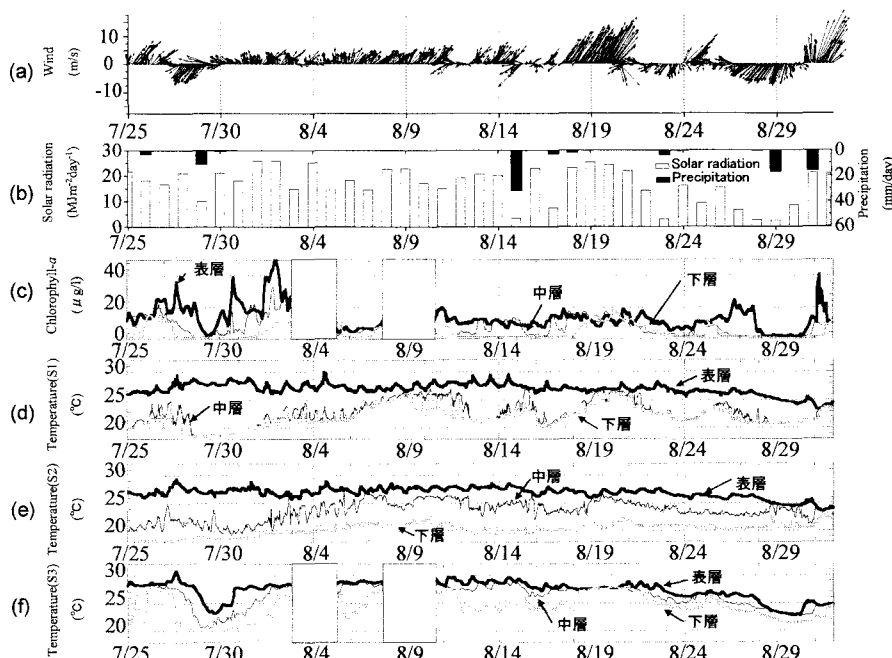


図-2 S3における風(a), 東京管区気象台における日射と降雨(b), S3におけるクロロフィルa(c), S1水温(d), S2水温(e), S3水温(f)の時系列

3. 2004 年夏季の観測結果

(1) 2004年夏季における気象概況と青潮発生状況

図-2は2004年7月25日から9月1日におけるS3での風向風速, 東京管区気象台における日射および降雨量, S3におけるクロロフィルa, 3地点における水温観測結果の時系列である。期間中は南向きの風が卓越し, 特に8月17日から8月20日, 8月24日, 8月30日から9月1日の3回強い南風が観測された。一方, 北風については, 比較的限られた期間においてのみ認められた。期間中降雨は8月14日の降雨となったことを除いては, ほとんどみられず, 晴天が続いた。そのため日射量は多く, 赤潮が発生しやすくなるとされる $15 \text{ MJm}^{-2}\text{day}^{-1}$ を超える日が続いた。

2004年において青潮は3回発生し, これらはいずれも観測期間中であつた。1度目は7月28日に市原沿岸で発生した小規模な青潮であつた。また2度目は8月18日に羽田沖および横浜港内で, 8月20日に本牧沿岸で発生した青潮で, 湾西岸における青潮発生過程を捉えることができた。3度目の青潮は8月23日に三番瀬の船橋航路周辺で発生した小規模なものであつた。

(2) 2004年夏季の水温観測結果

図-2(d), (e), (f)は3地点における水温の観測結果である。7月28日には北風が連吹し, S3では表層における水温の急低下がみられる。これは沿岸湧昇により, 下

層の水塊が表層まで到達したことを意味している。その際, 同様の現象はS1とS2では見られず, 北風に伴う沿岸湧昇は湾最奥のS3でのみ発生しており, この結果は7月28日に湾奥の市原周辺で青潮が発生したという報告と一致する。

