

衛星画像解析に基づく東京湾の青潮発生状況把握の試み

宮崎 早苗*・八木 宏**・小倉 久子***・灘岡 和夫****

1. はじめに

東京湾では、夏季を中心に赤潮・青潮が多数発生しており、それらの実態および発生機構の解明が強く望まれている。そのため、赤潮・青潮の発生水域や発生状況を把握するためのさまざまなモニタリング調査が多くの機関で行われている。

赤潮や青潮のモニタリングの一例として、ヘリコプタを用いた青潮観測が報告されており、青潮の水色の発生原因などについて有益な結果が得られている（大坪ら，1989；寒川ら，1987；太田ら，1987）。最近では、衛星リモートセンシングによるモニタリングが、広域的かつ周期的な観測が可能のため注目されている。しかし、衛星を使ったりリモートセンシングによる赤潮・青潮の観測例はまだ少ない。

本論文では、まず、衛星リモートセンシング画像解析に基づく青潮水域検出の可能性を調べるために、現地観測によって青潮の発生が確認されている東京湾内の水域を含む観測当日の Landsat TM 画像を対象として、画像データ上の青潮水域の特性を明確にした結果について述べる。そして、実際にそれに基づいて、Landsat TM 画像データから青潮発生水域を特定できることを示す。つぎに、この手法を東京湾の他の撮影日の画像データの解析に適用することにより、従来のイメージとは大きく異なる青潮発生パターンの存在を見出すことに成功した結果について述べる。最後に、関連する海象・気象データから、この青潮パターンが形成された時期には、沖向きの風の連風や成層の存在といった青潮発生メカニズムの通常の議論で前提とされる基本的要素が存在していなかったことを示し、そのことから、この青潮パターンが従来考えられているメカニズムによるものと比べてかなり異なるものである可能性が高いことを示す。

2. Landsat TM 画像解析による青潮水域の抽出

青潮の実態や発生メカニズムを解明するためには、ま

ず、さまざまな青潮パターンに関するデータを収集し解析することが必要となる。その点、広範囲かつ周期的観測が可能な衛星リモートセンシングは、効率的に多数の水域データを収集することができることから、青潮の実態や発生メカニズムを解明していく手段として高いポテンシャルを有している。しかし、具体的に衛星画像を青潮の解析手段として利用していくには、大量の画像データを自動的に処理し青潮水域を合理的に特定し得る、効率的な画像解析手法を確立することが不可欠となる。

Landsat TM 画像を用いた画像解析によって青潮発生水域を特定するには、基本的には、いくつかの限られた波長域（バンド）の光に対する水域の反射・放射の強さ（輝度値）の特性の違いを利用して、青潮水域を他の水域と分離することが必要となる。そこでここでは、まず 2.1 で、青潮水域、河口水域、湾奥部水域にそれぞれ位置するピクセルデータの特性を比較し、それに基づいて青潮を Landsat TM 画像から抽出することが可能かどうか検討を行った。そして 2.2 で、これらの特性の違いを教師データとした画像分類を東京湾奥部水域全体に対して行い、実際に青潮水域を特定することを試みた。

2.1 青潮水域の光学的特性

東京湾奥部で現地計測により青潮の発生が確認されている日（1993 年 9 月 10 日）の Landsat TM 画像（パルク補正済）を用いて、青潮水域中のピクセルデータの特性を調べた。まず、現地計測データ（DO、水温）を参考にしながら画像の水色に基づいて、水域中の明らかに青潮が発生していると考えられる代表的な画素を約 300 画素抽出した。同様に、河口水域、湾奥部水域に位置するピクセルデータもそれぞれ約 300 画素分抽出し、それらの特性を調べた。

図-1 は各水域に属する画素の輝度の平均値をバンド別に示したもので、横軸上の数字は Landsat TM 画像のバンド No.、縦軸は平均輝度値（反射・放射の強さ）を表している。このうち、それぞれ、実線が青潮水域、一点破線が河口水域、そして破線が湾奥部水域の平均輝度値を示している。ただし、この平均輝度値は画像データの CCT 値をそのまま平均したもので、分光反射特性を絶対輝度で表したものではない。なお、横軸上のバンド No.

