

東京湾における青潮簡易予測手法の開発

佐々木 淳*・磯部 雅彦**・藤本 英樹***

1. はじめに

東京湾における青潮は水質汚濁を象徴する現象であると同時に、大規模なものはしばしば魚介類のへい死を引き起こすことから水質上の重大な問題として注目されている。ところで漁業者の立場に立つと、青潮の発生日時、海域、および規模を事前に予測することで、青潮水から魚介類を防護することに対する強い要望があるが、青潮に関する既往の研究は発生機構の解明に関するものがほとんどで、予測手法に関する検討は十分になされていない。環境庁(1995)は一連の観測と既往の現地データを分析することで、優れた予測手法を提案してはいるが、その前提として現地における水質モニタリングが常時必要とされる。

ところで、青潮の予測に関する検討を行うためには、年間を通して全ての青潮発生事例に関する詳細な情報が必要となる。幸い、小倉ら(1993~1998)により1992年以降の青潮に関してはそのほぼ全てが詳細に把握されており、これらの現地データにより青潮の発生海域や継続時間を含めた検討が可能となりつつある。また、近年の数値モデルの発達には目覚ましいものがあり、水質・生態系場に関してはまだ多くの課題が残されているものの、流れ場に関しては、気象庁により提供される気象データ、潮位表から得られる湾口潮位データ、および河川流量データを入力すれば、水温・塩分の変動を含む時々刻々の現象がかなりの精度で再現できるようになってきた(例えば、佐々木, 1998)。しかも、このような計算は一般的なパソコンによって十分に可能となっている。

そこで本研究では過去の青潮事例解析および流れ場の数値モデルを利用することにより、青潮の発生日時、海域等を現地モニタリングなしに簡便な方法で予測することを試みる。

2. 青潮事例分析

(1) 青潮情報の収集

東京湾における過去の青潮事例には様々な報告があるが、過去の青潮事例を基にして予測手法を開発しその検証を行うためには、年間を通してもれなく全ての青潮事例を把握しておく必要がある。小倉ら(1993~1998)は1992年から1997年の間に発生したほぼ全ての青潮について、発生日時、発生海域、発生規模等を調査・報告しており、これに環境庁水質保全局(1993~1995)による一連の青潮関連調査結果、佐々木ら(1996)による1994年の青潮観測、および千葉県水産試験場(1993~1998)による「東京湾海況速報」集において報告されている青潮に関する情報を併せることにより、この期間中のほぼ全ての青潮情報を網羅できるものと考えられる。

(2) 風速ベクトルと青潮の発生

青潮は一般に北風系の連吹後に起こるとされている。これは北風系の連吹に伴って、湾奥中央の平場や幕張沖等の浚渫窪地、あるいは船橋や千葉の航路筋に存在していた硫化物を含む底層無酸素水塊が湧昇するためである。そこで、1992年から1997年を対象に、例年、青潮が高頻度で発生する6月はじめから9月末までの気象庁千葉測候所における24時間移動平均風速ベクトル(気象庁SDPデータ千葉より作成)と、青潮の発生期間、発生規模、および発生海域についてまとめたものを図-1に示す。

これによれば、1992年から1997年の間に観測された青潮は例外なく北風系の連吹時に発生していることがわかる。この間、1日以上北風系が連吹した期間はおおよそ47回程度存在するが、実際に青潮が発生したのは29回であった。よって、6月から9月に北風系が1日以上連吹すると、おおよそ6割程度の確率で青潮が発生するといえる。また、北風系の各連吹期間における最大風速の北向き成分が2m/s以下の場合には青潮が発生していないことに着目して、この場合を先の47回の北風系連吹期間から除外すると計39回となり、74%程度の発生確率となる。当然ながら青潮水の起源である硫化物が十分な量存在していない場合は北風系が連吹しても青潮とは

* 正会員 博(工) 東京大学助教授 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
*** 東京大学大学院 工学系研究科社会基盤工学専攻