西岸において青潮の発生が認められた8月18日には, 10 m/s を超える南風が3日間にわたって連吹している。この際, S3では北風の場合とは逆に, 下層水温が急上昇し, 上層と同値になった。これは表層の温かい水塊が南風で湾奥に吹き寄せられ, 下層にまで到達し, S3の全層に分布した結果とみられる。同様の現象はS1でもみられ, S3と同様に全層で水温が一樣になった。この時S2では水面下13 mまでの水温が上層と同じになったことから, 湾奥部に堆積した表層水は湾中央の中層にまで達するほど大規模であることがわかる。このように8月18日の南風では, 湾中央から湾奥部のほぼ全域に吹き寄せられた表層水が堆積したことが明らかになった。またS2の下層水温については, 8月20日ごろに若干増加する傾向がみられ, 中層の水温とは異なるタイミングで水温上昇が起きており, 別の水塊の流入があったと考えられる。

3回目の青潮となった8月23日には, 弱い北風が22日と23日にかけて連吹し, S3の水温は表層での急激な低下が見られ, 1回目(7月28日)の青潮と同様, 北風にとまう沿岸湧昇が発生したことが分かる。このように

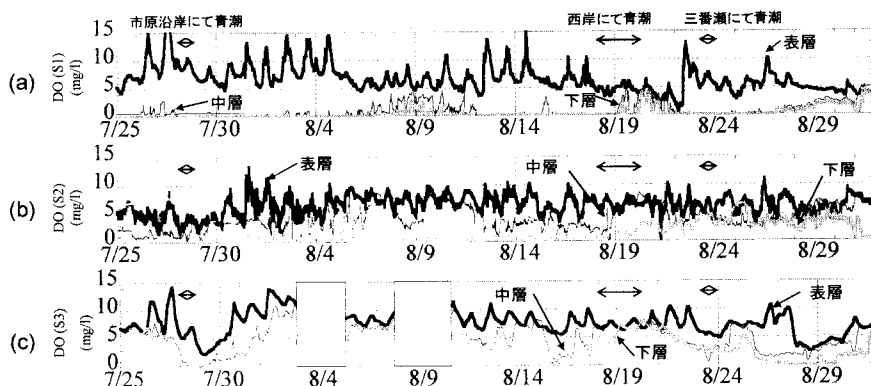


図-3 3地点における DO の時系列 (S1(a), S2(b), S3(c))

1 回目と 3 回目の青潮は北風による湾奥部での沿岸湧昇に伴うものであり、従来から認められてきたような典型的な青潮である。一方、2 回目の青潮については、南風時に発生し、表層水が湾奥部の広範囲に堆積したり、S2の下層で水温上昇がみられるなど、発生状況が異なっていた。

(3) 2004年夏季の DO 観測結果

図-3 は 3 地点における DO の時系列である。S1および S2における下層の DO は、ほとんどの期間でほぼ 0 mg/l であり、とくに S1では、8 月後半までその状態が継続している。これに対して S3の下層における DO は低下する期間が短く、また S3の表層では、7 月 28 日や 8 月 23 日に DO の低下がみられ、この時期は湾奥部で青潮となった時期と一致しており、下層の貧酸素水が湧昇したとする水温の観測結果とも一致している。一方、2 回目の青潮となった 8 月 18 日～19 日にかけて S3と S1で DO が全層で増加し、また S2では中層まで DO が回復するなど、表層の DO の高い水塊が湾奥に堆積していることが、DO の時系列からも確認できる。図-4 は、8 月 20 日における羽田沖から市原沖の DO 観測結果である。この図から表層には DO の比較的高い水塊が分布しているのに対し、DO の低い水塊が、湾の西岸に堆積している様子がみてとれる。この結果は、8 月 18 日に湾西岸で発生した青潮が、南風による沿岸湧昇に起因したとする上記の水温や DO の観測結果と一致している。ところで、S2の下層では 8 月 18 日頃から DO が増加し、中層の DO よりも高くなる時期がある。このような変動は水温の上昇とタイミングが一致しており、風による湧昇とは異なる要因で発生したとみられる。そこで東京湾口海況図および一都三県漁海況図（神奈川県水産技術センター、2005）を用いて検討したところ、この時期に外洋水が湾内に流入したと見られ、湾口に一番近く比較的水深の深い S2の下層にその影響があったものと推察された。

