

# 長期連続観測に基づく東京湾・鹿島灘・霞ヶ浦の表層水温年間変動特性の比較解析

八木 宏<sup>1</sup>・灘岡和夫<sup>2</sup>・内山雄介<sup>3</sup>・日向博文<sup>4</sup>

<sup>1</sup>正会員 博(工) 東京工業大学大学院助教授 理工学研究科土木工学専攻  
(〒152-8552 東京都目黒区大岡山2-12-1)

<sup>2</sup>フェロー会員 工博 東京工業大学大学院教授 情報理工学研究科情報環境学専攻

<sup>3</sup>正会員 修(工) 日本工営株式会社 コンサルタント国内事業本部首都圏事業部河川・水工部

<sup>4</sup>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

典型的な閉鎖性水域である東京湾と開放性沿岸域である鹿島灘の年間表層水温変動過程の大局的な特徴を定量的に把握するために、閉鎖性がより強くかつほぼ同様な気象条件下にある霞ヶ浦も含めた形での長期連続観測データに基づく比較解析を行った。その結果、1)鹿島灘海岸域では移流による熱輸送が年間を通して水温変動に寄与するのに対し、霞ヶ浦では大気側との熱交換によって水温変動がほぼ規定されていること、2)夏季の東京湾湾奥部においては、7日以上の時間スケールでは水表面を通した大気側からの熱輸送によって表層混合層内の水温変動が支配されており、夏季の表層水温が霞ヶ浦のそれとほぼ同じになること、3)冬季では、湾口を通した外洋からの熱輸送が湾内の水温変動に大きく寄与すること、などが明らかになった。

**Key Words:** Tokyo Bay, Kashima coast, Kasumigaura, water temperature, long term variation, heat balance

## 1. はじめに

水域の温熱特性は、そこでの水質・生態環境等の支配因子となることから、その内容を具体的に明らかにしていくことはきわめて重要な課題となるが、そのための研究上のアプローチとしては、いくつかのものが考えられる。最も頻繁にとられるアプローチは、当該水域の温熱特性の形成要因として関与すると考えられるさまざまな物理過程を、種々の観測機器を用いた集中観測や数値解析などによって、要素分解的に詳細に明らかにしていくやり方である。この種のアプローチは、最近の観測機器や数値計算法の発展に伴って、ますます盛んになりつつあり、着実に研究成果が蓄積されてきている。

例えば、典型的な閉鎖性水域である東京湾では、依然として富栄養化に基づく赤潮や青潮の発生が常態化しているが、それらに関して、現地観測(例えば、環境庁水質保全局<sup>1)</sup>、八木ら<sup>2)</sup>、五明ら<sup>3)</sup>)や数値計算(例えば、松山ら<sup>4)</sup>、中辻ら<sup>5)</sup>、佐々木ら<sup>6)</sup>、田中ら<sup>7)</sup>)に基づく精力的な研究が行われている。また、典型的な開放性沿岸域である鹿島灘沿岸域についても、近年

研究が行われてきており、成層期における内部波(川崎<sup>8)</sup>、八木ら<sup>9)</sup>)や、海上風の連吹による沿岸湧昇・沈降(八木ら<sup>10)</sup>)、さらには海流の影響(八木ら<sup>11)</sup>)などの実態が明らかにされつつある。

これらの研究は、先に述べたように、対象とする水域の温熱特性に関与する個々の物理過程に着目したものである。したがって、その場合の観測は、対象とする物理過程をとらえることをねらった、1~2ヶ月以下の比較的短い期間である場合がほとんどである。そのため、この種のアプローチによる研究は、個々の物理過程の詳細を明らかにすることには適しているものの、当該水域の温熱特性を総合的に把握することには必ずしも直結しないし、また季節的な変化を含む長期の温熱特性を理解することに対しても不適切である。

上記のアプローチに対して、水温計測といった比較的簡単な計測ではあるがそれを1年以上の長期にわたって継続し、その連続記録に基づいて対象水域の温熱特性を大局的に把握していくとするアプローチが考えられる。その際、他の異なる特性を持つと考えられる水域での長期連続記録と比較する形の、一種の「比較水域学」的な議論を導入すると、この種の研究手法はより一層有効性を増すものと考えられる。

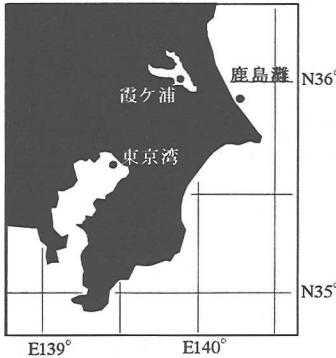


図-1 東京湾・鹿島灘・霞ヶ浦における観測点位置

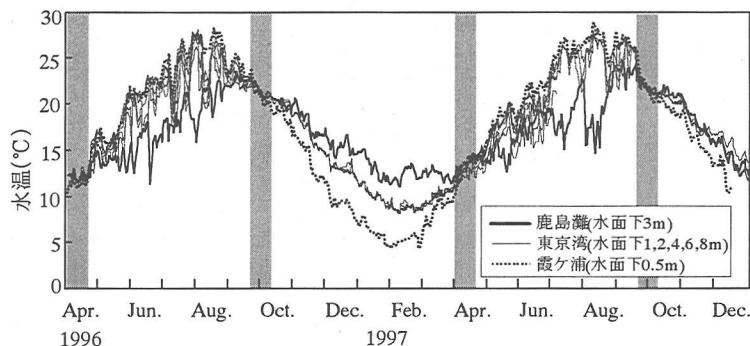


図-2 東京湾・鹿島灘・霞ヶ浦各測点における日平均水温の経時変化

しかし、この後者のアプローチに基づく研究例はあまり見られない。それは、前提となる長期連続記録の取得例自体がまだごくわずかなためである。例えば、東京湾については、衛星リモートセンシングに基づく長期水温変動解析が中野渡ら<sup>11)</sup>によって検討された例はあるものの、定点長期連続観測による水温モニタリングは、八木ら<sup>2)</sup>の報告にとどまる。さらに、上記の比較水域学的な長期連続データに基づく解析となると、著者らの知る範囲では皆無である。

本研究は、このような背景のもとに、先に触れた富栄養化に起因する赤潮・青潮等の環境問題が常態化している東京湾湾奥部と、沿岸水産資源管理等の社会的要請を背景に広域生態環境の実態解明が求められている鹿島灘海岸域の2つの水域を対象として、両者の大局的温熱特性を、上記の後者のアプローチによって解明することを目的としたものである。解析にあたっては、著者らが3, 4年前から開始した水温・塩分等の長期連続観測結果に基づいて、それぞれの水域の大局部的な温熱環境特性を、お互いに比較する形で把握することを試みた。

これらの2つの水域は、前者が典型的な閉鎖性水域、後者が開放性水域であることから、特に外洋影響の受け方の差に起因した何らかの違いが温熱環境特性に現れることが予想される。しかし、このような水域構造の特徴や気象要因などが、水域の温熱環境の支配要因として具体的にどのようにどの程度寄与しているかということを、季節変化も含めた形で定量的に把握するとなると、容易なことではない。逆にいうと、そのような定量的な比較解析が可能になれば、これらの水域の基本的な特徴を、従来とは異なった観点から、大局部かつ具体的に理解することができるうことになる。

本研究では、以上のこととを念頭に置き、解析対象として、上記の東京湾湾奥部と鹿島灘海岸域に加えて、外洋影響を全く受けない閉鎖水域である霞ヶ浦を含め

ることにより、互いに比較的近接した位置関係にあって気象条件がほぼ同様でありながら、水域構造が大きく異なる3つの水域(図-1)について、それらの温熱特性とその支配要因に関する比較解析を行った。

## 2. 東京湾・鹿島灘・霞ヶ浦の水温変動特性に関する既往の知見

本研究の現地観測及びその解析結果を示す前に、ここで対象とする3つの水域それについての既往の知見を整理しておく。いずれの水域も、長期的な水温熱環境特性について詳細な検討を行った研究は数少ないが、主だったものは以下のとおりである。

まず、東京湾の熱環境については、宇野木<sup>12)</sup>が海面熱収支に基づく検討を行っている。その結果、東京湾では3月後半から8月までが受熱期(海水が大気側から熱を受け取る期間)、9月から3月までが冷却期(海水の熱量が大気に放出される期間)であることを示しており、さらに年間を通して正味の海面熱フラックスが負(海水の熱量が大気に放出される向き)であることから、外洋からの熱供給の存在を指摘している。また、中野渡ら<sup>11)</sup>は、観測人工衛星 NOAA/AVHRR のデータを用いて東京湾の熱収支解析を行っている。その結果、1年間を通して熱収支として、湾口側海域水面から大気に放出する熱エネルギーを河川からの熱供給が補っている可能性などを報告しているが、宇野木が指摘している外洋からの熱供給を明確に支持するような結果は得られていない。

一方、鹿島灘の熱環境、特に本研究で着目している海岸近くの海域の水温変動特性については、夏季に沿岸湧昇や内部潮汐波の影響によって短周期的な変動が存在することが著者ら<sup>9), 10), 13)</sup>の検討によって明らかとなりつつあるが、長期的な熱収支構造を議論したもののはほとんどない。唯一、久保<sup>14)</sup>が、那珂湊における過

去16年間の定置水温データから、鹿島灘海岸域の水温の年間変動特性を調べているが、水温季節変動の基本的なパターン（水温の年較差や最低、最高水温が示す時期など）を指摘するにとどまっている。

また、霞ヶ浦については、石川・田中<sup>15)</sup>や銭ら<sup>16)</sup>によって、水温差1°C程度、混合層厚数mの弱い成層「日成層」の形成・消滅が特徴的であることが報告されており、霞ヶ浦における日成層の発生頻度などが検討されている。

### 3. 現地観測の概要と水温データの基本的な特徴

#### (1) 現地観測概要

東京湾における現地観測は、湾奥部に位置する千葉県海象気象観測塔において1996年4月から連続的に行っている。測点は、幕張沖約3km、水深約9mの位置にあり、海面下1,2,4,6,8mにおいて水温の計測を行っている。なお、海面下1,4,8mでは塩分、海面下1,4mではクロロフィルa量、そして海面下1,8mで溶存酸素量DOを適宜計測している。観測に用いた計測機器名及び計測時間間隔を表-1に示す。