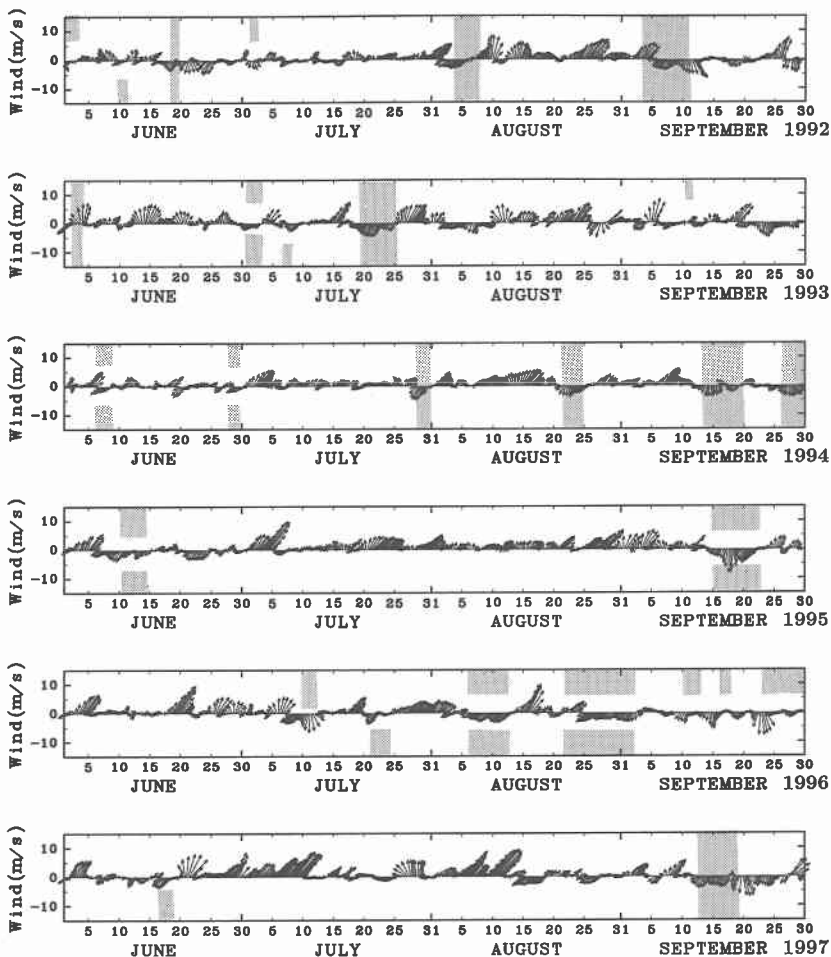


図-1 1992年から1997年における6月から9月までの千葉測候所における24時間移動平均風速ベクトルと青潮の発生期間（網掛け）および発生海域（網掛けの上1/4が船橋沖，下1/4が千葉沖，真ん中の1/2が幕張沖を示している）。



図-2 青潮発生域のタイプ

表-1 青潮発生域のタイプ別発生回数と風の特徴

タイプ	回数	風 向	風速	吹送時間
I (船橋)	5	NNW~NNE	弱~中	短~中
II (千葉)	5	NE~ENE	弱~中	短~中
III (船橋・千葉)	8	NNE~NE	弱~強	中~長
IV (船橋~千葉)	10	NNW~NE	中~強	中~長

ならないため、さらに予測精度を上げるためには硫化物の存在の有無および規模に関する情報が必要となる。

(3) 発生海域

発生海域は規模の大小を含め様々であるが、大きく分けると、(I) 船橋沖（船橋港，船橋航路周辺，三番瀬等を含む），(II) 千葉沖（千葉港，千葉航路周辺等を含む），(III) (I) および (II) の両方，(IV) 船橋沖から幕張沖を経て千葉沖に至る沿岸一帯，の4タイプに分類できる

(図-2)。

1992年から1997年の青潮事例の内、発生域を特定できた28回分について、それぞれのタイプ分けと風系の特徴を表-1に示す。一般に青潮は北東風の連吹によって起こるが、吹送時間が短いか風速が小さい場合は、風向きが北東より北側に傾くと船橋沖のみ（タイプI）で、東側に傾くと千葉沖のみ（タイプII）で発生する傾向が強いことがわかる。これらは継続時間の短いものがほとんどで、資料解析の結果、青潮水の起源は主に航路筋や

浚渫窪地の水塊が主であると推定される。一方、吹送時間がある程度長くなると船橋沖と千葉沖の両方(タイプIII)で、または船橋沖から千葉沖までの沿岸一帯(タイプIV)で発生するようになる。このうちタイプIVの青潮水の主要な起源は湾奥中央平場の底層水であるといわれており、その湧昇には十分な風速と吹送時間が必要である。このときの風向は北東から北寄りの場合がほとんどであるが、数値実験によればこれは北東風でも湧昇中心が千葉側となり、さらに東風成分が卓越すると、湧昇域が千葉から房総半島側となり、船橋側での湧昇規模が小さくなるためであると推測される。ただし、船橋沖は千葉沖に比べて水深が浅いため、湧昇域の中心が千葉側であっても、比較的吹送時間が長くなると、船橋側でも十分な湧昇が起こると考えられる。これに対し、タイプIIIはタイプIVに比べて風速が弱いか吹送時間が短いものが2例あるが、残りの4例は風速ベクトルを見る限りタイプIVとあまり差がない。よって、タイプIIIとなるかタイプIVとなるかの原因は、主に湾奥中央平場底層における硫化物存在量の違いであると考えられる。

