

# 東京湾奥極浅海域の砂浜海岸周辺 における成層期の水環境特性

内山雄介<sup>1</sup>・灘岡和夫<sup>2</sup>・瀬崎智之<sup>3</sup>・八木 宏<sup>4</sup>

<sup>1</sup> 正会員 博士(工) 運輸省港湾技術研究所 漂砂研究室(〒239-0826 横須賀市長瀬 3-1-1)

<sup>2</sup> 正会員 工博 東京工業大学教授 大学院情報理工学研究科情報環境学専攻  
(〒152-8552 東京都目黒区大岡山 2-12-1)

<sup>3</sup> 正会員 修士(工) 建設省土木研究所 河川研究室(〒305-0804 茨城県つくば市旭 1)

<sup>4</sup> 正会員 博士(工) 東京工業大学助教授 工学部土木工学科(〒152-8552 東京都目黒区大岡山 2-12-1)

成層期における海-陸境界部としての極浅海域特有の水環境特性を、東京湾奥部人工海浜海域を対象とした現地観測と、数値計算により検討した。現場海域の水溫構造は風速と日射量の変動特性にかなり依存しており、微風時には潮位変動に伴う沖側底層水塊の貫入が発生し、強い沖出し風が連吹すると沿岸湧昇により沖側底層水塊の湧昇が起こる。境界部である海岸域では貧酸素水の湧昇の影響により強い青潮が生じるとともに、青潮後のブルーミングにより赤潮状態へと移行する。また、水深が浅いほど日射の影響を強く受け、その結果、水溫成層構造に明確な岸沖分布が形成されるとともに、水溫・溶存酸素量・植物プランクトン量等の日周変動レベルが極めて大きくなる。さらに、極浅海域では沖側と比較して、風によって引き起こされる湧昇や吹き寄せなどに伴う水平移流による熱フラックスが、日周期および長周期の水溫変動特性に大きく寄与していることなどを明らかにした。

**Key Words :** inner bay area, shallow water environment, stratification, phytoplankton, horizontal advective flux

## 1. 緒論

近年のウォーターフロント開発熱の高まりに伴い、人工海浜、人工干潟の造成や港湾の再開発などの数多くのプロジェクトが全国各地で具体化されつつある。この傾向は東京湾のような内湾性水域においても例外ではなく、金沢八景、台場、幕張、稲毛などの海岸に高度なアメニティ性を視野に入れた人工ビーチが多数造成されている<sup>1)</sup>。しかしながら、東京湾に限らず、それらの多くは赤潮・青潮・アオサの異常発生等の様々な水質問題を抱える水域に存在するため、砂浜海岸として求められる機能を十分に果たしているとは言い難い。そのため、特に内湾性水域における海岸空間の設計には、従来の漂砂や景観面に重点を置いた考察に加え、周辺の水環境などを含めたより幅広い視点からの設計が必要となる<sup>2)</sup>。

内湾性水域の水環境に関する既往の研究は、湾内部における湾スケールでの流動・水質に重点が置かれ、関連する研究は枚挙に暇がない。例えば東京湾の現地観測では、小野<sup>3)</sup>、宇野木・岸野<sup>4)</sup>等は主に潮流による残差流に関する観測を、宇野木<sup>5)</sup>は東京湾奥千葉沿岸部の湧昇と青潮に関する観測を行って

いる。また数値計算では、松山ら<sup>6)</sup>は 2-layer モデルを用いた東京湾の湧昇に関する計算を行い青潮発生メカニズムについて先駆的な検討を行っており、Nakata & Kuramoto<sup>7)</sup>は 3 次元多層モデルを用いた東京湾における貧酸素水塊形成のシミュレーションを生態系モデルを含んだ形でやっている。

一方、海岸線は陸と海との境界部であり、極めて浅いために気象条件等の外因の影響を受けやすく、生態系等も沖や湾中央とは若干異なった様相を呈しているものと考えられる。そのため、海岸空間を「総合的」に設計していく上では、境界部極浅海域としての空間的な特徴を十分把握しておくことが一つの重要なポイントとなる。

ところが、海-陸境界部としての極浅水域の水環境に関する既往の研究では、干潟の水環境に興味が集まっている。例えば物理環境に関しては水鳥ら<sup>8),9)</sup>などの研究が、また、懸濁態有機物などを始めとする生物環境に関しては Peterson & Black<sup>10)</sup>などの研究成果がある。これに対して、ここで対象とする砂浜海岸に関する既往の研究は、海浜流や温排水等を対象とした海岸工学分野の研究を除くと、その大半が水産・生物的アプローチによるものであり(例えば、

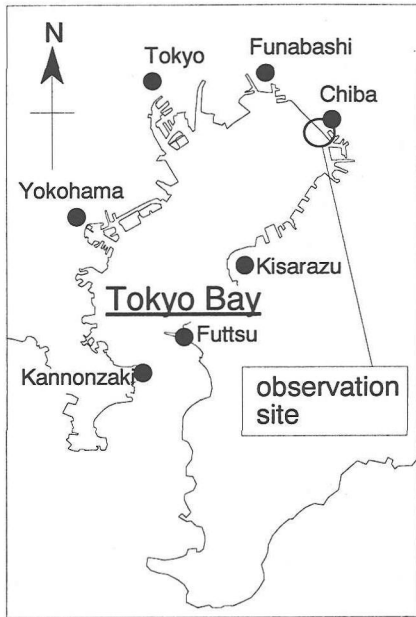


Fig.1 Location of the field survey : Inage beach facing Tokyo Bay.

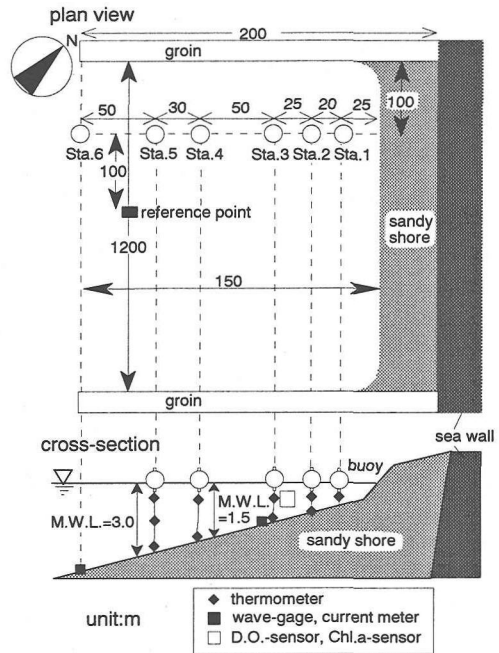


Fig.2 Location of observation stations and sensors.