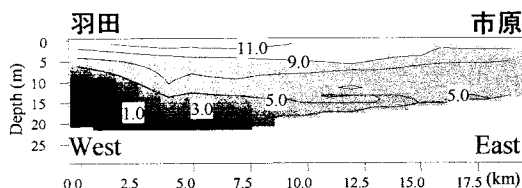


図-4 8 月 20 日における DO の断面分布

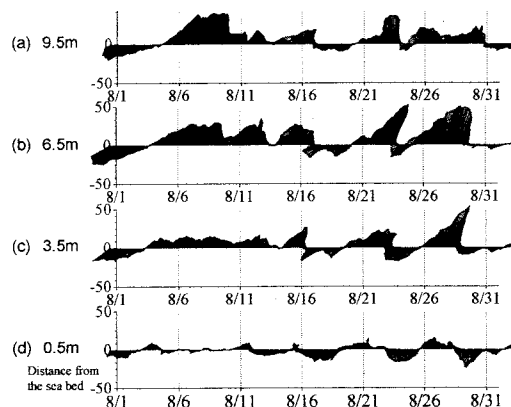


図-5 東京灯標における 25 時間移動平均流速観測結果

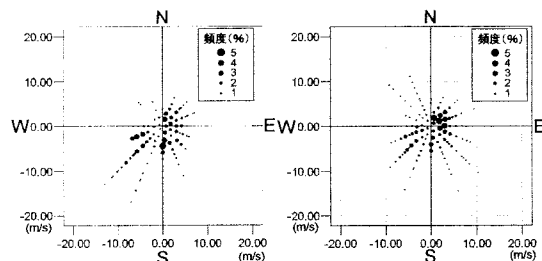


図-6 千葉気象台における風向風速の頻度分布、2004 年 8 月 (左) と 1999 年から 2003 年の過去 5 年間 8 月 (右)

以上のことから貧酸素水塊は S1 付近に主に形成され、それが風による流動で移動していると考えられる。特に

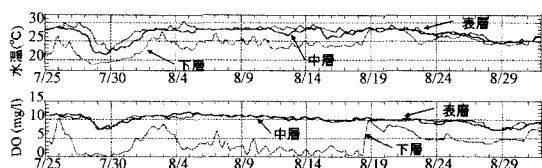


図-7 S3地点における水温（上）およびDO（下）の数値計算結果

湾西岸で青潮が発生した際には、強い南風が連吹したことで、湾中央のS2の表層から中層にかけての水面下10 mまでの広範囲に、表層水が堆積し、それにより下層水が湾西岸に移動したと考えられる。この際、外洋水の流入が同時に発生していたことから、湾内の下層水がこれらの水塊にのりあがる形で湾西岸に湧昇した可能性が明らかになった。

（4）ADCPによる東京灯標での流速の観測結果

図-5は東京灯標に設置したADCPから得られた海底上0.5 mにおける流速を25時間移動平均して算定した残差流である。期間中は北向きの流れが卓越し、表層でその傾向が顕著であった。一方、南よりの流れは、8月17日から8月19日や8月23日から25日に発生し、下層でも比較的強い流れとなっている。とくに8月18日は湾西岸で青潮が発生した時と一致しており、このとき強い南風となっていたことから湾奥に堆積した表層水の補流として下層水が南西に移動し、西岸で湧昇したとみられる。

以上のように西岸で発生した青潮については、この時期に特異的に発生した南風の影響が大きい。そこで、2004年の8月と2003年から1999年の5年間の千葉気象台

における1時間ごとの風向・風速の頻度を比較した。図-6に示す両者の比較から、過去5年間の風向風速に比べて、2004年は特に南西よりの風の頻度が多く、過去5年間には見られなかった南北成分・東西成分ともに10 m/sを超える風が発生していることが分かる。

ところで青潮が発生した8月18日～20日以外にも、8月24日から25日や8月28日から31日の期間に、8月18日と同じレベルの南風が連吹し（図-2）、南西方向の流れが観測されている（図-5）。しかし8月24日や31日においては、青潮は発生していないことから、強い南風が連吹することのみが、西岸での青潮の発生条件ではないことは明らかである。そこで数値シミュレーションにより青潮の形成過程や空間分布を検討した。