鹿島灘における長期連続現地観測は、茨城県鹿島郡波崎町須田浜にある運輸省港湾技術研究所波崎海洋研究所施設(HORS)先端付近において、1995年6月から継続して実施している。測点は距岸約380m、水深約5mであり、水温、塩分およびクロロフィルa量の測定を、海面下約3mの位置にセンサーを係留して行っている。

霞ヶ浦については、湖央にある水質水位監視所において東京工業大学大学院総合理工学研究科石川研究室が1996年1月から長期連続観測を行っている。測定項目は、日射量、気温、風向・風速、雨量、水位、気圧、蒸気圧、水温であり、水温は水面下0.5mおよび底面上0.5mの位置で計測している。本研究においては、このうち水面下0.5mで計測された水温データを石川研究室から提供を受け解析に用いている。

このように、鹿島灘・東京湾・霞ヶ浦について各水域1カ所ずつではあるが水温の長期連続記録が得られている。そこで本研究では、それぞれの観測データを、①東京湾については湾奥部水温の代表値、②鹿島灘については海岸水温の代表値、③霞ヶ浦については湖央に観測場所が位置していることから湖の代表的な水温とみなして以下の比較解析を行った。

#### (2) 観測水温データの基本的な特徴

図-2に、1996年4月～1997年12月の約2年間にわたる、鹿島灘(海面下3m)、霞ヶ浦(水面下0.5m)、東京湾(海面下1,2,4,6,8m)を表示、このうち水深1,8m

表-1 計測機器の種類と計測時間間隔

測定項目	東京湾		鹿島灘	
	測定器種	計測間隔	測定器種	計測間隔
水温	MDS-T MDS-CT	10分	MDS-T MDS-CT	10分
塩分	MDS-CT	10分	MDS-CT	10分
クロロフィルa	ACL11-8M	10分	ACL11-8M	60分
溶存酸素	MDO-I	10分		

※ MDO-Iは三洋測器社製、その他はアレック電子社製

については1997年7月2日～9月23日の間欠測)の日平均水温の時系列変化を示す。ここではまず初めに、それぞれの水域の水温変動の特徴を整理する。

鹿島灘の水温は、2月から上昇し始め、夏季に向けて、数日スケールの急激な水温低下現象を繰り返しながらも水温は上昇し、9月上旬に最高値を示す。なお、計測を行っている地点は比較的岸に近く碎波帯近傍であるため、夏季の数日を除いて鉛直方向にほぼ一様な水温分布を形成していたことが確認されている<sup>13)</sup>。

東京湾奥部の水温は、2月下旬頃から上昇し始めるが4月上旬から成層を形成するようになり、8月上旬に最高値をとる。9月中旬以降は成層構造がなくなり、鉛直的に一様な水温分布をとりながら水温が低下し2月に水温が最低値を示す。

霞ヶ浦は、最大水深7m、平均水深4mの浅い湖で季節成層は形成されない<sup>16)</sup>。晴れた日には弱い水温の日成層が年間を通して形成されるが、5m/s以上の風が数時間吹くと混合が生じ、水温の鉛直分布が一様になるため、湧昇現象はほとんど生じない<sup>16)</sup>。また湖央の水質水位監視所の水温データと、湖岸に位置する国立環境研究所<sup>17)</sup>のデータとを比較した結果、両者がほぼ一致することから、霞ヶ浦の水温構造は、河川流入部を除いて、年間を通して水平方向の水温変化が小さいものと考えられる。

以上の3地点における水温変動を比較すると、3地点の水温がほぼ等しくなる4月と9～10月(図-2中のハッチ部)を境として水温変動パターンが大きく変化している。特徴的な傾向として、4月～10月(以下、この期間を「夏季」と呼ぶ)においては、東京湾の表層水温と霞ヶ浦の水温変動がよく一致しているが、鹿島灘では東京湾および霞ヶ浦に比べて5°C程度低い水温レベルを示す。一方、11月～3月(以下、この期間を「冬季」と呼ぶ)においては、夏季のような東京湾と霞ヶ浦の水温の一致は見られず、鹿島灘が最も高く、東京湾・霞ヶ浦の順に水温が低い値をとることがわかる。本研究では、1年間をこの特徴的な2つの期間に分け、それについて比較解析を行った。なお、鹿島灘・東京湾・霞ヶ浦の3地点の観測データが

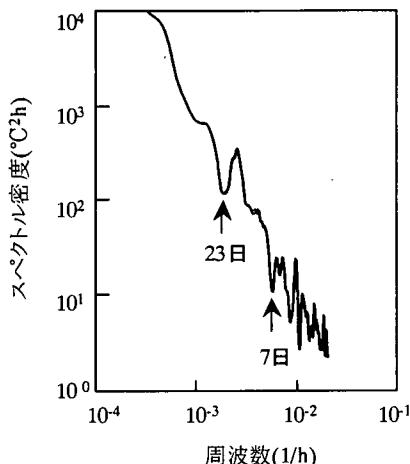


図-3 水温変動スペクトル（東京湾, 1996年4～10月）

取得できているのは1996年4月以降であるが、その中で、東京湾における1997年夏季のデータが一部欠損しているために、以下の解析では1996年4月からの1年間のデータを解析対象とした。

#### 4. 夏季(4～10月)の水温変動特性

##### (1) 水温および気象の基本変動特性

まず初めに、夏季における水温の変動特性を、スペクトル解析結果から見てみる。図-3に東京湾における水温変動のスペクトルを示す。これを見ると、23日以下の変動周期を示す周波数領域にいくつかの明瞭なピークが現れていることがわかる。これに対し、23日以上の長周期変動成分はそのエネルギーレベルは高いものの明確なピークは見られない。このような変動特性は3地点に共通であり、鹿島灘においては28日以上、霞ヶ浦においては19日以上の長周期側には、明確なスペクトルのピークが見られなかった。そこで、夏季における3地点の大局的な水温変動特性を見るために、図-4に28日移動平均操作を施した水温データ（東京湾は海面下1m）の経時変化を示す。これから、前述した基本的な特徴、すなわち、夏季において東京湾の表層水温と霞ヶ浦の水温がほぼ一致することがより明瞭な形で現れていることがわかる。

このような水温変動の要因を探るため、まず、観測期間中の気象条件の比較を行った。図-5は、図-4に対応する期間における(a)気温、(b)日射量、(c)風向・風速ベクトルの時系列（気温および日射量は28日間移動平均値、風向・風速は後の議論で用いるため1日平均値）を示したものである。気象データとしてはそれぞれ、鹿島灘については気象庁銚子気象台のデータ（風のみ運輸省港湾技術研究所HORSデータ）を、東京湾

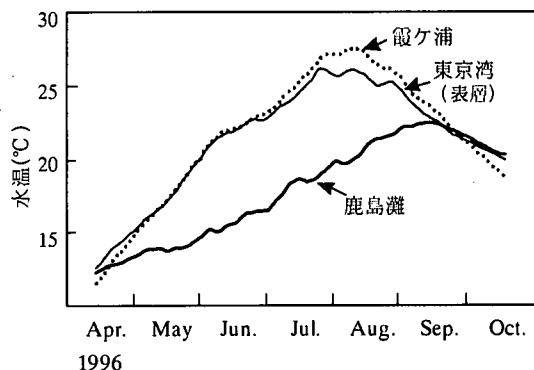


図-4 夏季の水温（28日移動平均値）の経時変化

は気象庁東京測候所のデータ（風のみ千葉県海象気象観測塔のデータ）を、そして霞ヶ浦に関しては国立環境研究所の湖上の気象データ<sup>17)</sup>を用いている。気温を見ると、鹿島灘においては、他の地点の気温に比べて9月中旬以降を除き若干低い値をとっていることがわかる。これは後で述べるが、夏季の海表面水温が気温に比べ約3°C前後低いため、海面によって大気側が冷却されることによるものと考えられる。日射量に関しては、鹿島灘が他の地点より若干大きな値をとっているが、この日射量の差は後で行う熱収支解析において有意な大きさを持つものではないことが確認されている。風に関しては、風向も風速もほぼ一致した傾向を持っている。

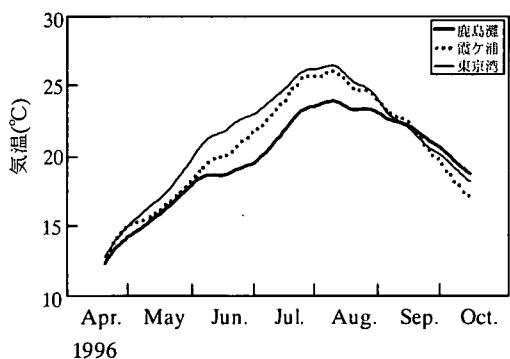
以上より、各気象条件について多少の違いはあるものの、大局的な傾向としては3地点間で大きな違いは見られず、3地点ともほぼ同様の気象条件であったことがわかる。