(August 7<sup>th</sup> ~ September 7<sup>th</sup>, 1995)

Brown & McLachlan<sup>11)</sup>, 足立ら<sup>12)</sup>など), 物理環境と生物環境を統合した検討はほとんどなされていないのが現状である。

このような背景のもとに, 著者らは砂浜海岸の水環境システムを評価するための基礎的研究として, 海水の流動特性や水質・生態系が著しく変動する夏季の状況下での内湾性砂浜海岸周辺の極浅海域(東京湾奥稲毛海岸)において 1995 年と 1996 年に現地観測(以下, 「95 年観測」及び「96 年観測」と呼ぶ)を実施している。データ解析結果の一部については既に発表済み<sup>13),14)</sup>であるが, このうち 95 年観測では, 水温・溶存酸素量・クロロフィル a 量が日射に強く支配された明確な日周変動をしていること, 極浅海域でありながら, かなり明瞭な成層構造が頻繁に形成・崩壊を繰り返していること, また, 成層が発達した時期には, 潮汐に対応した底層への冷水塊の貫入が存在することなどの知見を得ている。

しかしながら 95 年観測は, 沖側データの不足等の問題から, 極浅海域の水質・生態系の特徴を十分に把握するまでには至っていない点も同時に含んでいた。そこで著者らは, 1996 年夏季に同一水域において, より詳細かつ広範囲な態勢で観測を実施した。96 年観測では観測期間を通じて, 95 年よりも風速

レベルが高く, 日射量や降雨量等の気象条件が大きく変動したため, 青潮・赤潮等の特徴的なイベントを捉えることに成功した。

そこで本研究では, まず 95 年観測の概要と結果について簡単に述べ, 次いで, 時空間的に広範囲に測点を展開して実施した 96 年観測の結果を述べる。そして, 内湾性砂浜海岸周辺水域が有する, 境界部極浅海域特有の水環境特性を抽出するべく行った数値シミュレーション結果について述べる。

## 2. 現地観測の概要

現地観測は, 東京湾最奥部に位置する千葉県美浜区稲毛海浜公園内の人工ビーチ(Fig.1)において, 密度構造や生態系などが時空間的に大きく変動すると考えられる成層期を対象として行った。観測は 1995 年 8 月 7 日~9 月 7 日および 1996 年 7 月 1 日~8 月 14 日の計 2 回実施した。現地海浜は人工砂浜海岸として造成されたもので, 浜幅約 50m で, 全長 1200m にわたって概ね北西から南東方向に延びており, 両端を全長約 200m の突堤で挟まれている。養浜のための潜堤はなく, 海底の勾配は約 1/50 で沖側と連続的に接続しており, 突堤の先端部(汀線から約

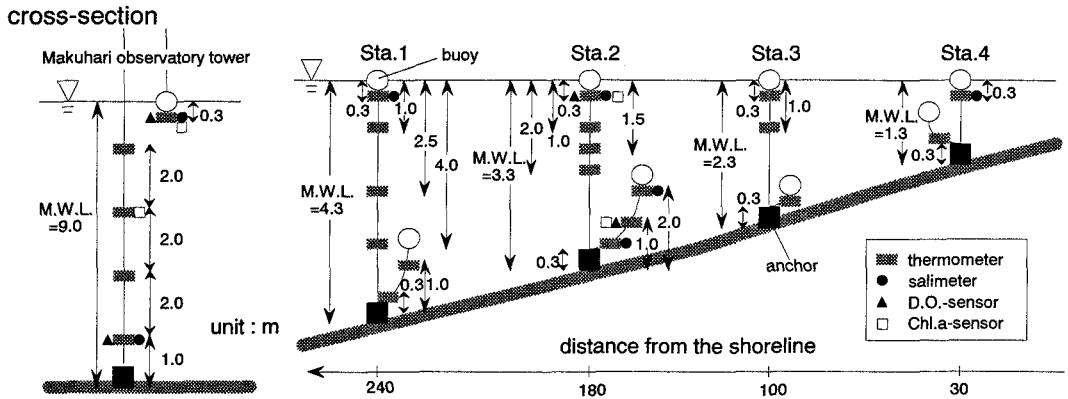


Fig.3 Location of observation stations and sensors (July 1<sup>st</sup> ~ August 14<sup>th</sup>, 1996).  
Left : Makuhari observatory tower for offshore data, right : Inage beach).

Table-1 Measuring instruments of field experiments.

Instruments	name of sensors	sampling interval
thermometer	<sup>1</sup> MDS-T	10min.
salimeter	<sup>1</sup> MDS-CT	10min.
current meter	<sup>1</sup> ACM-8M	0.5s.
Chl.a-sensor	<sup>1</sup> ACL11-8M or <sup>1</sup> ACL134-8M	10min.
D.O.-sensor	<sup>2</sup> MDO-1	20min.
wave-gage, current meter	<sup>3</sup> WAVEHUNTER	0.5s.

(\*)1:アレック電子, 2:三洋測器, 3:アイオーテック

150m 沖)での平均水深は約 3.5m である。周辺の主要な河川として花見川の河口が北西方向約 2km に位置にある。

観測地点の水深は、最大でも 4~5m 程度であるのに対して、潮位変動が大潮時で概ね 2m であることから、水表面付近では測定したい水深の位置にセンサーをそれぞれ係留し、海底側の測点は海底からの距離が固定されるように、先端に小型フローティングブイをつけたステンレスワイヤーに設置した。

95 年観測では、Fig.2 のように、突堤から 100m 離れた岸沖断面内の 5 点にブイを設置し、メモリー式水温計を 4 点に、DO メーター、クロロフィル a(以下、Chl.a と記す)量計を 1 点(Sta.3)に係留した。また、Sta.3 および最も沖側の測点である Sta.6 の 2 地点の海底に波高・流速計を設置し、連続観測を行った。水温計は水深に応じて、ブイ 1 個につき鉛直方向に 1~3 点配置した。その際、水表面から 2 点は水深 30、150cm の位置にそれぞれ係留し、最も海底側の 1 点は海底より 30cm の位置に固定されるよう