* 正会員 NTT データ通信(株) 情報科学研究所
 ** 正会員 東京工業大学講師 工学部土木工学科
 *** 千葉県水質保全研究所 主任研究員
 **** 正会員 東京工業大学教授 情報理工学研究科情報環境学専攻

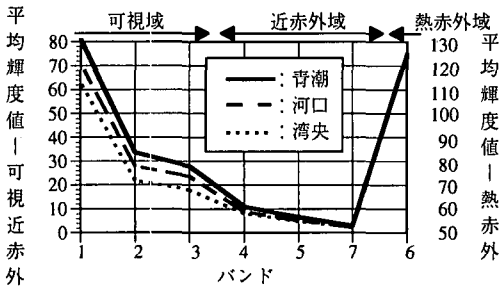


図-1 水域の平均輝度値 (1993 年 9 月 10 日)

は、右に行くほど対応する光の波長が大きくなるように配置している。

この図-1を見ると、可視・近赤外波長では、波長が長くなるにしたがって3つの水域の平均輝度値の相違が小さくなっており、特に、Band 5 および Band 7 では3水域の平均輝度値に違いはほとんど現れていないことがわかる(海面温度を示す熱赤外波長帯域の Band 6 も、このケースではほぼ等しくなっている)。逆に短波長側の Band 1, Band 2, Band 3, Band 4 ではある程度の差が見られ、湾奥部水域、河口水域、青潮水域の順に輝度値が高くなっている。この Band 1, Band 2, Band 3 の波長帯において青潮水域の反射率が大きくなることは、これまでのヘリコプタや海面上からの分光反射スペクトル観測でも確認されている(大坪ら, 1989; 寒川ら, 1987; 太田ら, 1987)。

つぎに、平均輝度値の上で水域間の差が見られる Band 1, Band 2, Band 3, Band 4 および熱赤外波長帯域の Band 6 について、各水域ごとの輝度値分布を調べた。その結果を図-2に示す。図の横軸は輝度値 (CCT 値)、縦軸は画素数を表している。また、青潮水域の輝度値分布は実線で、また河口水域と湾央部水域での輝度値分布は、それぞれ一点破線と破線で示している。これを見ると、青潮水域の輝度値分布は、Band 1, Band 2, Band 3 で双峰性となっているのに対し、Band 4 では単峰性となっていることがわかる。一方、河口水域および湾央部水域での輝度値分布は、いずれのバンドにおいても単峰型で、青潮水域に比べて小さい分散幅になっている。また、Band 6 では各水域間にほとんど違いは見られない。

以上のことから、Landsat TM 画像の場合、青潮水域の輝度特性は、Band 1, Band 2, Band 3 の可視光域および Band 4 の近赤外域で、他水域の輝度特性と比べて有意な相違を示すことが明らかとなった。このことは、青潮領域の特定に使用する衛星画像データとして、これらのバンドの輝度データが有効であることを示すものである。

2.2 画像解析による青潮発生水域の特定

そこでつぎに、2.1 で示した3水域の輝度特性データを教師データとした教師あり分類により、東京湾奥部全域を対象として青潮水域を具体的に特定することを試みた。教師あり分類では、解析対象水域の画素1つ1つの輝度特性を、教師データである青潮水域、河口水域、湾央部水域の輝度特性と比較し、最も似ている輝度特性を持つ水域に属すると判別する。ただし、実際に用いたデータは、撮影日による大気の影響や放射量の違いを補正するため、各バンドごとに湾央部水域の平均輝度値で正規化している。以下、画像解析による青潮水域の特定結果を示す。