3. 数値モデルの利用

(1) 数値モデル

本研究で用いる数値モデルには佐々木ら(1998)が開発したσ座標系における内湾流動モデルのうち、精度と効率のバランスを考慮して、移流項の差分化に1次元leith法を適用したものを採用した。本モデルの基礎方程式は連続式、静水圧近似とBoussinesq近似を仮定したNavier-Stokesの式、水温および塩分の拡散方程式、および密度の状態方程式である。

(2) 数値実験による青潮の発生域

本モデルを用い、混合期の4月1日を初期条件として、佐々木ら(1996)と同様に気象データ、湾口潮位データおよび河川流量データを与えることにより、時々刻々の流れ場を9月末までの半年間にわたり計算する。そのうち、初秋における典型的なものとして、1994年9月8日午前0時における密度場を数値実験の初期条件とする。また、このときの硫化物初期分布を図-3に示す海域底層において、全水深の1/20の層厚で与え、その濃度を4ppmに設定した。

これらの条件の下で、風速、風向の様々な組み合わせに対して吹送流に関する数値実験を行い、そのうちの典型的なものについて硫化物の湧昇域、継続時間等を表-2にまとめた。ただし、表中の発生海域は表-1の分類によるものとし、風は青潮が収束するまで十分に長い時間吹かすこととする。また、RUN1について北風連吹2日後の湧昇域と深度10mにおける流速ベクトルを図-4に示す。

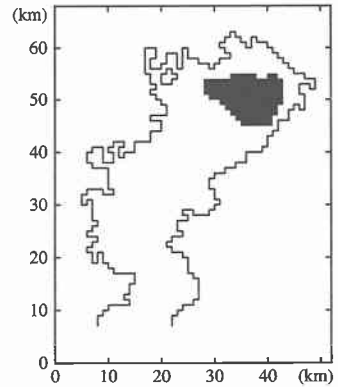


図-3 硫化物の初期分布

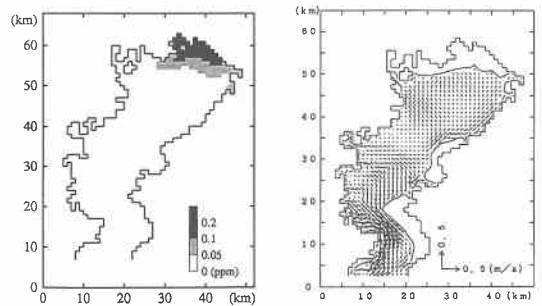


図-4 数値実験による北風連吹2日後の湧昇域と深度10mにおける流速ベクトル

表-2 数値実験の条件および結果

RUN	風向	風速 (m/s)	発生海域	発生規模	継続時間	濃度
1	N	4	I	小	長	高
2	N	8	IV	中	短	低
3	NE	4	III	中	長	高
4	NE	8	IV	大	短	低

これらの結果は既に述べた青潮事例分析結果を支持するものであり、数値モデルの有効性が確認されたと同時に、重大な漁業被害を引き起こすような青潮は高濃度の青潮水が長い時間滞留することにより起こるが、これは比較的弱めの北風系が継続的に吹き続けた場合によく見られることがわかる。そのため、青潮発生後にどの程度の強さの北風系がどのくらいの長さ継続して吹き続けるかということをしてできるだけ予測しておくことが重要である。

4. 青潮の発生予測

以上より、青潮の発生にはまず、北向き成分が2m/s以上かつ1日以上北風系の連吹が不可欠である。この情報だけでも7割程度の青潮発生を予測することができ。さらに風向きや風速と連吹時間から、青潮の発生海

域をある程度推測することが可能である。その上で実際に青潮が発生するためには、北風系の連吹前に十分な量の硫化物が存在している必要があり、その存在量が青潮の発生規模を支配する大きな要因となる。