に設置した。DO メーター・Chl.a 量計は、水表面から 50cm の位置に係留した。また、突堤から 200m 離れた地点に表層水温観測点 (Fig.2 中では「reference point」と表記) を設け、現象の沿岸方向変動特性を調査したが、水温変動パターンは Sta.5 表層とほぼ同一であり、水温センサーの公称精度 ( $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ ) 程度の僅かな差しか測定されなかった。沿岸方向変動特性は当然考慮すべき項目ではあるが、観測機材の数的制約および沿岸方向の水温差が小さかったことから、本論文では岸沖方向の変動が現象を相対的に大きく支配するものと考え、岸沖断面 2 次元性を仮定した解析を行うこととした。

95 年観測期間中、観測地点に近い千葉測候所でまとまった降雨が記録されたのは、8/10・8/11・8/22 の夕方のみであり、晴天が続き、連続熱帯夜が新記録を更新するなど、記録的な猛暑であった。

96 年観測では、Fig.3 のように、突堤から 100m 離れた岸沖断面内の 4 点にブイを設置し、メモリー式水温計を 12 点に、メモリー式塩分水温計を 5 点に、DO メーター、Chl.a 量計を 2 点(Sta.2 の表層および底層)に係留した。また、沖との関係を把握するために、距岸約 1.5km (北緯 140 度 01 分 35 秒、東経 35 度 36 分 28 秒) に位置する幕張波浪観測塔 (水深約 9m) に設置された水温計 3 台・塩分水温計 2 台・DO 計 2 台・Chl.a 量計 2 台によって東工大・八木らを中心として連続測定されたデータ<sup>15)</sup>の一部を使用した。それぞれの機器の測定水深は Fig.3 に示す通りである。また、各観測機材の型番、サンプリング間隔などは Table-1 の通りであり、全ての測器にはメモリーパックが内蔵され、自動的にデー

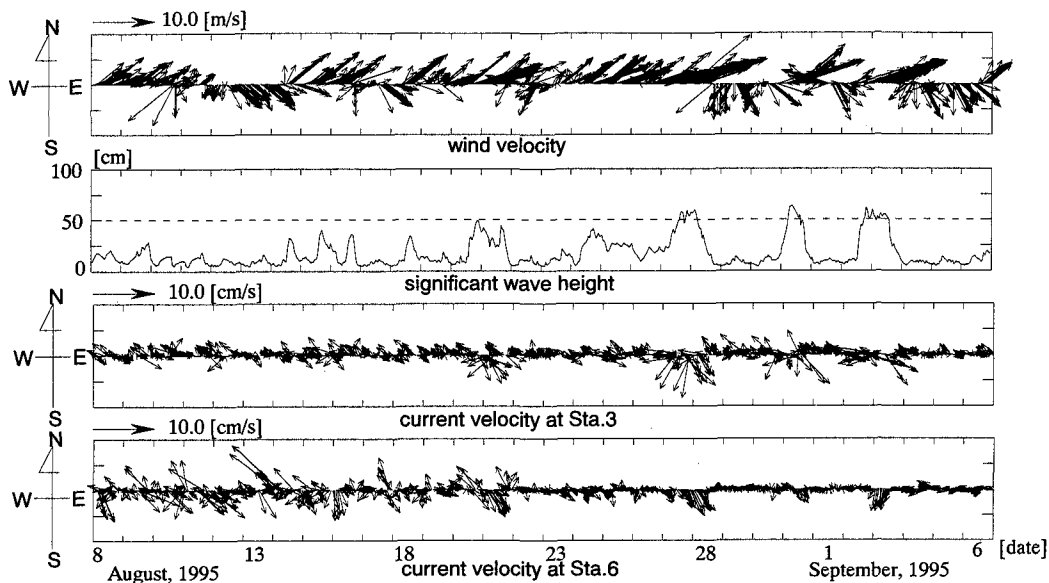


Fig.4 Time series of wind velocity vectors, significant wave heights and current velocity vectors.

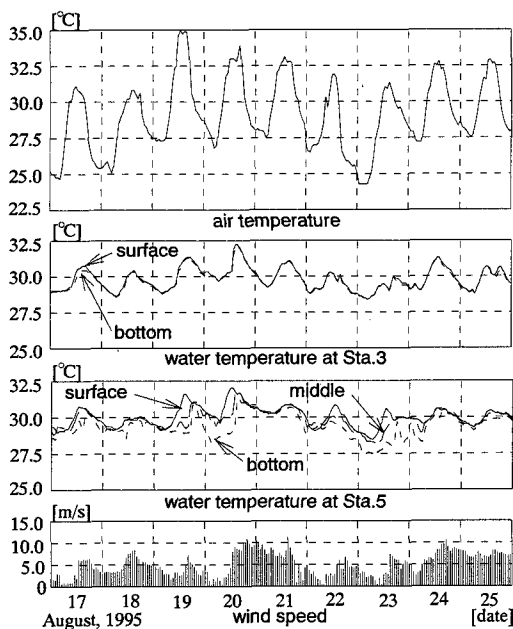


Fig.5 Time variations of air temperature, water temperature at Sta.3 & 5 and wind speed.

夕を収集している。

千葉測候所における気象データによれば、96年観測の期間は、95年観測期間と比較して全般的に気温が低く、観測前半は梅雨明け前であるため7/5、

7/7~7/10にかけて降雨があり、特に7/10は集中豪雨であった。7月後半以降は梅雨明け後であり、比較的気温が高く、降水量も極めて少なかった。また、全体的な風速レベルは96年の方がやや高かった。

### 3. 観測結果(95年観測)

#### (1) 海水流動特性

Fig.4に千葉港港湾事務所観測塔で測定された風向・風速、有義波高、およびSta.3とSta.6の海底から約60cmの高さでの1時間平均流速を示す。観測期間中前半は、風が弱く、有義波高も50cm以下と小さいが、後半は前半と比較して風が強い時期があり、有義波高も最大で50cmを超えている。しかしながら、一時間平均流速が5.0cm/sを超える流速はほとんど記録されておらず、観測地点は波高が小さく流動が非常に抑えられた水域であったと言える。