図-3は、1993年9月10日のLandsat TM画像から

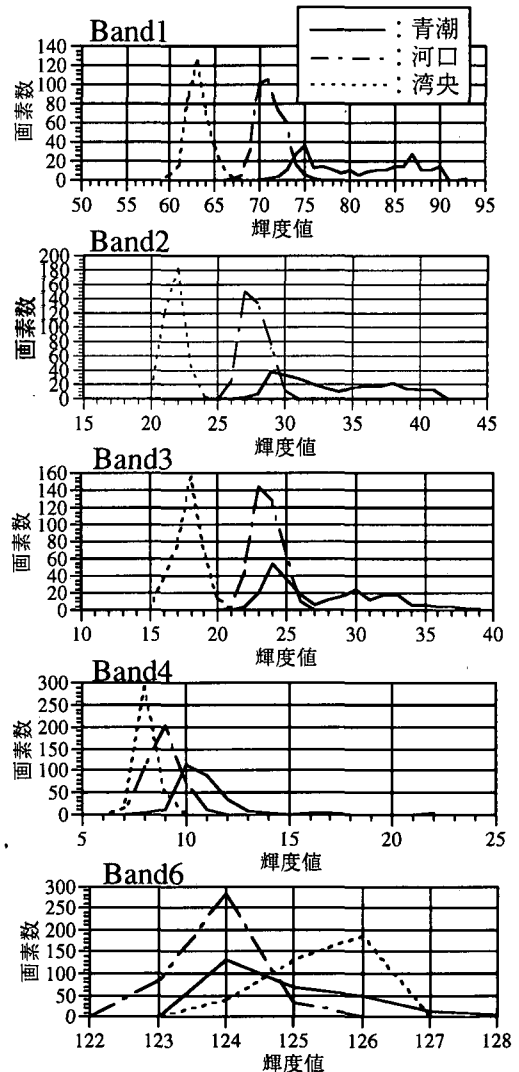


図-2 水域の輝度値分布 (1993 年 9 月 10 日)

抽出された青潮で、通称三番瀬と呼ばれている浅瀬およびその周辺（東京湾定点 No. 2）、京葉港沿岸付近（東京湾定点 No. 3）に広がっている。以下、この青潮を A 青潮と呼ぶ。この A 青潮のパターンは、湾奥部沿岸に発生するパターンを示しており、その意味で、しばしば観測されている青潮と類似のものと考えられる。衛星画像から抽出されたこの A 青潮の領域は、当日の現地調査で報告されている青潮水域とほぼ一致しており、そのことから、青潮水域の特定手法としての本画像解析法の有効性が確認できる。



図-3 青潮抽出結果 (1993年9月10日)



図-4 青潮抽出結果 (1991年4月30日)

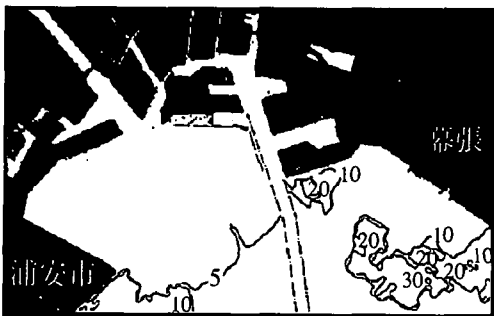


図-5 海底地形図

一方、1991年4月30日においては、現地調査が行われていないので青潮発生の有無を現地データから確認することはできないが、この日の Landsat TM 画像の解析結果から、幕張沖および船橋港内に青潮水域が抽出された（図-4）。船橋港内でのこのような青潮発生は頻繁に観測されているのに対し、幕張沖の青潮パターン（以下、B 青潮という）はきわめて注目すべき形態で、この水域に存在する浅瀬窪地（図-5）とほぼ同一形状で、窪地のほぼ直上に発生する形になっている。このような発生パターンは、通常議論される風に起因する沿岸湧昇に伴う青潮発生パターンとはかなり異なるものである。もともと、この幕張沖の浅瀬窪地は、貧酸素水塊の生成場所として青潮発生と密接に関わっていることが指摘されているが、通常の風によって駆動される沿岸湧昇のイメージで、

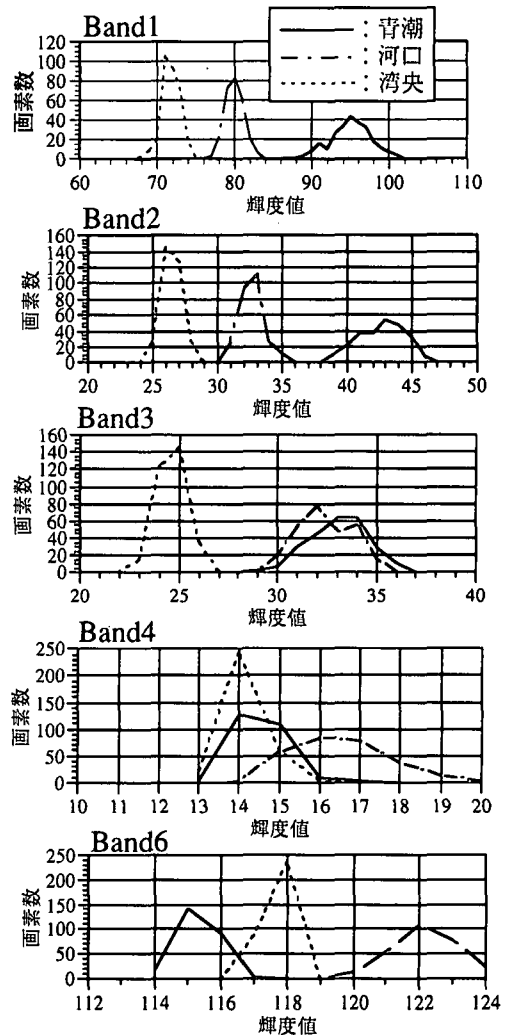


図-6 水域の輝度値分布 (1991年4月30日)