硫化物の発生海域は湾奥中央の平場底層、船橋航路や千葉航路をはじめとする航路筋、および幕張沖や浦安沖の浚渫窪地である。このうち航路筋の硫化物は千葉港や船橋港およびその沖合でしばしば発生する小規模な青潮の発生源であると考えられている。また、浚渫窪地の硫化物を起源とする青潮は、沖合底層からの高密度水塊の進入によって窪地内の水塊が押し出されることで発生すること、およびその発生規模は比較的小規模なものに限られることが佐々木ら(1996)により指適されている。これらは特殊な地形であるため簡便な方法で青潮の発生予測を行うことは困難であるので、ここでは湾奥の平場底層水塊に焦点を当てて、硫化物量の変動について検討し、青潮予測を試みる。

(1) 湾奥平場の硫化物量

湾奥から湾中央にかけての平場底層においては密度成層が形成され、有機物分解が活発となる夏季にしばしば無酸素状態となり、硫化物の発生が見られることが知られている。その平均的な濃度は必ずしも高くはないが、領域が広いために総量は航路筋や浚渫窪地と比較してもしばしば膨大なものとなり、青潮水の主要な発生源と考えられている。しかし湾奥平場の底層水塊は吹送流や密度流による空間的な変動が大きく、水質も大きく変化すると推測されている。

湾奥平場における硫化物量の変動は、海底に沈降堆積する有機物量の変動や密度成層の安定度に大きく支配されていると考えられる。これは有機物量が多い場合にはその酸化分解過程で多量の酸素が消費され、無酸素状態となりやすいためであり、安定な密度成層が形成されている場合には上層からの酸素供給が抑制され、さらに無酸素化に拍車をかけることになるためである。一方、強風の連吹等による気象擾乱が起ると、底層水塊は周囲水との混合を伴いながら大きく変動し、硫化物濃度の低下も見られる。

底層への有機物供給は植物プランクトンのブルージング後に1週間程度の時間スケールで速やかに起こることが指摘されているが(例えば、Jørgensen, 1996)、これを東京における日射量の7日間移動平均と、表層への栄養塩供給過程の一つである湧昇現象やプランクトン活性を考慮して水温の時系列を参照することにより、硫化物量の変動の目安とすることを試みる。水温に関しては先の数値モデルによる再現計算を通じて、湾奥中央平場の1点における表層、中層および底層での時系列変化をモニターする。

(2) 1995年の青潮発生予測への適用

具体的に1995年を例にとり、青潮発生予測を試みる。まず、日射量の7日間移動平均および流動モデルを用いた湾奥中央における水温の時系列変化を図-5に示す。

まず、北風系の連吹している期間を時間順に探索すると最初に6月6日からのものが抽出される。青潮発生のためには風速の条件として、北風成分が2m以上かつ1日以上以上の連吹が必要だが、この基準は満足していることがわかる。よって、硫化物が存在していれば青潮の発生が見られることになる。

硫化物量の推定にはまず、図-5の水温モニタリング情報を参照し、6月6日以前の気象擾乱に伴う混合状態に着目する。すると、6月5日以前には南風系が連吹しており、これによる水塊変動の様子が現れているが、底層の水温に着目すると南風系の連吹が終了した後に速やかに元の水温に戻っていることがわかる。これは水塊の移動が主で混合はあまり起こっていないことを示唆している。もし、このとき底層水温が 1°C 以上上昇するようであれば、かなりの混合が見られたと考えられ、この時点で平場の硫化物量は少ないと見なす。一方、日射量に関しては着目している北風系よりも前であつたその直前の南風系の連吹による硫化物の消散後における最大日射量が 150 MJ/m^2 を越えていれば青潮を引き起こすに十分な量の硫化物が存在しているとみなす。この場合は硫化物量が 200 MJ/m^2 を越えており、十分な量の硫化物が存在していたものとみなされる。この期間は北東から東北東の風が1週間以上にわたり継続したので、千葉側を中心に比較的規模の大きな青潮の発生が予測される。実際、このときの青潮は千葉から幕張にかけてと船橋沖で見られ、かなり長時間にわたって継続した。

次に北風系の連吹が見られるのは6月20日からであるが、まず水温を見ると湧昇が十分には起こっていないことがわかる。このことから、航路筋や浚渫窪地の水塊もほとんど湧昇しないと考えられ、青潮は起こらないと予測される。ちなみに日射量も 100 MJ/m^2 程度と低く、平場の硫化物量も少ないものと推測される。

その後は非常に長い期間南風系の連吹が見られるのが1995年の特徴である。7月1日からの南風系は非常に風速が大きく、水温の変化を見ると鉛直方向に一樣となった後、南風系の強風が収まると底層水温の上昇が見られる。これは水塊混合による硫化物量の減少を示唆している。そのため、この直後の弱い北風系連吹時には青潮は発生しないと予測される。