#### (2) 水温変動特性

気温、Sta.3、Sta.5の各水深での水温、および風速の時系列をFig.5に示す。これを見ると、水温は気温と同様に明確な日周変動パターンを示していることが分かる。水温が一日周期で変動する外因として日射、気温等が考えられる。しかしながら、4-(1)-c)で詳しく考察するように、海水温を直接変動させる主たる要因は気温ではなく日射であることから、本観測を実施した内湾性極浅海域の水温変動に対して、日射が本質的に重要な役割を果たしている

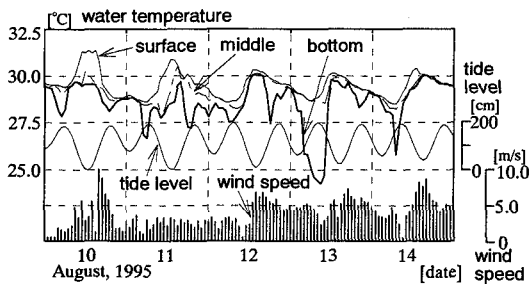


Fig.6 Water temperatures, tide level and wind speed.

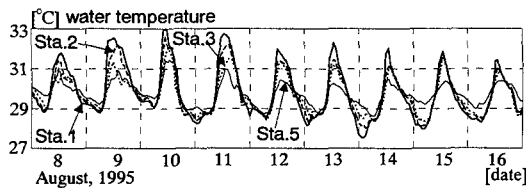


Fig.7 Water temperatures at surface layer of Sta.1,2,3 and 5.

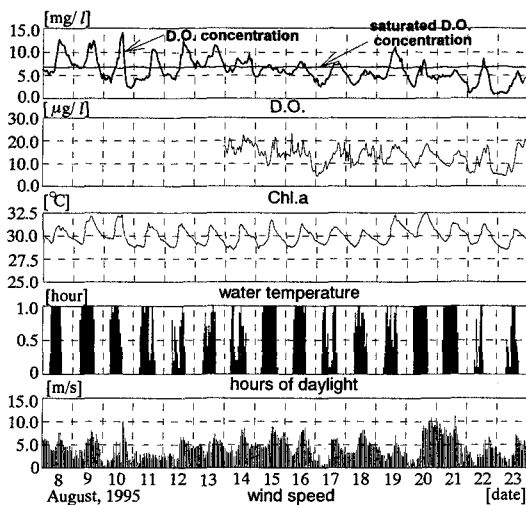


Fig.8 Time series of D.O., Chl.a, water temperature, hours of daylight and wind speed.

ことが分かる。

次に水温の鉛直構造に着目すると、Sta.3 では、観測期間中のほとんどの期間で表層と底層の水温が一致しているが、Sta.5 では多くの期間で各層間に水温差が生じている。これは、Sta.5 において、温度成層が形成・崩壊を頻繁に繰り返していることを示すものである。さらに Sta.5 の水温と風速との関

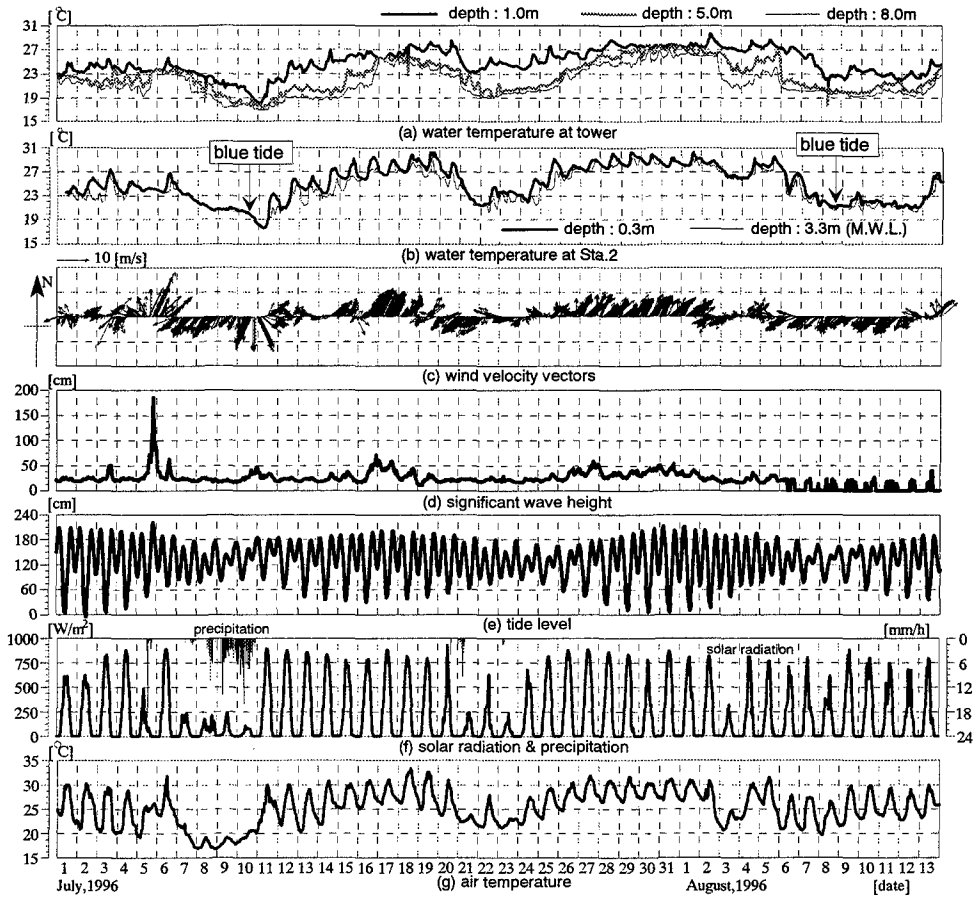
係に着目すると、成層の形成は風速が非常に小さい時に限られており、8/21~8/24 にみられるように風速 5m/s に満たない時期が続くと、次第に成層が発達して各層の水温差が大きくなる。しかし、風速が 7m/s を超える期間(8/20, 8/24)では成層が一気に崩壊し、表層水温の変動振幅も減少する。これは、観測期間中にしばしば見られたパターンである。