このような浚渫地にはほぼ重なるような形で青潮パターン生成を説明することはかなり無理がある。なおその後の文献調査によれば、このような浚渫地直上での青潮発生パターンを、ヘリコプターからの観測により確認した例が、鬼塚ら(1988)により報告されている。

ここで、参考のため、B 青潮水域の衛星画像での輝度値分布特性を調べた結果を図-6 に示しておく。これから、1993 年 9 月 10 日の青潮画像の輝度値分布(図-2)と比べて、Band 1, Band 2, Band 3 で双方性とならないことや、熱赤外波長(Band 6)で 3 水域の輝度値分布が分離しており、青潮、湾央、河口の順に水温が高くなっていること、などが認められるが、その他の特徴はほぼ共通して見られることがわかる。

3. 青潮検出時の海象・気象状況

以上のように、1993 年 9 月 10 日および 1991 年 4 月 30 日の Landsat TM 画像の解析により、青潮水域を具体的に抽出することができ、その中に、従来の青潮発生のイメージとはかなり異なった青潮パターンが存在することが示された。そこで、以下では、これらの青潮パターン検出時の海象・気象状況を明確にするために、海上風や、水域の成層状態、海面水温、潮位、有義波高・周期等について調べた結果を示す。

3.1 海上風

東京湾の青潮は北風の連風による沿岸湧昇に伴い発生すると通常考えられている。そこで、衛星で A 青潮が観測された 1993 年 9 月 10 日と B 青潮が観測された 1991 年 4 月 30 日のそれぞれ 5 日前からの千葉測候所における風向・風速を調べた(図-7)。それによると、A 青潮が観測される直前の 1993 年 9 月 6 日～9 日にかけて北よりの風が連風しているが、風速は比較的小さい。一方、B 青潮が観測された 1991 年 4 月 30 日は、衛星が上空を通過する前の数時間、比較強い北風が吹き続けているものの、直前の 26 日～29 日までは典型的な海陸風が吹いており、北風の連風は見られない。

3.2 海域の成層状態

青潮発生メカニズムに関する通常の議論においては、対象水域での成層の存在がもう一つの重要な前提となっていることから、A 青潮、B 青潮が発生した時期の成層状態について調べてみた。A 青潮が発生した 9 月上旬は強い成層状態にあり、対象水域での上下層の水温差は約 5 度であった。一方、B 青潮の観測日には現地調査が行われていないので具体的な数値は不明であるけれども、B 青潮が観測された 4 月末の時期はまだ成層が十分発達しておらず、上下層の水温差はたかだか 2 度程度であったものと考えられる(小倉・宮崎, 1995)。

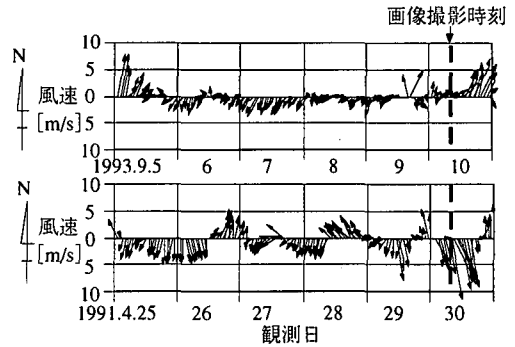


図-7 風向と風速

3.3 海面水温

下層水の湧昇があれば、上下層の水温差に応じて海面で何らかの水温低下が観測されるはずである。例えば上野ら(1992)は、NOAA 画像の解析に基づいて、北風の連風による沿岸湧昇流に伴い、青潮水域の海面水温が低下することを報告している。図-8 は、(a) A 青潮(1993 年 9 月 10 日)、(b) B 青潮(1991 年 4 月 30 日)の発生時の Landsat TM 熱赤外画像を示したものである。図では、白っぽい部分ほど輝度値が高く、したがって海面温度が高いことを示している。定量的には、A 青潮発生水域と湾央部水域の海面水温差が約 0.3 度、B 青潮発生水域と湾央部水域の海面水温差が約 1.2 度で、どちらの青潮も青潮水域の方が海面水温は低くなっている。これらの結果は、A 青潮に関する先の図-1 や図-2 で青潮水域とその他の水域の間に明確な温度差がほとんどなく、B 青潮に関する図-6 である程度の差が認められることと対応している。これらの結果のうち、成層が弱い時期であったにもかかわらず B 青潮水域が湾央部水域に比べて約 1.2 度低くなっていることは、この水域で何らかの湧昇があったことをうかがわせるが、現段階ではそれ以上の詳しい議論はできない。