最後に北風系が連吹するのは9月14日からだが、水温を見るとその前の底層水温の上昇は見られず、また、日射量も高レベルであったため底層水塊は十分な量の硫化物を含んでいると考えられる。ところが、この北風系は

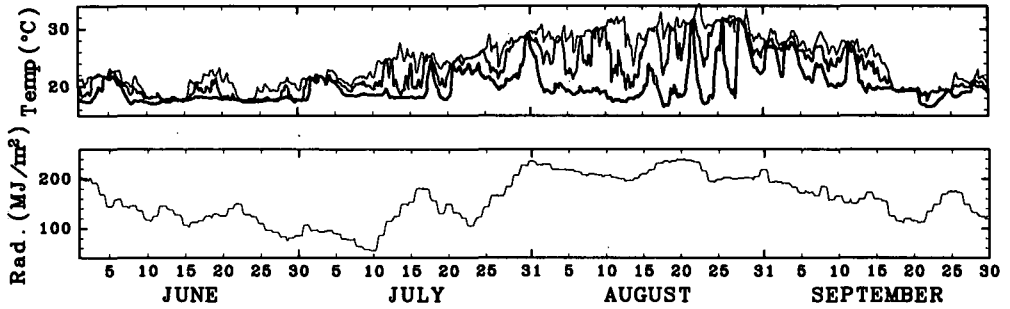


図-5 (上) 流動予測モデルを用いた湾奥中央における水温のモニタリング (上から上層, 中層, 下層における水温) と, (下) 日射量の7日間移動平均

風速が8 mを越える強いものであったため, 湧昇時の混合希釈効果が強くなり, これだけ長時間にわたり南風系が卓越し多量の硫化物の存在が推定されていたにも関わらず, 大規模な青潮とはならなかった原因であると思われる。

5. おわりに

本研究では詳細な情報の得られている最近の青潮事例を分析することにより, 青潮の発生の日時, 海域, 規模等を決定づける支配要因を抽出し, 容易に入手可能な気象情報と間便に使用できる流動数値モデルのみを用いて青潮発生の予測を試みた。青潮発生予測には硫化物量の推定が極めて重要であるが, これは植物プランクトンの増殖過程から底層水塊の変動等, 様々な要因が複雑に絡み合っているため非常に難しい面を含んでいる。そのため, 簡便な予測手法の開発には限界があり, 今後は生態系モデルを含む数値モデルをより積極的に利用した予測手法を考えていく必要があると思われる。

本研究を進めるに当たり, 千葉県水質保全研究所の小倉久子氏に青潮情報を提供していただいた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 小倉久子 (1993, 1994, 1996, 1997): 東京湾の青潮発生状況, 千葉県水質保全研究所年報 (平成4年度, 平成5年度, 平成8年度, 平成9年度)。
- 小倉久子・飯村 晃・相坂清子 (1995): 東京湾の青潮発生状況, 千葉県水質保全研究所年報 (平成6年度)。
- 小倉久子・飯村 晃 (1998): 東京湾の青潮発生状況, 千葉県水質保全研究所年報 (平成9年度)。
- 環境庁水質保全局 (1993~1995): 青潮発生予測手法の確立調査, 平成4年度~平成6年度環境庁委託業務結果報告書。
- 五明美智男・佐々木 淳・磯部雅彦 (1998): 東京湾湾奥の浚渫窪地における湧昇現象の現地観測, 海岸工学論文集, Vol. 45, pp. 981-985。
- 佐々木 淳・磯部雅彦・渡辺 晃・五明美智男 (1996): 東京湾における青潮の発生規模に関する考察, 海岸工学論文集, Vol. 43, pp. 1111-1115。
- 佐々木 淳 (1997): 東京湾湾奥水塊の湧昇現象と青潮への影響, 海岸工学論文集, Vol. 44, pp. 1101-1105。
- 佐々木 淳・石井雅樹・磯部雅彦 (1998): 内湾における高解像流動モデルの開発と東京湾における長期再現計算, 海岸工学論文集, Vol. 45, pp. 406-410。
- 千葉県水産試験場 (1993~1998): 平成4年度~平成9年度「東京湾海況速報」集。
- Jørgensen, B. B. (1996): Material flux in the sediment, in Eutrophication in Coastal Marine Ecosystem, American Geophysical Union, pp. 115-135。