また、Fig.6 に示している期間では、潮位の上昇に対応して、Sta.5 の底層水温が著しく低下している様子が示されている。これは、この時期が大潮(8/11)を挟んでおり、他の期間と比較して潮位振幅が大きく、数日間の微風状態で発達した沖の温度躍層下の低温の海水が、潮汐によって満潮ごとに観測地点の底層部に貫入していることによるものと考えられる。この水域では一般に、数日間発達した躍層下の海水は貧酸素であるものの栄養塩濃度が高い水塊であることが知られている(例えば、鎌谷<sup>16)</sup>)。そのため、このような底層水の貫入によって、もともと溶存酸素量が大きく生物生産が活発な極浅海域に、沖から栄養塩が供給されるメカニズムが存在するものと推察される。

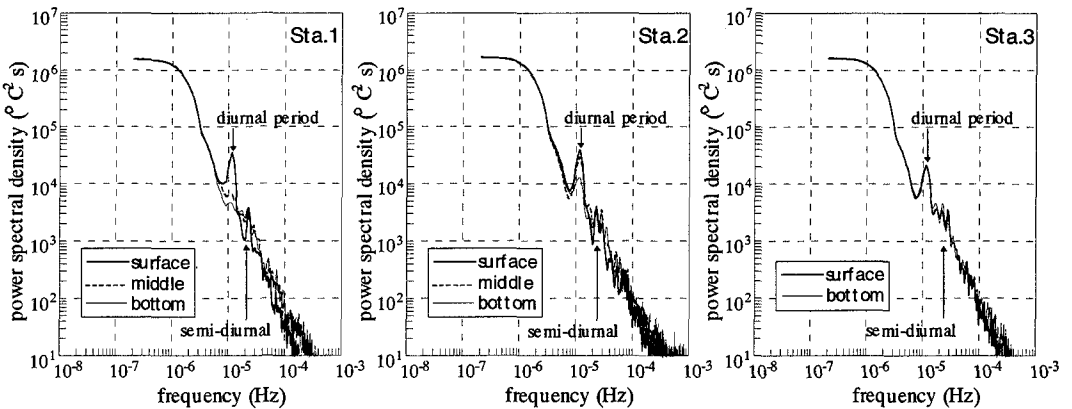
次に、岸沖断面内の 4 点での表層水温の時系列を示す(Fig.7)。これを見ると、岸沖方向の水温構造は、日周変動の振幅が汀線側の水温ほど大きく、昼間汀線側のほうがより高温であるのに対し、夜間には逆転して沖側の水温がより高い値を示す傾向にあることが分かる。この原因の一つとして、水深差に直接対応する熱容量の差により、浅い領域ほど日射の影響を強く受けることが考えられる。しかしながら、観測海域の熱構造に対しては、日射の作用による鉛直一次元的な熱バランスに加えて、水平移流に伴う熱供給も重要な役割を果たしているものと考えられる。この水深毎の水温変動特性の相違については、96 年観測データを対象に、4-(1-d),e)において詳しく検討する。

### (3) DO, Chl.a 量の変動特性

Fig.8 に Sta.3(水面下 50cm)での DO, Chl.a, および千葉測候所において測定された 1 時間内の日照時間と風速の時系列を示す。前述した水温と同様に、DO, Chl.a 量ともに昼間高く、夜間低い日周変動パターンを示している。DO 値は、飽和度で表現すると、例えば 8/8~8/10 では日最低値として 50%以下、最高値で 200%以上であり、きわめて激しい日内変動を記録している。また、昼間のピーク値が高い日ほど夜間に著しく減少する傾向にあり、植物プランクトンが昼間光合成を、夜間酸素消費を活発に行っていることを示しているものと推察される。それに



**Fig.9** Time series of (a) water temperature at the observatory tower, (b) water temperature at Sta.2, (c) wind velocity vectors at the tower, (d) significant wave height at the tower, (e) tide level at the tower, (f) solar radiation and precipitation in Chiba city and (g) air temperature in Chiba city.



**Fig.10** Power spectra of water temperature fluctuation at several points of Sta.1~3; “middle” layers of Sta.1 and 2 denote the points 2.0m and 1.5m below the water surface respectively.

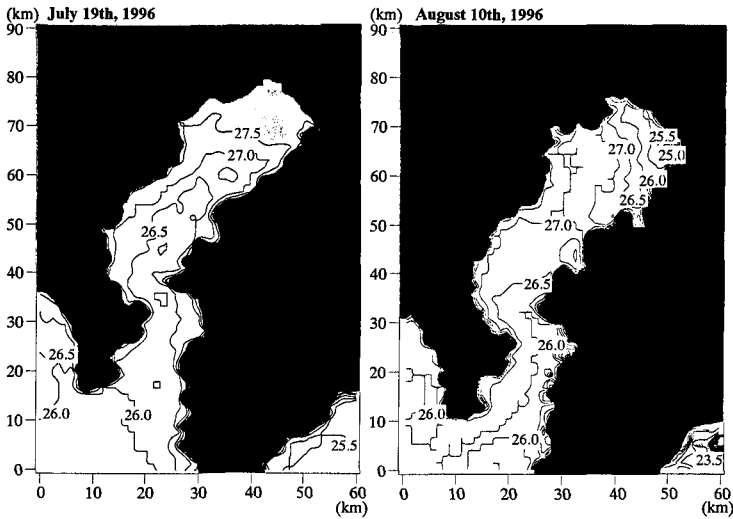


Fig.11 Spatial distributions of sea surface temperature. (NOAA-AVHRR, around noon of July 19<sup>th</sup> and August 10<sup>th</sup>, 1996)

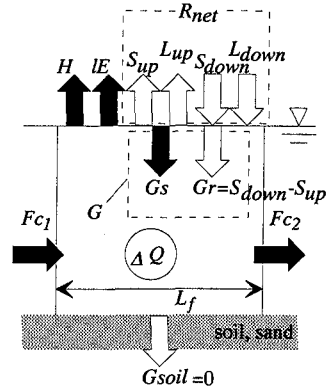


Fig.12 Conceptual illustration of the heat fluxes for heat budget analysis.