##### (2) 大気側からの熱輸送特性

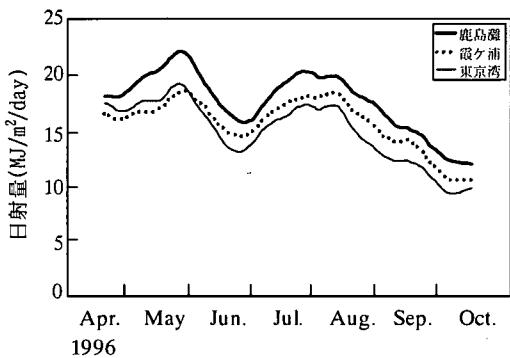
次に、大気側からの基本的な影響評価を行うために、水表面を通して出入りする熱輸送量を算出した。水表面を通して出入りする熱輸送量には、短波放射量 $S_{net} \downarrow$ 、長波放射量 $L_{net} \downarrow$ 、潜熱輸送量 $IE \downarrow$ 、顕熱輸送量 $H \downarrow$ の4つの成分が考えられる。そこで、これら各成分の総和

$$Q_n \downarrow = S_{net} + L_{net} + IE \downarrow + H \downarrow \quad (1)$$

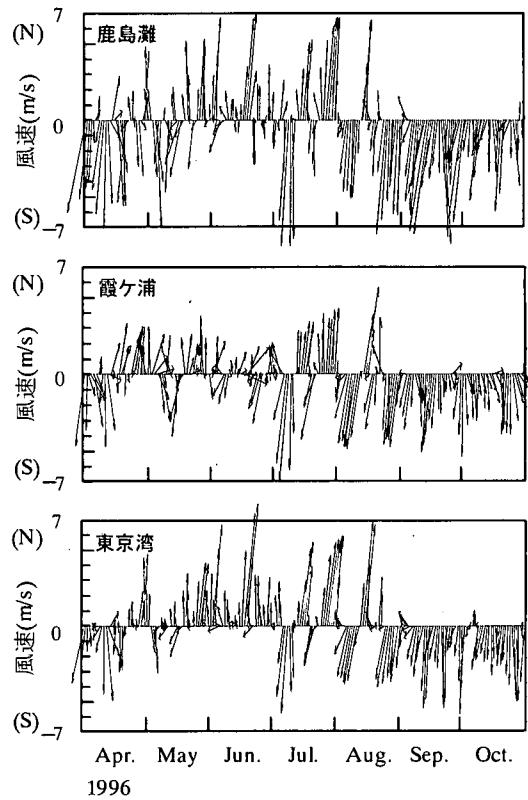
を、水表面を通しての大気側からの正味の熱輸送量とした。なお、短波放射量を見積もる際のアルベドとしては、関東周辺の海域の平均的な値である0.06を<sup>18)</sup>、長波放射量に関する大気から海面への輸送の評価には、オングストロンクリンケによる係数を用いている。また潜熱輸送量および顕熱輸送量はバルク法を用いて算出している。なお、東京湾および鹿島灘におい



(a) 気温(28日移動平均値)



(b) 日射量 (28日移動平均値)



(c) 風速ベクトル (1日平均値)

図-5 気象条件

て計測したクロロフィルa量から日射の透過度を検討した結果<sup>19)</sup>、海底面に達する直達光はわずか数%であったことから、海底面を通して出入りする熱フラックスは無視できると仮定した。

図-6は、3地点における水表面を通しての大気側からの熱輸送量の経時変化を示したものである。ただし、ここでは大局的な変動を見るため、28日移動平均値として示している。これを見ると、東京湾と霞ヶ浦での大気側からの正味の熱輸送量はほぼ一致しているが、それに比べて鹿島灘における熱輸送量は、9月末以降を除いて正の比較的大きな値を示している。

そこで次に、大気側からの熱輸送量の各成分の評価を行った。図-7は、各成分(下向き輸送量を正)を28日移動平均した形で示したものである。短波放射量は鹿島灘がやや大きい値を持つが、その変動パターンは3地点でほぼ一致している。長波放射量および潜熱・顯熱輸送量に関しては、鹿島灘が他の地点に比べて多少異なる変動パターンを示している。

そこで、この違いを明らかにするために、気温から表層水温を引いた温度差を計算したものを図-8に示す。これを見ると、東京湾および霞ヶ浦は負の値を示

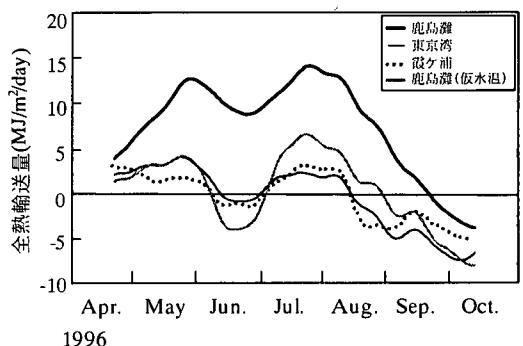
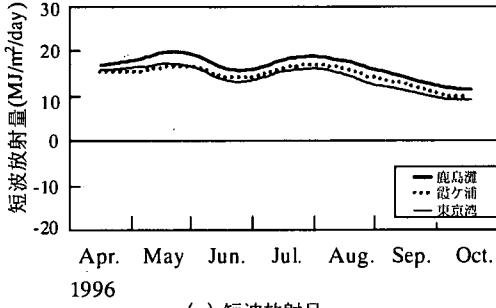
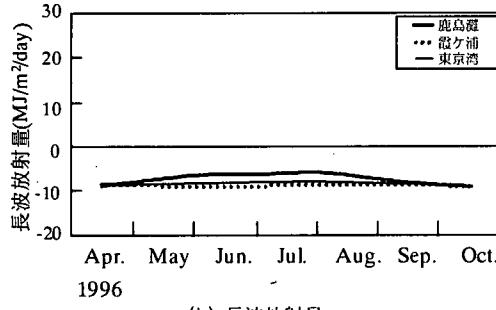


図-6 水表面を通しての大気側からの熱輸送量

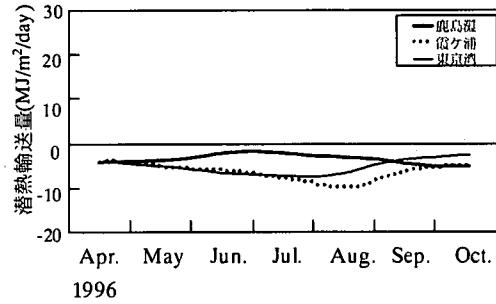
しており、水温の方が気温より高いことがわかる。一方、鹿島灘では、この温度差は9月中旬まで正の値になつておらず、水温が気温より約3°C程度低いことがわかる。このような鹿島灘における温度差の特徴は、熱輸送に大きく反映しているものと考えられる。そこで、霞ヶ浦の気温と水温の差と同じ分だけ、鹿島灘の気温との差を与えた水温値を仮におき、再度鹿島灘における熱輸送の評価を行つてみた。先の図-6で、鹿島灘(仮水温)として示しているものがその結果であ



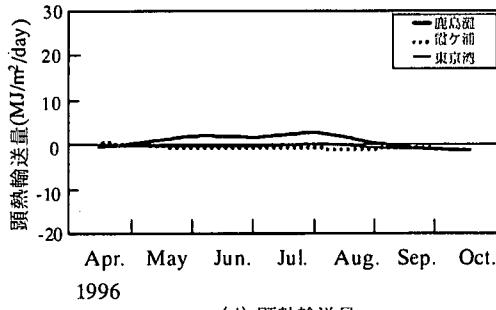
(a) 短波放射量



(b) 長波放射量



(c) 潜熱輸送量



(d) 顯熱輸送量

図-7 热輸送量(28日移動平均値)の各成分の評価

る。これから、鹿島灘の正味の熱輸送量が他の地点とほぼ一致した変動パターンをとることがわかる。このことは、気温と水温の温度差が、鹿島灘の熱輸送を特徴づける一つの重要な要因になっていることを示すものである。

### (3) 热収支からみた各水域の水温変化特性

次に、热収支の観点から、それぞれの水域における水温変化特性の支配要因を調べてみることにする。ここでは、図-9(a)に示すような単位水表面当りの水柱を考え、この水柱の热収支、すなわち鉛直1次元的な热収支を考えることにする。热収支を考える水柱としては基本的には海底から水表面までの全水深をとるものとするが、後で示すように、東京湾に関してはさらに表層のみを対象とした解析も行っており、その場合には表層混合層厚さを水柱高さに取ることになる(図-9(b))。この水柱における単位時間当りの貯熱変化量は、水柱下端での热輸送が無視できるものとすれば、大気側からの热輸送量  $Q_n \downarrow$  と、水平移流による热変化量  $Q_{ad}$  の和として次式で表される。 $(Q_{ad}$  は、正確には水平拡散による热輸送成分も含むが、以下では単に移流成分と呼ぶことにする。)

$$\frac{dS}{dt} = Q_n \downarrow + Q_{ad} \quad (2)$$

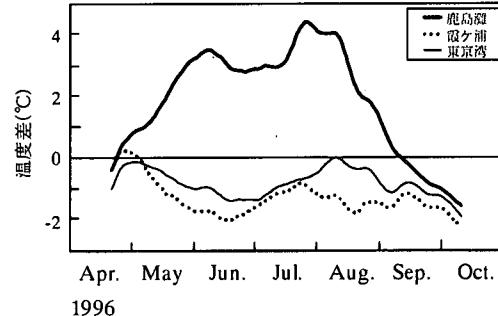


図-8 気温と水温の温度差(28日移動平均値)

このうち、左辺の貯熱変化量については水温観測結果から見積ることができ(詳細は付録1. 参照)、また、 $Q_n \downarrow$ について式(1)で示したように各種気象要素から算出できるので、結果として移流による  $Q_{ad}$  は、それらの差として求めることができる。ここでは、この  $Q_n \downarrow$  と  $Q_{ad}$  の貯熱変化量への寄与に関して、各地点において比較検討を行った。

#### a) 鹿島灘

図-10(a)は、鹿島灘における、大気側からの热輸送量(図中点線)と、水域の貯熱変化量(図中実線)の経時変化を示している。これを見ると、大気側からはほぼ正の热輸送があるが、貯熱変化量には顕著な负の值の変動が頻繁に発生していることがわかる。これは水域が大気側から加熱されているにもかかわらず、移流

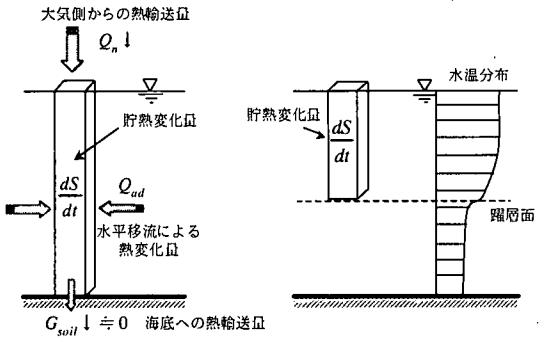
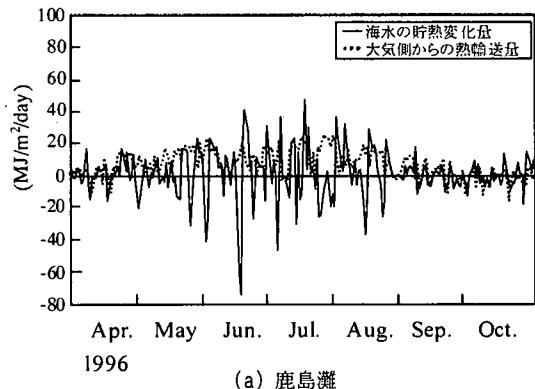