4. 数値シミュレーションによる貧酸素水塊分布の検討

（1）シミュレーションモデルの概要

青潮の発生過程を検討するため、3次元数値モデルによって流動・水温・塩分・クロロフィル a ・DO・硫化物のナウキャストシミュレーションを行った（鯉渚ら、2001）。計算格子は1 kmとし、鉛直方向には20層で計算を行った。計算の開始は4月1日として、12月までの9ヶ月間にわたって計算を行った。図-7にS3における水温およびDOの計算結果を示す。観測結果（図-2、図-3）と比較すると両者は比較的よく一致しており、DOが低下する時期や回復する様子なども再現されていることが確認できた。

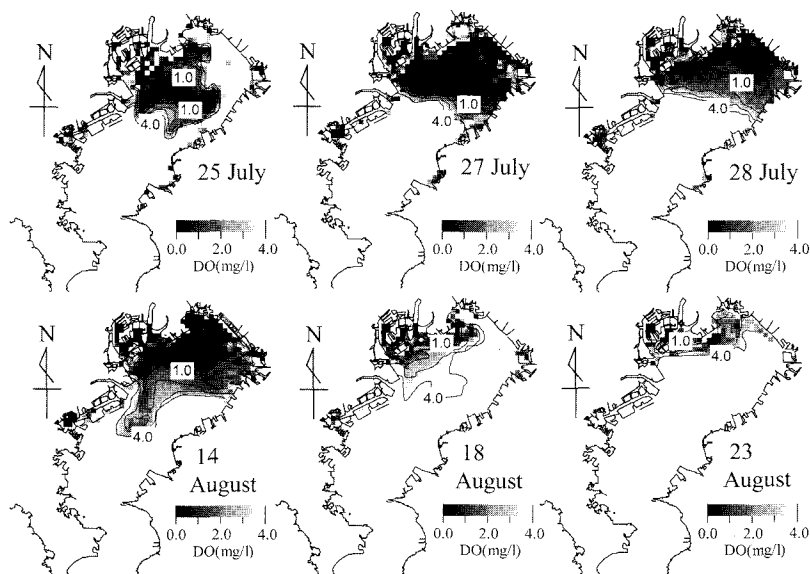


図-8 東京湾の底層における貧酸素水塊の空間分布計算結果（それぞれ7月25日（左上）、7月27日（中央上）、7月28日（右上）、8月14日（左下）、8月18日（中央下）、8月23日（右下）におけるDO計算結果）

(2) 貧酸素水塊の空間分布

貧酸素水塊の分布や湧昇過程を追跡するため、時々刻々の貧酸素水塊の分布のアニメーションを作成し、検討を行った。図-8は下層におけるDO分布の時間変動である。7月25日には、クロロフィル a の増加と安定した成層形成に伴って、湾奥部湾中央の下層に大規模な貧酸素水塊が形成された(図-8左上)。その後7月27日には北風の連吹したことにより、湾奥の貧酸素水塊が湾奥に移動している。(図-8中央上)。この貧酸素水塊は拡散しつつ東に移動し、7月28日には東岸の市原港に到達し、観測結果と同様の結果となった(図-8右上)。貧酸素水塊はその後規模を拡大し8月14日には3地点すべてにおよんだ(図-8左下)。この貧酸素水塊は強い南風によるエクマン輸送で西岸側に移動するが、表層水は湾奥部東岸に吹き寄せられ、8月18日には湾奥部の東岸の下層にも表層のDOの高い水塊が分布した(図-8中央下)。このような表層水の堆積はその後継続し、さらに湾奥の広範囲に、表層水が堆積したこととともなって貧酸素水塊が羽田沖に移動した。この際、横浜港においては、東京湾内の貧酸素水塊とは別の局所的な貧酸素水塊が形成されており、8月18日の横浜での青潮はこの局所的な水塊の湧昇と考えられる。一方8月20日の本牧付近においては、湾内の貧酸素水塊が、強い吹き寄せの補流として形成された湧昇流と外洋水の侵入により押し出される形で発生したと見られる。この羽田から本牧に及んだ貧酸素水塊は、その後風向きが北に変化したため、再び湾奥の三番瀬付近に移動し湧昇したため、3回目の青潮になった(図-8右下)。貧酸素水塊は、2回におよぶ強風で拡散したため、8月18日と同様の南風となった。8月24日や30日には青潮にはならなかったとみられる。