対し、8/15、8/16、8/21 等では、日照時間は他の時期よりも比較的多く、日射量が大きかったと考えられる期間であるにも関わらず、DO 値の日周変動幅が小さい。この期間は風速が比較的大きい期間であることから、光合成活動等によって酸素が十分に供給された表層付近の海水が、風応力に伴う鉛直混合によって DO 値の低い底層部水塊と混合した結果、表層 DO 値が相対的に低下したことを示すものと考えられる。

一方、Chl.a 量も同様に非常に大きな振幅で日周変動しており、そのピーク値は  $20\mu\text{g/l}$  に達している。外洋性水域である茨城県鹿島灘沿岸域において本観測とほぼ同時期に行われた観測では、 $1\sim 2\mu\text{g/l}$  で推移すると報告されている(八木ら<sup>17)</sup>)ことから、この水域での Chl.a 量はかなり多く、その日内変動も激しかったものと推察される。Chl.a 量の日周変動は、繁殖・死滅・捕食などの生物活動によるプランクトン生息密度の日周変化で説明されると考えられるが、遊泳力を有する渦鞭毛藻類等が場の優占種である場合、植物プランクトンの日周期での鉛直方向移動で説明されることもある(例えば、宗影ら<sup>18)</sup>)。しかし、95 年観測ではプランクトン種や Chl.a の鉛直分布等は測定していないため、Chl.a の日周変動の原因を特定することはできない。

#### 4. 観測結果(96 年観測)

##### (1) 水温変動特性

##### a) 観測期間中の全体的な傾向

Fig.9 に観測期間を通じた(a)幕張観測塔での水温、(b)Sta.2 での水温、(c)風速ベクトル(但し、風向は 16 方位で収録されている)、(d)有義波高、(e)潮位、(f)全天日射量と降水量、(g)気温の時系列を示す。Fig.9(b)中には千葉県水質保全研究所により青潮発生が確認された日を併せて表示している。さらに、Fig.10 に水温変動の周波数特性を見るためにスペクトル解析を行った結果を示す。まず、Fig.9(b)より、7/11、7/23、8/12 頃に最低値を取るような、周期 2 週間程度の長周期の水温変動が存在していることが分かる。さらに、この長周期変動の上に日周変動パターンが重なっている。これに対応して Fig.10 では、24 時間付近の日周成分に明確なピークがあり、さらに低周波数領域(以下、「長周期成分」と呼ぶ)にも大きなエネルギーが含まれていることが分かる。このうち日周成分について見てみると、沖側に位置する Sta.1 においては、表層では日周成分が卓越するものの、中層や底層では明瞭なピークは存在しない。また、より岸側の Sta.3 では、底層でも日周変動成分が強く、表層のピークとほぼ同レベルになっている。つまり、岸近くのより浅い水域では鉛直方向の水温構造に差が生じにくく、かなり一様化していることが分かる。一方、長周期成分は、

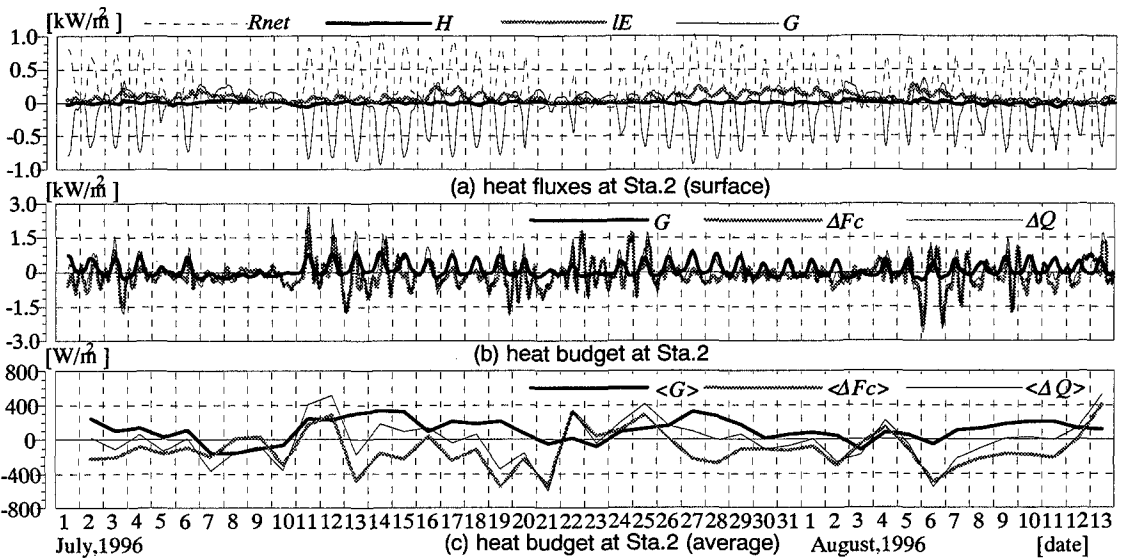


Fig.13 Time series of (a) heat fluxes at water surface, (b) total heat flux through the water surface,  $G$ , heat storage flux due to the change in the water temperature and the water volume,  $\Delta Q$ , and horizontal advective heat flux,  $\Delta F_c$ , (c) 24-hours averaged values of  $G$ ,  $\Delta Q$  and  $\Delta F_c$ , indicated with brackets  $\langle \rangle$ .

Sta.1-3 とともに表層と底層の差がほとんど現れておらず、全水深にわたる変動現象であることが理解される。以下では、これらの水温変動の長周期成分と日周成分について、それぞれ詳しく考察する。

#### b) 長周期変動の成因

Fig.9 を見ると、水温の長周期変動は、風や日射などの気象データの長期トレンドと一致していることが分かる。風との関係に着目すると、南西風（岸向き風）連吹時は風速レベルが高ければ日成層の発達は見られなくなるものの、全体的な水温変動レベルは上昇する傾向にあり、逆に北東風連吹時には水温レベルが低下している。

ここで、7/19 および 8/10 の正午付近の NOAA-AVHRR データ<sup>19)</sup>による東京湾全体の表面水温分布コンターを Fig.11 に示す。弱い南西風が卓越し、成層状態にある 7/19 では湾奥に高温領域が形成されるとともに、神奈川側が千葉木更津側より相対的に高温となっている。また、等温線は等深線にほぼ平行になっている。このような傾向は、東京湾における夏期の典型的な水温分布（例えば、宇野木・岸野<sup>4)</sup>）と同様のパターンである。これに対して北東風（沖向き風）が連吹している時期である 8/10 では、船橋から本観測海域近傍の湾奥部千葉港周辺にかけて水温が著しく低下していることから、この時期に沿岸湧昇が生じていたことが分かる。また、後に示す Fig.18(a)から、7/11, 7/23, 8/12 頃の観測海域の溶存