図-9 全水深を対象とした鉛直一次元熱収支解析の考え方と表層混合層内の貯熱変化量

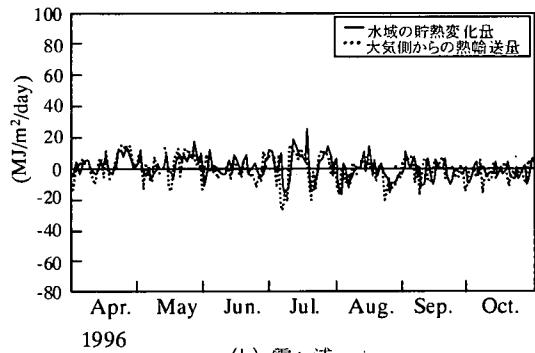
効果によって水温上昇が抑えられていることを示している。そこで、式(2)によって移流による熱変化量を見積ってみた。表-2は、鹿島灘の水温上昇期に相当する5月～9月におけるデータから算出した大気側からの熱輸送量と移流による熱変化量を、単位体積当たりの水温変化量に換算した値として示したものである。これから、鹿島灘では、平均 $2.62^{\circ}\text{C/month}\cdot\text{m}^3$ 程度大気側から加熱されているのに対し、移流によって $1.52^{\circ}\text{C/month}\cdot\text{m}^3$ 程度冷却されていることがわかる。移流成分の値を月ごとに比較すると、7月に特に大きな負の値を、8月に若干の正の値を持つという変動が現れている。これは後述するように7月下旬の梅雨明けと同時に連吹する南風(沿岸湧昇モード)によって水温が急激に低下し、その後8月上旬の風系の変化によって、沿岸湧昇が解消され水温が急激に上昇したことによるものと考えられる。このように移流による熱量変化が海上風の影響を大きく受けるという事実は、夏季鹿島灘における正味の冷却効果に沿岸湧昇の影響が大きい可能性を示しているが、この他にも内部波や外洋水の影響などさまざまな物理現象の存在が本海域において確認されており(例えば、内山ら<sup>20)</sup>)、実際にはタイムスケールが異なるそれらの現象が絡み合いながら複雑な熱輸送を行っているものと考えられる。これらの解析結果の詳細については別の機会に報告する予定である。

### b)霞ヶ浦

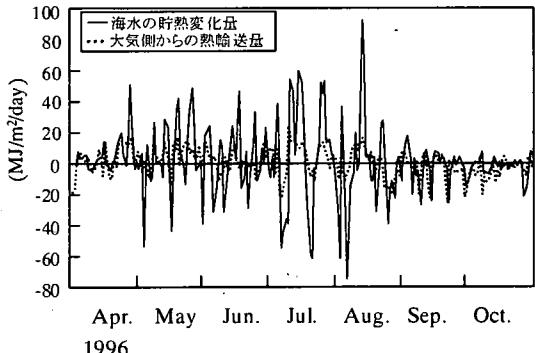
図-10(b)は、霞ヶ浦における水表面を通した大気側からの熱輸送量と水域の貯熱変化量の経時変化を示したものである。これを見ると、両者の変動がほぼ一致していることがわかる。また、鹿島灘と同様にして霞ヶ浦における移流による熱変化量を見積った結果、平均 $0.29^{\circ}\text{C/month}\cdot\text{m}^3$ 程度の値となり、鹿島灘と比べるとかなり小さな値となっている。このことは、霞ヶ浦においては、ほぼ鉛直1次元的な熱収支が成立しており、水域の水温形成は主に水表面を通した大気側か



(a) 鹿島灘



(b) 霞ヶ浦



(c) 東京湾

図-10 大気側からの熱輸送量と貯熱変化量の比較  
(日平均値)

表-2 鹿島灘における大気側からの熱輸送量と移流成分  
(月平均値)

	大気側からの熱輸送量 ( $^{\circ}\text{C/month}\cdot\text{m}^3$ )	移流による熱変化量 ( $^{\circ}\text{C/month}\cdot\text{m}^3$ )
1996. 5	2.98	-2.52
1996. 6	2.95	-0.87
1996. 7	4.40	-2.67
1996. 8	2.38	0.24
1996. 9	0.38	-1.76
平均値	2.62	-1.52

らの熱輸送に支配されていることを示している。

### c) 東京湾

図-10(c)は、東京湾の水表面を通しての熱輸送量と貯熱変化量の経時変化である。これを見ると、両者の間に大きな差があることがわかる。また、移流による熱変化量を算出したところ、平均  $0.69^{\circ}\text{C/month} \cdot \text{m}^3$  程度であり、鹿島灘に比べれば小さいものの、霞ヶ浦よりは大きな値となった。

このように、東京湾は霞ヶ浦と比べて移流による熱量変化が大きいのにもかかわらず、先の図-2に示したように、夏季における両水域での表層水温は非常によく一致している。その理由として、東京湾では、夏季に大気側からの加熱効果に伴って温度躍層が発達し、明瞭な成層構造を持つことが考えられる<sup>註3)</sup>。すなわち水温躍層を介した上層から下層への熱輸送が小さいと考えれば、水面を通して水中に入った大気側からの熱フラックスは表層混合層内に蓄積するため、表層水温の変化を直接的に評価するには表層混合層内の熱収支を考える必要がある。

そこでここでは、表層混合層内の貯熱変化量(図-9(b)参照)を具体的に見積り、成層が表層水温に与える影響を直接的に評価することを試みた。ここで、全水深ではなく表層混合層を対象として貯熱変化量を見る場合、正確には、表層混合層厚自体が変化することに伴う貯熱変化量の寄与分があることに注意する必要がある。すなわち、表層混合層内の単位時間当たりの貯熱変化量は、 $\rho$ を海水密度、 $C_p$ を比熱、 $h_u$ を表層混合層の厚さ、 $T_u$ を表層混合層内の平均水温としたとき、

$$\frac{dS_u}{dt} = \frac{d}{dt}(\rho C_p h_u T_u) = \rho C_p (h_u \frac{dT_u}{dt} + T_u \frac{dh_u}{dt}) \quad (3)$$

と表わすことから、全水深で熱収支を議論したときは異なり、混合層内の貯熱変化量が水温変化量に単純に対応することにはならない。そこで、以下では水温変化に直接影響する式(3)の右辺第1項を中心とし、表層混合層内の熱バランスを評価することを試みた。図-11は、具体的に式(3)の右辺第1項、第2項の値を求めた結果を図示したもので、第1項を表す図-11(a)には比較のために海表面を通した大気側からの熱輸送量もあわせて表示している(これらの値の算定に必要になる躍層の位置は、観測水温値を基に、水温の鉛直勾配が最大となる位置として求めている)。これを見ると、全水深で貯熱変化量を評価した図-10(c)

の場合と比べると、貯熱変化量の変動レベルが大気側からの熱輸送量の変動状況に近くなっているものの、霞ヶ浦でみられたような両者の良好な一致は見られない。その主たる原因是、図-11の変動パターンから推測して、数日スケールの短周期の変動が有意な大きさで入り込んでいることによるものと考えられる。

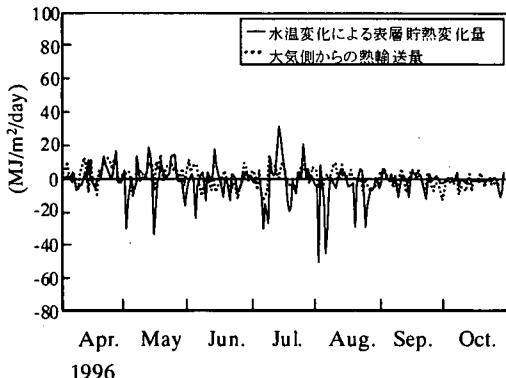
そこで海上風の風速変動(南北成分)に関してパワースペクトルを調べてみると、図-12に示すように7日以下の短周期帯にいくつかの鋭いピークが現れていることがわかる。このことから、7日以下の周期帯においては数日程度の時間スケールの気象擾乱に対応した表層混合層内水温の短周期変動が現れているものと考えられる。そこで、これららの短周期変動成分を除外して議論するために、図-11(a)の結果に対して7日間の移動平均操作を行った。その結果を図-13に示すが、これを見ると図中の矢印(その意味については後述)で示す時期以外では、表層混合層内の水温変化に伴う貯熱変化量(期間平均  $1.25^{\circ}\text{C/month} \cdot \text{m}^3$ )と大気側からの熱輸送量(期間平均  $1.54^{\circ}\text{C/month} \cdot \text{m}^3$ )とがほぼ一致する形で変動していることがわかる。

一方、表層混合層厚さの変化による貯熱変化量(式(3)の右辺第2項)の経時変化を示した図-11(b)を見ると、図-11(a)と同様、有意な大きさの短周期変動成分が現れていることがわかる。そこで、これに関するもうやはり図-13と同様に、7日間の移動平均操作を施し、その結果を図-14に示す。なお、図中には、図-5(c)に示した東京湾の風データに関してやはり7日間の移動平均を施した結果(南北成分のみ)を示している。これを見ると、表層混合層厚の変化に伴う貯熱変化量の変動パターンが、風向の変化に比較的良く対応していることがわかる。すなわち、南寄りの風の際には、貯熱変化量が正(表層混合層厚が増加)になり、北寄りの風になると貯熱変化量は負(表層混合層厚が減少)に転じている。