さらに数値実験として、8月15日から18日までの風を半分に弱めた場合と、逆に1.5倍に強めた場合で計算を行ったところ、風が弱い場合には湧昇が発生せず、逆に強めた場合には密度界面が壊れ混合した。そのためいずれのケースでも湧昇が発生せず、青潮にはならなかった。

以上のように、貧酸素水塊は湾奥の広範囲に及び、南風の際には湾の西側に湧昇するが、同様の南風に拘わらず8月後半に青潮が起こらなかったのは、これらの時期に成層が弱かったため、風による流動で鉛直混合が発生し、湧昇が発生しなかったことが原因と考えられる。またその際、事前の青潮で硫化物が消費されたこと、南風の連吹期間が短く、湾奥の貧酸素水塊が西岸に移動するほど長期でなかったことも原因と推察された。従って2004年の西岸での青潮発生は、適度な密度成層強度の条件において、過去5年間では見られなかった強度の南風が、長期間連吹する稀な気象条件において、さらに外洋水の侵入が重なったことが原因と考えられる。

5. ま と め

東京湾の西岸で発生した青潮の原因を解明するために、東京湾内の3地点での観測結果から、貧酸素水塊の移動過程を検討した。その結果、非常に強い南風が長期間の連吹したことが直接的な原因と見られた。この際、外洋水の侵入が重なったことで、湾奥の貧酸素水塊が湾西岸に押し出される形となったことが推察された。さらに数値シミュレーションにより貧酸素水塊を追跡した結果、8月18日の横浜港内の青潮は、個別の貧酸素水塊の湧昇により発生し、20日の本牧周辺での青潮は、湾内の貧酸素水塊が湧昇したものと推測された。この際、湾西岸において湧昇が発生する場合には、北岸での青潮より強い風が長時間連吹する必要があることが分かった。これは特に水深の深い東京湾西岸では下層水の湧昇が発生しにくいためである。また密度成層の強度により、同様の風でも湧昇が発生しない場合があるなど、風の強度と密度分布の条件はきわめて厳しいことが分かった。そのため北岸と比べ西岸では稀にしか青潮が発生せず、同時に最近湾西岸で発生した青潮は、東京湾の水質悪化の拡大を示すものではないと考えられた。

謝辞：本研究を行うにあたり、東京都港湾局港湾整備部計画課防災計画係の堀川誠司氏、東亜建設工業(株)技術研究開発センターの五明美智男氏・清水雄平氏、東京久栄(株)環境事業部の宮山俊氏の協力を得た。ここに記して謝意を表する。また、本研究の一部は、科学研究費基盤S(課題番号14102026, 研究代表者：磯部雅彦)および科学研究費若手研究B(課題番号：16760403, 研究代表者：鯉淵幸生)により実施したことを付記する。

参 考 文 献

- 宇野木早苗(2000)：東京湾の湧昇と青潮，日本海洋学会春季要旨集，pp. 156-157.
- 神奈川県水産技術センター(2005)：海況図データベース，(オンライン)，<http://www.agri.pref.kanagawa.jp/suisoken/top.asp>，参照2005-05-11.
- 環境省環境管理局(2005)：平成16年度東京湾貧酸素発生機構解明調査報告書，印刷中。
- 鯉淵幸生・佐々木淳・磯部雅彦(2001)：東京湾における窒素・リンに着目した物質循環機構，海岸工学論文集，第48巻，pp. 1076-1080.
- 鯉淵幸生・小野澤恵一・中村格之・原本英二・片山浩之・古米弘明・佐藤慎司・岡安章夫・磯部雅彦(2005)：東京湾お台場海浜公園における雨天時合流式下水道越流水の影響調査，海岸工学論文集，第52巻，pp. 886-890.
- 田中昌宏・M. Arjen・阪東浩造(1997)：青潮の生化学反応を含む数値モデルの開発，海岸工学論文集，第44巻，pp. 1096-1100.
- 中辻啓二・尹 鐘星・湯浅泰三・村岡浩爾(1995)：東京湾における吹送密度流と青潮発生機構との関連性，海岸工学論文集，第42巻，pp. 1066-1070.
- 風呂田利夫(1987)：東京湾における青潮の発生，水質汚濁研究，VOL. 10, No. 8, pp. 470-474.