3.4 潮位

A 青潮が観測された 1993 年 9 月 10 日と B 青潮が観測された 1991 年 4 月 30 日の前後の潮位記録を図-9 に示す。これから、A 青潮が観測された時刻では上げ潮、B 青潮が観測された時刻では下げ潮であり、B 青潮が観測された 1991 年 4 月 30 日は干満差が非常に大きかったことがわかる。

3.5 有義波高と有義周期

表-1 に、A 青潮が観測された 1993 年 9 月 10 日と B 青潮が観測された 1991 年 4 月 30 日のそれぞれ 5 日前からの東京灯標における日平均有義波高と有義周期を示す。これからわかるように、観測日およびその前の数日間には、特に大きな波浪は観測されていない。

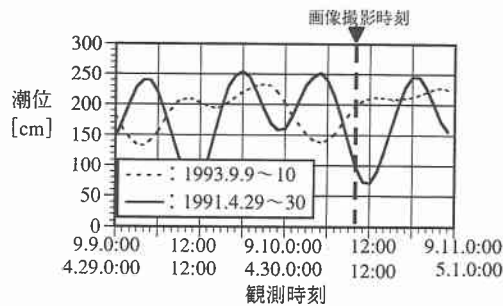


(a) A 青潮発生時 (1993 年 9 月 10 日)



(b) B 青潮発生時 (1991 年 4 月 30 日)

図一8 Landsat TM 熱赤外画像



図一9 潮位記録 [東京湾千葉]

表一 日平均有義波高と有義周期

(a) A 青潮発生時			(b) B 青潮発生時		
観測日	有義波高 [m]	有義周期 [s]	観測日	有義波高 [m]	有義周期 [s]
9 月 6 日	0.24	2.8	4 月 26 日	0.30	2.6
9 月 7 日	0.29	2.6	4 月 27 日	0.35	2.7
9 月 8 日	0.24	2.9	4 月 28 日	0.25	2.6
9 月 9 日	0.25	2.7	4 月 29 日	0.22	2.7
9 月 10 日	0.31	3.0	4 月 30 日	0.39	2.5

4. おわりに

本論文では、まず、青潮水域の衛星画像特性を明確にすることにより、Landsat TM 画像の解析によって青潮発生水域を検出・特定し得ることを明らかにした。そして、その結果から、従来のイメージとは大きく異なる青潮発生パターンが存在を見出すことに成功した。また、関連する海象・気象データから、この青潮パターンが形成された時期には、沖向きの風の連風や成層の存在といった青潮発生メカニズムの通常の議論で前提とされる基本的要素が存在していなかったことを示し、そのことから、この青潮パターンが従来考えられているメカニズムによるものと比べてかなり異なるものである可能性が高いことを示した。

ただし、その具体的な発生メカニズムを解明するには、現時点で得られている現地データだけでは不十分であり、今後詳細な現地観測や、他の多くの衛星画像の解析

を行っていく必要がある。また、青潮解析・抽出のための衛星画像解析法に関しても、現時点では極めて限られた画像データの範囲での議論であったことから、今後一層の汎用化・精度化を図っていく必要がある。

参 考 文 献

上野成三・瀬岡和夫・勝井秀博 (1992): NOAA-AVHRR データを用いた東京湾における風による流動の時系列的解析の試み, 水工学論文集, 第 36 巻, pp. 697-700.

太田一之・寒川 強・鬼塚正光・富永 衛 (1987): 東京湾の青潮における光学特性, 公害, Vol. 22, No. 6, pp. 385-392.

大坪国順・原島 省・宮崎忠国・安岡善文・村岡浩爾 (1989): 東京湾の青潮の観測, 水質汚濁学会講演集, Vol. 23, pp. 269-270.

小倉久子・宮崎早苗 (1995): 東京湾幕張沖の貧酸素水域, 1995 年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, pp. 135-136.

鬼塚正光・寒川 強・太田一之・長岡克郎 (1988): 1985 年 8 月の青潮の海象に関する知見, 公害, Vol. 23, No.2, pp. 1-21.

寒川 強・鬼塚正光・太田一之・高橋康夫・橋本真典 (1987): 青潮の水色に関わる硫黄粒子の効果, 日本リモートセンシング学会学術講演会論文集, Vol. 7, pp. 133-134.