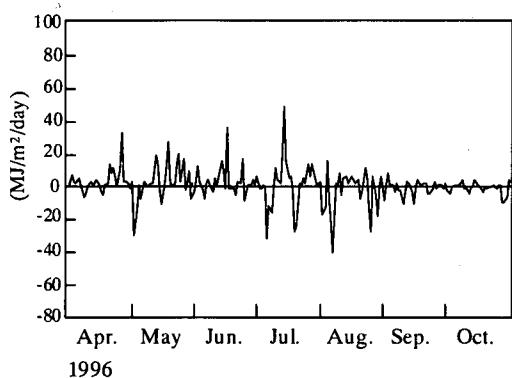
このように7日以上の時間スケールで熱収支をとらえると、表層混合層内の水温変化に伴う貯熱変化量は大気側からの熱輸送量にほぼ一致する形で変動しており、風系の変化の効果は主に表層混合層厚の変化に現れている。以上の事実は、本研究で対象としているような比較的長い時間スケール(7日以上)で考えると、表層混合層内の水塊の加熱・冷却は、大気側からの熱輸送による鉛直1次元的な熱収支によって主に支配されており、風系の変化は、表層混合層厚の変化による表層混合層内貯熱量の増減には寄与するものの、水温変化に結びつく形の移流効果は小さい、ということを示唆している。

この後者の点に関しては、それが成立するには、7日以上のスケールで考えたときに、i) 観測点周辺の表

註3) 3.(2)で述べたように、霞ヶ浦では、季節成層は形成されない。また、鹿島灘においても、観測点が岸に近い浅海域に位置することから夏季でも成層はほとんど見られない。



(a) 表層混合層内の水温変化による成分（式3第1項）



(b) 表層混合層厚変化による成分（式3第2項）

図-11 表層混合層内の貯熱変化量（東京湾、日平均値）

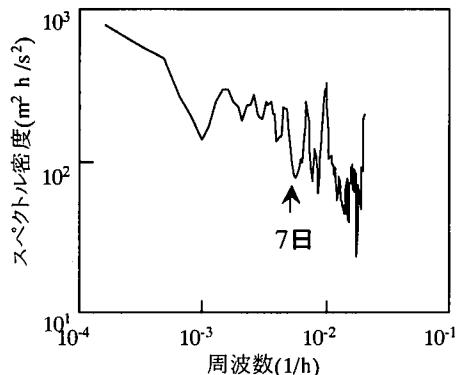


図-12 海上風速南北成分のパワースペクトル  
(東京湾、1996年4～10月)

層水温の水平方向変化が小さい、ii)沿岸湧昇モードの際に底層水が観測点表層まで達しない、ということが前提になる。実際、i)がほぼ成立することは、本解析とは計測期間が異なるものの、著者らが1998年8月～9月に東京湾内を行った長期ブイ係留観測（日向ら<sup>21)</sup>）によって、夏季においては7日間以上の時間スケールでは東京湾内（富津岬以北）表層水温の水平方向の変化は、たかだか1～1.5°C程度以内であるこ

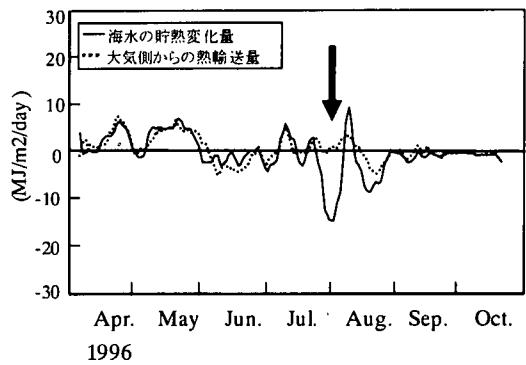


図-13 水域の貯熱変化量と大気側からの熱輸送量の比較  
(東京湾表層混合層内、7日移動平均値)

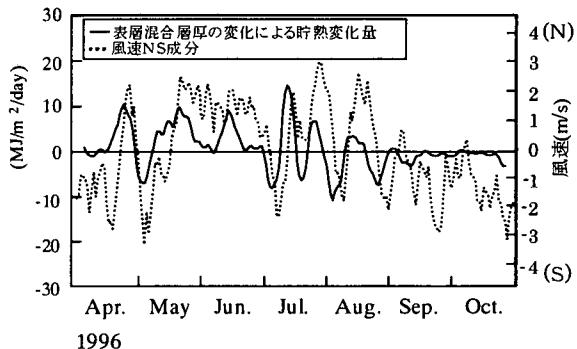
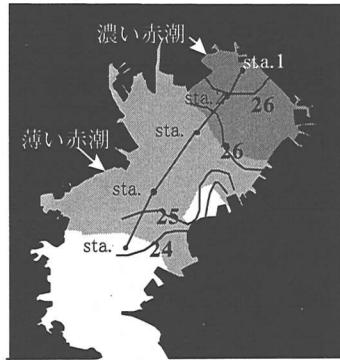


図-14 表層混合層厚の変化による貯熱変化量と風速南北成分の比較

とが確認されている。また、ii)に関しては、例えば、千葉県水産試験場による『東京湾海況速報<sup>22)</sup>』から作成した図-15によって確認できる。同図は、北寄りの風による湧昇モードが現れていた1996年7月23日にに関するものであるが、本研究で対象としているデータの測定点である千葉県海象気象観測塔の位置に相当するSta.2付近においては、底層湧昇水は表層まで達しておらず、また表層水温の水平方向のコントラストもほとんど認められない。但し、数年に1回程度の大規模な青潮を引き起こす大規模湧昇時には（例えば、千葉県<sup>23)</sup>）、底層水が観測位置である千葉県海象気象観測塔付近にまで表層に達するものと考えられる。図-13において矢印で示した時期には、7日以上の時間スケールで見ても大気側との熱輸送量と表層混合層内の貯熱変化量が大きく異なっており、有意な大きさの温度変化を伴う移流成分が寄与していることがわかるが、この時期には北寄りの風が数日にわたって連吹していることから、上記のような大規模湧昇が発生していたものと推測される。

以上に基づいて、長時間スケールで見たときの東京湾奥部の表層水温が霞ヶ浦とほぼ同じになる理由について考察してみる。夏季の東京湾においては、成層



(a) 東京湾表層水温分布

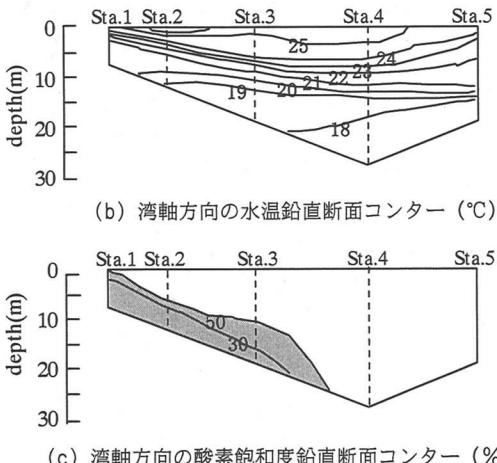


図-15 東京湾海況速報（1996.7.23 水温低下時に対応）

の発達により、大気側から供給された熱量はほぼ表層混合層内に留まる。この表層混合層内の熱収支において、7日以上の変動時間スケールで見た場合、大規模な沿岸湧昇の場合を別にすれば、水温変動を伴う形での風による水平熱移流効果は小さい。その結果、水温変動の面から見ると、霞ヶ浦の場合と同様、ほぼ鉛直1次元的な熱収支が成立しており、表層混合層内の水温形成は水表面を通しての大気側との間の熱輸送に支配される形になる。この夏季の東京湾における表層混合層の厚さは、平均約3.7 mであるが、この値は霞ヶ浦の平均水深(約4 m)とほぼ等しい。このように、夏季の東京湾では、水温躍層の形成によって熱収支に関わる実質的な水深が霞ヶ浦程度に浅くなり、しかも7日以上の時間スケールでの熱収支構造(ただし水温変動への寄与分のみ)が、やはり霞ヶ浦と同様に大気側からの熱輸送に支配される形になっていることから、結果的に、長時間スケールで見たときの夏季における東京湾と霞ヶ浦の表層水温が互いにほぼ一致したもの

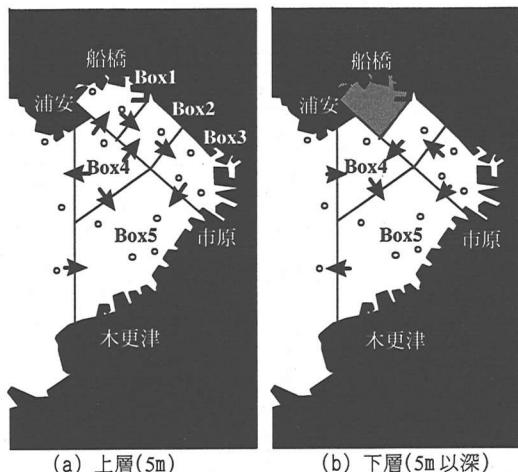


図-16 BOX モデルの解析結果（1996年7月）

と考えられる。

ここで、長時間スケールで見たときに水平熱移流効果がほぼ無視できるとした上記の解析結果の妥当性を、さらに別の観点から検討するために行った、東京湾湾奥部に関して BOX モデルを用いて解析した結果について述べておく。BOX モデル適用に当たっては、まず初めに保存量である塩分を指標とした BOX モデルを用いて湾内の海水交換量を算出し、その結果を用いて、各 BOX 間の熱交換量を見積った(詳細は付録2. 参照)。BOX の設定は、まず鉛直方向には、解析対象海域全体の平均的な躍層界面位置を考慮して、5m 以浅(上層)とそれ以深(下層)に分けた(ただし、船橋港周辺 BOX1 は水深が浅いため下層 BOX は設けていない。図-16(b)中ハッチ部)。また、平面的には、湾奥部水域を湾軸を境に左右二つに分け、さらに、湾軸方向に水深が 10m よりも浅い部分と(図-16 中の BOX1, 2, 3)と、水深が 10 m 以上ある部分(図-16 中の BOX4, 5)とに分けた。BOX モデルによる解析には、千葉水質保全研究所が湾奥部を中心に月に1回行っている定期観測のデータを用いた。図-16 中の○印がその観測点で、水温、塩分、濁度、DO、クロロフィル a 量が、水深方向に約 0.1m 間隔で測定されている。解析対象期間は、1997 年 7 月の 1カ月間とした。図-16 中の矢印は、この BOX モデルの解析によって得られた海水交換の方向を示したものであるが、この水平移流による熱輸送量はそれほど大きくなく、千葉県海象気象観測塔が存在する BOX2 上層での BOX 内熱収支に関わる正味の水平熱輸送量は、温度変化量に換算して約  $-0.3^{\circ}\text{C}/\text{month} \cdot \text{m}^3$  と算出された。これは、先に示した大気側からの正味の熱輸送量による約  $1.54^{\circ}\text{C}/\text{month} \cdot \text{m}^3$  という値と比べると 20% 以下の数値である。