酸素量はほぼゼロとなっており、同時に水温レベルが急激に低下している (Fig.9(a),(b)) ことなどから、長周期の水温変動が風に対応した沿岸湧昇に対応していることが分かる。なお、水温の長周期変動と、他の気象データとの関連については、4-(1)-d) で検討する。

#### c) 日周変動の成因

日周変動の要因としてまず、日射量、気温等の気象条件が考えられるが、これらが水温変動に及ぼす影響について考察するため、海表面における熱フラックスの収支を計算した。解析に関わる各フラックス成分の定義を Fig.12 に示す。まず、海表面での熱フラックスの収支式は一般に以下のように表される。

$$Rnet = H + IE + G \quad (1)$$

ここに、 $Rnet$ : 純放射量,  $H$ : 海表面から大気への顕熱フラックス,  $IE$ : 潜熱フラックス,  $G$ : 海中へ伝達される熱フラックスであり、貯熱量とも呼ばれ、水中に貯えられていく熱フラックスである。 $G$  は、乱流拡散等により海表面から水中へ輸送される海中顕熱フラックス  $G_s$  と、 $Rnet$  の一部が水中に透過し吸収されることにより熱に変換されるフラックス  $G_r$  の 2 つの成分から構成されている（つまり、 $G = G_s + G_r$ ）。通常、海表皮層では長波放射のみが吸



取され、短波放射は水中に透過されるものと考えて良いので(例えば、近藤<sup>20)</sup>),  $G_r$  は以下のように表される。

$$G_r = S_{down} - S_{up} \quad (2)$$

一方,  $R_{net}$  は式(3)~(5)のように表される。

$$R_{net} = S_{down} - S_{up} + L_{down} - L_{up} \quad (3)$$

$$L_{up} = \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (4)$$

$$S_{up} = \alpha S_{down} \quad (5)$$

ここで,  $S_{down}$ : 日射量,  $S_{up}$ : 海表面からの反射短波放射量,  $L_{down}$ : 大気放射量,  $L_{up}$ : 海表面からの射出長波放射量,  $\varepsilon$ : 海表面の射出率,  $\sigma$ : Stefan-Boltzmann 定数,  $T_s$ : 海表面温度(表層水温を用いる),  $\alpha$ : 海表面の albedo である。  $S_{down}$  は近接する幕張海岸における実測値を,  $L_{down}$  は気温と雲量を用いた推定値<sup>20)</sup>を使用し,  $H$  と  $IE$  は大気の安定度を考慮した Monin-Obukhov 相似則により評価する(例えば、灘岡ら<sup>21)</sup>参照)。また,  $G_s$  は熱収支式(1), (2)の残差として算出する。なお, 海底面を通じて出入りする熱フラックス  $G_{soil}$ , 水塊水温の上昇・下降を表す貯熱フラックス  $\Delta Q$ , 水平移流による熱フラックス  $\Delta Fc$  については次節で定義する。

Sta.2 における観測値を用いて, 以上のようにして計算された海表面における各フラックスの時系列を Fig.13(a)に示す。ただし,  $G$  は海中へ伝わる方向を負値として示している。浅海域での海表面熱収支では, 日射や大気放射などによる純放射量  $R_{net}$  が突出して大きいものの, 大気中への顕熱  $H$  は日中に負値を取り, しかもその絶対値はかなり小さいことが分かる。同時に海表面からの水蒸気供給により潜熱  $IE$  は  $H$  と比較すると日中に大きな値を示すものの,  $R_{net}$  と比較するとかなり低い値である。その結果, 海中へ伝達される熱フラックス  $G$  が相対的に大きくなることで海表面の熱収支バランスが保たれているものと考えられる。そのため, 海表面を通じて供給される熱フラックスは  $H$  や  $IE$  に関係する気温, 湿度等ではなく, 日射量に大きく支配されていることが分かる。ただし, 水温の日周変動を支配する別の要因として, 水平移流による熱輸送も考えられる。そこで, それについて次節で検討する。

#### d) 水温変動への水平移流フラックスの効果

水温変動に対する水平移流による熱フラックスの

寄与を評価することを試みる。まず, 海底面を通じて出入りする熱フラックス  $G_{soil}$  を無視できる ( $G_{soil}=0$ ) と仮定すれば, 水塊温度の増減効果を現わす貯熱フラックス  $\Delta Q$  は, 水表面から鉛直一次元的に与えられる  $G$ , および水平方向の移流に伴う熱フラックスの収支  $\Delta Fc$  の和として表現される。ここで, 各熱フラックスは以下のように定義される。

$$\Delta Q = \int_0^{h+\eta} \frac{\partial(\rho_0 C_p T_w)}{\partial t} dz \quad (6)$$

$$\Delta Fc = \frac{Fc_1 - Fc_2}{L_f} \quad (7)$$

$$= \frac{\rho_0 C_p}{L_f} \left( \int_0^{h+\eta} u T_w dz \Big|_1 - \int_0^{h+\eta} u T_w dz \Big|_2 \right)$$

$$\Delta Q = G + \Delta Fc \quad (8)$$

ここに,  $h$ : 平均水深,  $\eta$ : 水位変動,  $\rho_0$ : 海水密度,  $C_p$ : 海水の定圧比熱,  $T_w$ : 水温,  $z$ : 海底面から上向きに取った鉛直座標,  $t$ : 時間,  $L_f$ : 検査断面間の水平距離,  $u$ : 水平流速, である。  $\Delta Q$  は水温の観測値を用いて算定し,  $\Delta Fc$  の算定に必要な 2 地点での流速の鉛直分布データがないため, ここでは  $\Delta Fc$  を式(8)の残差として求める。それゆえ,  $\Delta Fc$  は流向を定義できないスカラー量であり, その正負は単位底面積の水柱を通過する水平移流熱フラックスが水柱を加熱, 冷却する効果を表すことになる。