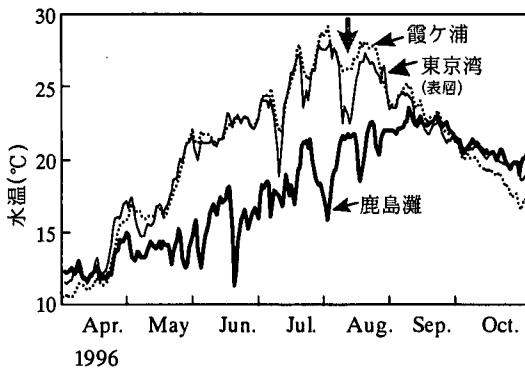


図-17 夏季の日平均水温の経時変化

このことは、長時間スケールで見たときに水温変動への寄与分として水平熱移流効果が小さいとした先の熱収支解析結果と符合している。なお、BOX2における上下層間の熱輸送成分は、水平BOX間の熱輸送成分に比べて数オーダー低く、非常に小さい値であった。このことは、先の熱収支解析の際の仮定として躍層界面を通しての熱輸送量が無視できるとしたことの妥当性を裏付けるものである。

#### (4) 鹿島灘・東京湾・霞ヶ浦の水温変動の比較

以上では、鹿島灘および霞ヶ浦、東京湾それぞれの夏季の熱環境特性を、主として熱収支の観点から論じたが、ここで、水温の時間変動パターンの面からこれらの3水域を比較してみる。図-17は、3地点での夏季における日平均水温の経時変化を示したものであるが、これを見ると、東京湾や霞ヶ浦において、観測期間中数回、水温の急激な低下現象が現れており、その場合鹿島灘では逆に水温が上昇していることがわかる。(同図中の矢印は、図-13中の矢印と同様に東京湾における大規模沿岸湧昇発生時を示している)。一方、逆に、東京湾や霞ヶ浦で水温が上昇するときには、鹿島灘では多くの場合、低下しており、15日前後のスケールの変動周期において、互いに負の相関があることがある。

つぎに、これらの水温変動特性と気象変動との関係を見てみる。先に述べたように、ここで対象としている3水域は互いに近い位置関係にあることから、気象条件はほぼ同一と見てよい。風に関しては、図-5に示したように、風速レベルには多少違いが見られるものの、風向の変動パターンはほぼ同一の傾向になっている。そして、この図-5の風向変動パターンと図-17の水温変動パターンを比較してみると、15日前後の変動時間スケールにおいて、いずれの地点についても、ほぼ風向の変化に対応する形で水温変

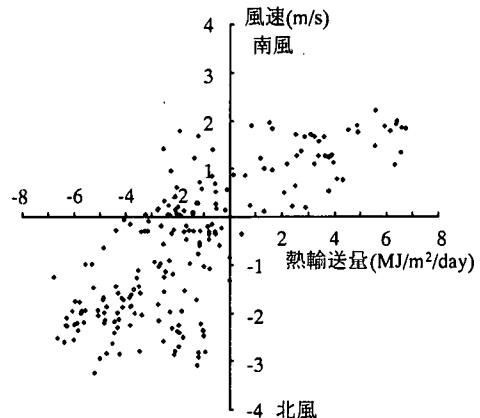
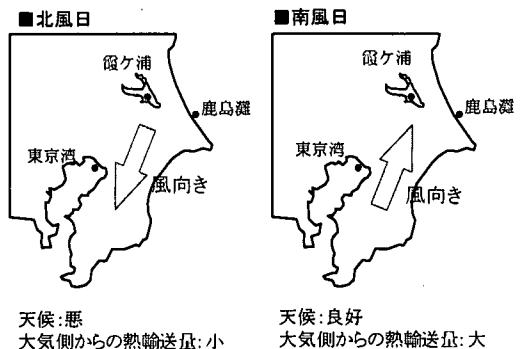


図-18 風系と大気側からの熱輸送量の相関図  
(霞ヶ浦、夏季、7日移動平均値)



天候: 悪 天候: 良好  
大気側からの熱輸送量: 小 大気側からの熱輸送量: 大

図-19 鹿島灘と東京湾の位置と風系の関係

動が生じていることがわかる。しかし、ここでのポイントは、なぜ、東京湾・霞ヶ浦と鹿島灘とでは、風向の変化に対応した水温変化の傾向が正負逆になるのか、という点にある。

先に明らかにしたように、東京湾および霞ヶ浦での表層水温の変化は、主に水表面を通しての大気側からの熱輸送によって支配されている。一方、上記のように、水温変動パターンは風向変動パターンと明確な対応関係をもつ。これらの2つの事実は、気象変動に伴う日射と風向の変化を考えることによって、互いに結びつけて説明することができる。すなわち、関東地方では一般に南風の風系のときには好天日が多く、したがって日射量が増え、逆に、北風の風系のときには一般に天候が悪く日射量が減少する。つまり、風向の特に南北方向の変化は、同時に大気側からの熱輸送量の変化に直結しており、南風の風系の際に熱輸送量が増大する形になる。このことが実際に成立していることは、霞ヶ浦に関して、風系(南北成分)の変動と大気側からの熱輸送量の間の相関を示した図-18によって知ることができる。なお、図-13と図-17中の矢印で示した東京湾奥部での大規模

な沿岸湧昇発生時にも大きく水温が低下しているが、この場合には風による移流効果が直接寄与する。但し、この場合には北風であることから、大気側からの冷却効果も同時に作用することになる。すなわち、東京湾奥部では、水域の水温変化に関して、風による移流の効果が関与する場合には、日射量の変化の効果を強める方向に作用する。

一方、鹿島灘では、風系の変化に連動した日射量の変化は東京湾・霞ヶ浦とほぼ同じになるものの、風による移流効果は、東京湾・霞ヶ浦と逆の方向に作用することになる。すなわち、図-19に模式的に示したように、水域に対する海岸線の方向が、東京湾奥部と鹿島灘ではほぼ $180^{\circ}$ 異なることから、北寄りの風系の場合、東京湾奥部では沿岸湧昇モードになるのに対し鹿島灘では沿岸沈降モードになり、また逆に、南寄りの風系の場合には、東京湾奥部では沿岸沈降モードになるのに対して鹿島灘では沿岸湧昇モードになると考えられ、著者らのこれまでの鹿島灘、東京湾に対する既往の検討結果<sup>9), 10), 13)</sup>もそれを支持するものとなっている。したがって、鹿島灘では、気象変動に伴う風による移流の効果は、日射量の変化の効果と逆の方向に作用することになる。そして、15日前後の時間スケールでの水温変動が鹿島灘では東京湾・霞ヶ浦と正負逆の変動パターンになるという事実は、この時間スケールでの水域の水温変動が、鹿島灘の場合、主として風による移流効果によって支配されている、ということを示している。

## 5. 冬季(11月～3月)の水温変動特性

図-20に、冬季(1996年11月～1997年3月)の3地点の水温変動を示す。これを見ると、霞ヶ浦の水温値が最も低く、東京湾、鹿島灘の順に水温値が高くなっていることがわかる。冬季の水温変動は、図-17に示した夏季の変動と比べて数日スケールの変動が小さいため、ここでは移動平均操作を行わず、日平均値を用いて以下の解析を行った。

### (1)鹿島灘

図-21は、冬季に関して、夏季と同様の手法を用いて行った熱収支解析の結果を示したものである。まず、鹿島灘に関する図-21(a)を見ると、海水の貯熱変化量(期間平均 $-1.21^{\circ}\text{C/month} \cdot \text{m}^3$ )は、大気の冷却効果(期間平均 $-3.62^{\circ}\text{C/month} \cdot \text{m}^3$ )に対応した変動を示しておらず、このことから、鹿島灘海岸近傍では、何らかの水平移流効果によって海域が常に相対的に暖かい状態に保たれていることがわかる。そこで、表-3に示すように、水平移流による熱変化量を月ごとに見積つ

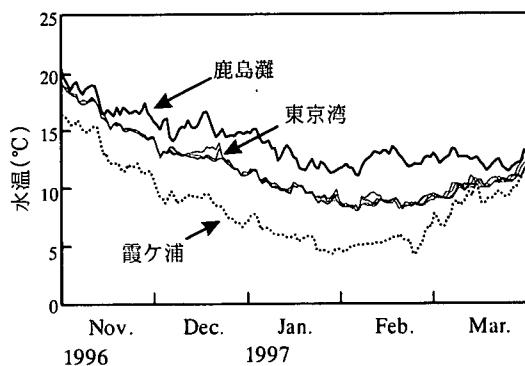
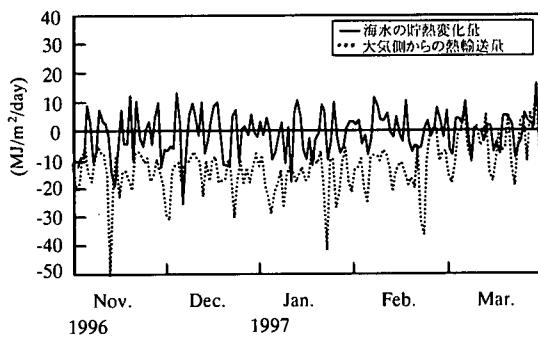
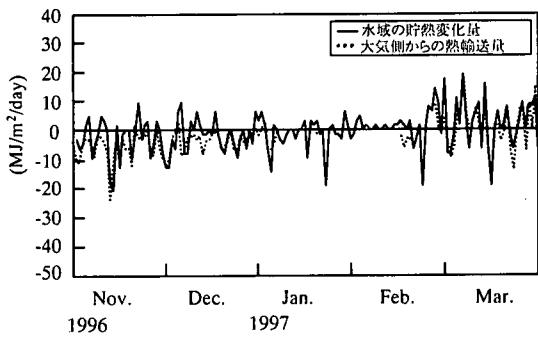


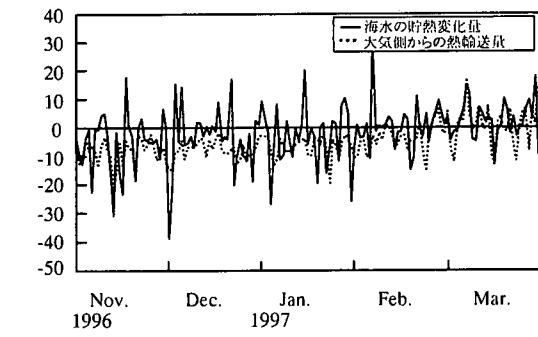
図-20 非成層期の日平均水温の経時変化



(a) 鹿島灘



(b) 霞ヶ浦



(c) 東京湾

図-21 大気側からの熱輸送量と貯熱変化量の比較  
(日平均値)

表-3 観測水温から算出した移流成分（月平均）

	鹿島灘 (°C/month·m <sup>3</sup> )	東京湾湾奥部 (°C/month·m <sup>3</sup> )
1996.10	1.31	—
1996.11	2.27	0.95
1996.12	3.07	2.13
1997. 1	2.98	1.20
1997. 2	2.43	2.42
平均値	2.41	1.68

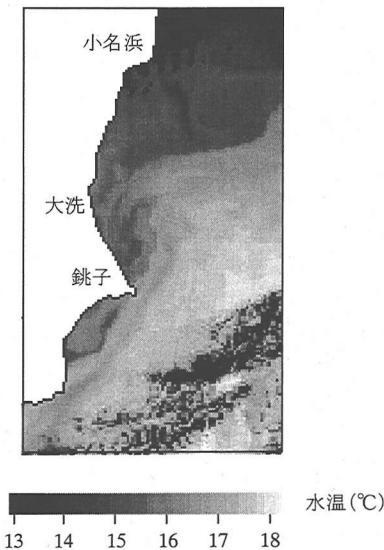


図-22 人工衛星 NOAA の熱画像 (1996.12.25)

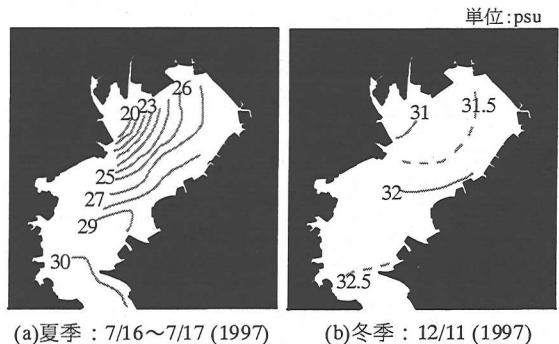
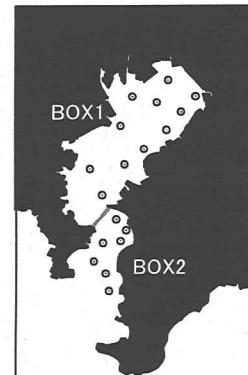
た。これを見ると、水平移流は全体的に正の値を示し期間平均で  $2.41^{\circ}\text{C}/\text{month} \cdot \text{m}^3$  の加熱効果を持つことがわかる。このような冬季の鹿島灘における正の移流成分を持つ水塊は、主に外洋から輸送されてきたものであると考えられる。例えば、図-22 の NOAA の熱画像に示されているように、冬季鹿島灘では沖合いの黒潮起源と思われる暖水が鹿島灘沿岸まで近接するケースが見られ、このような暖水の作用が沿岸域に熱量を供給する 1 つのプロセスであるものと考えられる。

## (2) 霞ヶ浦

図-21(b)に、霞ヶ浦における熱収支解析結果を示す。霞ヶ浦においては、夏季同様、水域の貯熱変化量(平均  $-0.77^{\circ}\text{C}/\text{month} \cdot \text{m}^3$ )と大気からの熱輸送量(平均  $-0.97^{\circ}\text{C}/\text{month} \cdot \text{m}^3$ )がほぼ等しく、鉛直 1 次元的な熱収支が成立しており、これから水域の水温変動が主に気象条件によって決まっていることがわかる。

## (3) 東京湾

図-21(c)は、冬季の東京湾における熱収支解析結

図-23 東京湾表層塩分分布の夏季と冬季の比較  
(東京湾海況速報<sup>22)</sup>より)図-24 千葉県水産試験場富津分場の観測点 (○印)  
と BOX モデルにおける BOX の定義

果を示したものである。東京湾においては、霞ヶ浦と同程度の大気から負の熱輸送量があるにもかかわらず、霞ヶ浦と比べ海域は暖かい水温を保っていることがわかる(図-20)。そこで、東京湾湾奥部についても水平移流による熱輸送効果を見積ってみた(表-3)。表から、水平移流成分は、当該海域に対して平均  $1.68^{\circ}\text{C}/\text{month} \cdot \text{m}^3$  もの加熱効果があることが分かる。冬季においては河川水の水温が湾内水よりも低いため、上記の加熱効果を持つ水塊のソースとしては、主として外洋(外洋)が考えられる。そこで、BOX モデルによって湾外と湾内の海水交換量を算出し、東京湾全体と外洋との間の熱交換量を見積ることを試みた。図-23 に示す東京湾における典型的な表層塩分分布の観測例からわかるように、冬季は夏季に比べて水平的な塩分の変化が顕著ではないこと、また、ここでは外洋影響に注目しているため湾口部まで含んだ BOX 設定が必要であったこと、などの理由から、冬季の BOX は図-24 に示すように内湾域(BOX1)と外洋域(BOX2)の 2 つの BOX を設定した。解析には、千葉県水産試験場富津分場が月 1 回行っている東京湾全域の広域観測のデータを用いた。

表-4 BOX モデルの計算結果（冬季）

	BOX1-2間の海水交換量(km <sup>3</sup> /month)		BOXモデルによる湾内水温上昇分(°C/month·m <sup>3</sup> )
	Q <sub>12</sub>	Q <sub>21</sub>	
1996.10	9.90	9.61	1.44
1996.11	2.76	2.57	1.19
1996.12	3.48	3.32	1.01
1997. 1	7.17	7.04	1.61
1997. 2	1.70	1.57	0.98

このBOXモデルによる解析の結果、BOX1-BOX2間の海水交換量が表-4のように見積られた。ここで、Q<sub>12</sub>は内湾から外洋へ流出量、Q<sub>21</sub>は外洋から内湾への流入量をそれぞれ表しており、この結果は20年以上の長期にわたる観測データに基づいた宇野木ら<sup>24)</sup>の計算結果とほぼ等しい。この海水交換量から内湾域(BOX1)と外洋域(BOX2)との間の熱交換量を算出した結果を表-4に併せて示す。これを見ると、平均で約1.25°C/month·m<sup>3</sup>の大きさの熱量が外洋から湾内に流入していることがわかる。この値は、表-3に示した東京湾湾奥部観測点での水平移流による熱輸送量の平均値1.68°C/month·m<sup>3</sup>の約75%である。これらのこととは、冬季の東京湾においては、外洋からの熱輸送に伴う湾内の加熱効果が有意な大きさで存在し、その効果が湾奥部まで十分達することを強く示唆するものである。

## 6. おわりに

本研究では、東京湾、鹿島灘、霞ヶ浦という、互いに近接した位置にあってほぼ同様の気象条件下にある典型的な閉鎖性、開放性海域及び閉鎖水域に関して、比較水域学的な観点から、長期連続観測データ(1996年1年間分)に基づく温熱特性解析を行った。解析は、主として熱収支的な観点から、夏季と冬季に分けてそれぞれの水域に関して行っており、最終的な解析結果をまとめたものを表-5に示す。これをふまえた形で、以下に、本研究で得られた主要な結論を述べる。

1) 開放性沿岸域である鹿島灘では、夏季・冬季ともに水平移流成分が熱収支の中で大きな割合を占めており、夏季には平均1.52°C/month·m<sup>3</sup>の冷却効果を、また冬季には平均2.41°C/month·m<sup>3</sup>の加熱効果を沿岸域にもたらしている。これは、大気側からの熱輸送効果に比べて、それぞれ、58%と67%の割合になる。

2) 閉鎖性が強い霞ヶ浦では、逆に、水平移流成分は水域の水温変動にほとんど寄与しておらず、年間を通

表-5 热収支解析結果のまとめ

(単位: °C/month·m <sup>3</sup> )			
夏季	貯熱変化量	大気側からの熱輸送量	移流による熱輸送量
鹿島灘	1.1	2.62	-1.52
霞ヶ浦	1.53	1.24	0.29
東京湾 (表層混合層)	1.25	1.54	-0.29

冬季	貯熱変化量	大気側からの熱輸送量	移流による熱輸送量
鹿島灘	-1.21	-3.62	2.41
霞ヶ浦	-0.77	-0.97	0.2
東京湾	-1.09	-2.77	1.68

じて水表面を通しての大気側との熱輸送によって水温変動がほぼ規定されている。

3) 夏季の東京湾においては、水温躍層の形成によつて熱収支に関わる実質的な水深が霞ヶ浦程度に浅くなり、しかも7日以上の時間スケールでの熱収支構造(ただし水温変動への寄与分)が、やはり霞ヶ浦と同様に大気側からの熱輸送に支配される形になっていることから、結果的に、夏季における東京湾と霞ヶ浦の表層水温の長時間スケールでの変化傾向が互いにほぼ一致する。

4) 夏季における東京湾表層および霞ヶ浦の水温変動と鹿島灘の水温変動との間には負の相関が存在する。これは、東京湾表層混合層と霞ヶ浦の水温が、大局的には大気側からの熱輸送に支配されるのに対し、鹿島灘では、風による沿岸湧昇や沿岸沈降による影響が大きいためである。

5) 冬季の東京湾は、夏季と異なり、平均1.68°C/month·m<sup>3</sup>の大きさの水平移流効果による熱輸送があり、BOXモデルによる計算により、そのかなりの部分が外洋-湾内間の熱交換に基づく外洋からの加熱効果によるものであることが示された。この外洋からの加熱効果により、冬季の東京湾湾奥部表層水温は、夏季と異なり、霞ヶ浦の水温より相対的に高くなる。

謝辞：本研究を行うにあたり、運輸省港湾技術研究所波崎海洋観測施設の風データを港湾技術研究所海洋環境部柳島慎一主任研究員から、東京湾幕張波浪観測塔の風データを千葉県千葉港湾事務所から、霞ヶ浦水質水位監視所の観測データを東京工業大学総合理工学研究科石川研究室から、霞ヶ浦臨湖実験施設のデータを国立環境研究所から<sup>17)</sup>、BOXモデルに用いた東京湾のデータを千葉県水質保全研究所第二研究室小倉久子研究員ならびに千葉県水産試験場富津分場から、それ

それ提供して頂いた。ここに記して謝意を表します。

## 付録1. 貯熱変化量の観測データからの算定方法

本文中の式(2)の貯熱変化量  $dS/dt$  は以下の方で算定した。まず水表面からの距離が異なる観測水温データを一次近似で補間し、これに基づき図-9に示した単位表面積を有する水柱を鉛直方向等間隔にN層に分割した各層の水温を求める。この各層水温  $T_i$  を用いて貯熱変化量  $dS/dt$  を下記の式から算出した。

$$\frac{dS}{dt} = \sum_{i=1}^N \rho C_p \frac{\Delta T_i}{\Delta t}$$

ここで、 $\rho$  は水の密度、 $C_p$  は水の比熱、 $\Delta t$  は時間間隔、 $\Delta T_i$  は水面から  $i$  番目の層の  $\Delta t$  間の水温変化量をそれぞれ表している。なお、東京湾については鉛直層厚を 1m とし、また鹿島灘（海岸水温）、霞ヶ浦については、有意な水温の鉛直分布がなかったため、それそれ表層から 3m（鹿島灘）、1m（霞ヶ浦）の観測値を水深平均値と考えて全水深 1 層として貯熱変化量を算出した。

## 付録2. BOX モデルによる海水交換量の算定

一般に BOX モデルでは、BOX 間の海水交換量を未知数とし、各 BOX の水量と塩分を保存量として方程式をたて、それらから構成される以下の連立方程式を解く。

$$\text{水量の保存: } G_i + R_i - E_i + \sum_j Q_{ji} - \sum_k Q_{ik} = 0$$

$$\text{塩分の保存: } V_i dS_i = \sum_j S_j Q_{ji} - \sum_k S_i Q_{ik}$$

ここで、 $G_i$ : BOX<sub>i</sub> に流入する河川流入量、 $R_i$ : BOX<sub>i</sub> への降水量、 $E_i$ : BOX<sub>i</sub> の蒸発量、 $Q_{ij}$ : BOX<sub>i</sub> から BOX<sub>j</sub> への輸送係数、 $V_i$ : BOX<sub>i</sub> の容積、 $S_i$ : BOX<sub>i</sub> の塩分、 $dS_i$ : BOX<sub>i</sub> の塩分変化量、である。これらの変数のうち、河川流入量は流量年表<sup>25)</sup> から求めた。ただし、これには多摩川および鶴見川のデータしかないと、荒川および江戸川の流入量はその流域面積の比から概算した。降水量は気象庁東京測候所発表の降水量データを用いた。また、蒸発量  $E_i$  は、

$$E_i = \rho C_H U (q_s - q)$$

から求めた。ここで、 $\rho$  は空気の密度 (=1.19 kg/m<sup>3</sup>)、 $C_H$  はバルク輸送係数 (=1.12 × 10<sup>-3</sup>)、 $q_s$  は水表面の飽和比

湿、 $q$  は大気側の比湿である。

夏季東京湾の BOX モデル解析については、BOX を細かく設定したため、BOX の方程式の数より未知数の数の方が多くなり、連立方程式を解くことができない。このような場合、一般には、最小自乗法などの工夫をして解を求めるが、今回のケースでは、未知数の数が方程式の数に比べ倍近くあったため、BOX 間の海水交換量を 1 方向で代表することにし、以下のような連立方程式を解くことを考えた。

$$\text{水量の保存: } G_i + R_i - E_i - \sum_k Q_{ik} = 0$$

$$\text{塩分の保存: } V_i dS_i = - \sum_k dS_{ik} Q_{ik}$$

ここで、 $dS_{ik}$  は BOX<sub>i</sub> と BOX<sub>k</sub> の塩分差である。

## 参考文献

- 1) 環境庁水質保全局：青潮発生予測手法の確立調査報告書（総括編），1995.
- 2) 八木宏、内山雄介、鯉渕幸生、日向博文、宮崎早苗、灘岡和夫：東京湾湾奥部における成層形成期の水環境特性に関する現地観測、海岸工学論文集，第 44 卷，pp.1076-1080, 1997.
- 3) 五明美智男、佐々木淳、磯辺雅彦：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，第 45 卷，pp.981-985, 1998.
- 4) 松山優治、当麻一良、大脇厚：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 卷，pp.63-74, 1990.
- 5) 中辻啓二、尹錠星、湯浅泰三、村岡浩爾：東京湾における吹送流と青潮発生機構との関連性、海岸工学論文集，第 42 卷，pp.1066-1070, 1995.
- 6) 佐々木淳、今井誠、磯部雅彦：内湾における溶存酸素濃度予測モデル、海岸工学論文集，第 44 卷，pp.1091-1095, 1997.
- 7) 田中昌高、Arjen Markus、坂東浩造：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 卷，pp.1096-1100, 1997.
- 8) 川崎清：Shear Effect —鹿島灘の内部潮汐—，月刊海洋，vol.21, No.9, pp.534-538, 1989.
- 9) 八木宏、坂本太郎、灘岡和夫：開放性沿岸域における夏季の水温変動特性、海岸工学論文集，第 44 卷，pp.416-420, 1997.
- 10) 八木宏、日向博文、緒方健太郎、灘岡和夫：長期・広域観測データの基づく鹿島灘沿岸域の大規模流動解析、海岸工学論文集，第 45 卷，pp.421-425, 1998.
- 11) 中野渡新一、風間聰、沢本正樹：熱収支モデルによる東京湾の熱環境評価、海岸工学論文集，第 43 卷，pp.1131-1135, 1996.
- 12) 宇野木早苗：東京湾の水と流れ、東京湾の地形・地質と水（貝塚爽平編）第 5 章、築地書館, pp.135-186, 1993.
- 13) 八木宏、日向博文、足立久美子、日向野純也、灘岡和夫：鹿島灘海岸域における日々の水温変動と物質輸送特性、土木学会論文集, No.642/ II -50, pp.87-98, 2000.

- 14) 久保治良：鹿島灘 II 物理，日本全国沿岸海洋誌（日本海洋学会沿岸海洋研究部会編），第 8 章，東海大学，pp.293- 304, 1985.
- 15) 石川忠晴，田中昌宏：DIM 型連行現象の理論的考察，土木学会論文集，No.416, pp.99-108, 1990.
- 16) 錢新，西部隆宏，石川忠晴：霞ヶ浦高浜入りにおける日成層形成時の湾内交換量の推定，海岸工学論文集，第 43 卷 , pp.1216-1220, 1996.
- 17) <http://www.nies.go.jp/chiiiki/wrinko/index.html>
- 18) 近藤純正：水環境の気象学－地表面の水収支・熱収支－朝倉書店 , p.162, 1994.
- 19) Joseph Hun-wei Lee, 平山彰彦 ,Lee Hok-shing : 富栄養化した閉鎖性海域の短期的 DO 変動モデル，海岸工学論文集，第 38 卷 , pp.861-865, 1991.
- 20) 内山雄介，八木宏，日向博文，灘岡和夫：夏季鹿島灘における長周期水温変動に関する研究，日本海洋学会秋季大会要旨集 , p.213, 1998.
- 21) 日向博文，灘岡和夫，田渕広嗣，吉岡健，古川恵太，八木宏：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 卷 , pp.451-455, 1999.
- 22) 千葉県水産試験場（富津分場）：東京湾海況速報，平成 8, 9, 10 年 , 1996,1997,1998.
- 23) 千葉県土木部，企業庁：市川二期地区・京葉港二期地区計画に係る環境の現況について（要約版）, 1998.
- 24) 宇野木早苗，岸野元彰：大局的に見た内湾の海水交流，第 24 回海岸工学論文集 , pp.486-490, 1977.
- 25) 日本河川協会：流量年表平成 8 年 , 1996.

(1999.7.27 受付)

## COMPARATIVE ANALYSIS OF LONG-TERM SUBSURFACE WATER TEMPERATURE VARIATION IN TOKYO BAY, KASHIMA COAST AND KASUMIGAURA

Hiroshi YAGI, Kazuo NADAOKA, Yusuke UCHIYAMA and Hirofumi HINATA

To understand the fundamental and overall characteristics of thermal environment in coastal areas, a comparative analysis based on a set of long-term data of water temperature variation has been performed for the Tokyo Bay (semi-closed bay), the Kashima coast (open coast) and the Kasumigaura (lake), which are located under similar weather conditions. The results show that, all through the year, the water temperature variation in the Kasumigaura is governed by the heat flux through the water surface such as solar radiation, whereas that in the Kashima coast is dominated also by the horizontal convection. In Tokyo Bay, in summer, the water temperature variation in the surface mixing layer in the time scale more than one week is mostly governed by the vertical heat flux through the water surface. Since the heat is accumulated in the surface mixing layer and its average depth is comparable to that of the Kasumigaura, the subsurface water temperature in the Tokyo Bay exhibits nearly the same variation with that in the Kasumigaura. In winter, on the other hand, the horizontal heat flux through the baymouth from the Pacific Ocean influences the water temperature even at the head of Tokyo Bay.