これらの各成分の時系列を Fig.13(b)に示す。水塊水温の時々刻々の増減を表す貯熱フラックス  $\Delta Q$  には, 上で定義した  $\Delta Fc$  と, 日射等による海表面からの熱供給を表す  $G$  とが同程度のオーダーで寄与していることが分かる。しかしながら, 岸向き風が連吹する 7/11~7/16 に見られるように,  $G$  よりもむしろ  $\Delta Fc$  の方が卓越する期間が多くなっている。このことから, 岸側極浅海域水温の短周期変動には水平移流がかなり大きく関与している可能性が高いことが分かる。

また, 上記の各フラックスが長周期水温変動に及ぼす影響を見るべく, 日平均値を計算した (Fig.13(c)), 日平均値にはそれぞれ  $\langle \rangle$  を付している。水塊水温の長周期の増減を表す  $\langle \Delta Q \rangle$  には,  $\langle G \rangle$  と  $\langle \Delta Fc \rangle$  とが同程度のオーダーで寄与していることが分かる。  $\langle G \rangle$  は主に日射の長周期変動を反映しており,  $\langle \Delta Fc \rangle$  は沿岸湧昇などの移流効果を表していることから, 長周期の水温変動は水平移流だけ

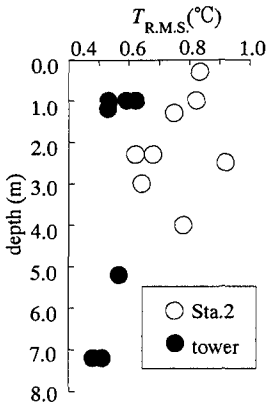


Fig.14 Vertical profiles of root-mean-square values of water temperature fluctuation ( $T_{R.M.S.}$ ) at Sta.2 and the observatory tower.

ではなく、日射量の長周期変動にも大きく依存していることが分かる。

これらの熱の水平移流フラックスの変動特性に関しては、沖側観測塔での値との比較を通じて次節において考察する。

#### e) 極浅海域特有の水温変動特性について

次に、沖側の幕張観測塔（水深約 9m）での水温データとの比較などを通して、海一陸境界部としての極浅海域特有の熱特性を抽出することを試みる。まず、Fig.9(a)と(b)を見ると、沖側では底層付近の水温がかなり低く、温度成層が岸側極浅海域よりも明確に形成され、温度躍層が概ね海表面から 1.0~5.0m の水深に存在している。一方、浅海域では全層的にほぼ様な水温構造になっていることから、海岸近くの極浅海域では沖に比べて水塊の鉛直混合が顕著であることが分かる。また、沖における水温の長周期変動に着目すると、7/11~7/19、7/25~8/1等の成層発達期では極浅海域での測定値よりもやや低く、逆に北東風（沖向き風）に伴う湧昇期(7/7~7/10、8/6~8/12等)ではやや高い水温レベルになっている。さらに日周変動振幅を見てみると、表層付近では沖側の方が振幅が小さい期間が多いことが分かる。

そこで、この日周変動振幅の特徴をより詳しく調べてみるために、沖と岸における水深毎の日周以下の水温変動成分の R.M.S.値を求めて比較した。Fig.14がその結果であるが、これから、R.M.S.値は沖側では概ね 0.5~0.6[°C]であるものの、岸側では 0.6~0.9[°C]程度であり、岸における一日程度以下の時間スケールでの変動レベルが沖側と比較してかなり

大きいことが分かる。

以上の長周期および日周期での変動特性の差異の原因を理解するために、4-(1)-d)と同様にして沖側の幕張観測塔での $\Delta Fc$ とその日平均値 $\langle \Delta Fc \rangle$ を求め、先の Sta.2 の結果と比較する形で Fig.15(a)と(b)に示した。ただし、水平移流フラックスの大小の比較に際して、水深差の影響を排除するため、ここでは水深で割って、単位水深当り（すなわち単位体積当り）の値として表示している。これらを見ると、瞬間値、日平均値ともに、沖側と比較して岸側極浅海域の方が水平移流による熱輸送の影響をより強く受けていることが分かる。このことは、極浅海域では水平移流による熱輸送量が相対的に大きいため、沖側よりも水温の変動振幅が大きくなることを示している。 $\Delta Fc$ の変動パターンとしては、日中に正值、夜間に負値を取ることが多く、逆に長周期変動成分を表す $\langle \Delta Fc \rangle$ は全期間を通じて負値を取ることが多い。

ここで、Fig.15(a)の $\Delta Fc$ に対してパワースペクトル密度を求めた結果を Fig.16 に示す。Fig.16 から、浅海域 Sta.2 の方が沖側観測塔と比較して半日周期程度以上の長周期変動振幅が大きく、しかも日周期と半日周期に明確なピークが出現していることが分かる。つまり、Fig.10 に示したように、水温変動スペクトルにおける半日周期のピークは不明瞭であったが、水平移流熱フラックス $\Delta Fc$ の生成には半日周期の変動成分が重要な役割を果たしている。この $\Delta Fc$ の日周、半日周変動を引き起こす原因として日周潮、半日周潮がまず考えられる。すなわち、潮汐に伴って、岸近くの水塊が水温構造をほぼ維持したまま水塊ごと移動する効果を水平移流フラックスとして感知しているものと思われる。また、岸側極浅海域では岸の存在に伴う流れの遮蔽効果により、岸向き風時には、日射の作用に伴い昼間は暖かく、夜間は冷たい沖側表層水が吹き寄せられることによって、 $\Delta Fc$ が日中に正、夜間に負値を取るものと考えられる。また、沖向き風時には、観測地点よりもさらに岸側からの影響を受けるものの、底層からの冷水塊の湧昇が支配的となるため、 $\Delta Fc$ は負になりやすい。これらの現象が重なって、 $\Delta Fc$ の変動パターンが決定されているものと推察される。

一方、水温の長周期変動に関わる $\langle \Delta Fc \rangle$ の正負についても同様に、岸向き風連吹時には表層水の吹き寄せ効果によって正、沖向き風時には湧昇に伴って負となるものと考えられる。しかしながら、7/26~8/2のように岸向き風であるにも関わらず、 $\langle \Delta Fc \rangle$ が負となる期間がしばしば見られるが、その原因の一つとして地形性貯熱効果に起因する密度流の存在が考えられる。Fig.15(b)において湧昇時以外で $\langle \Delta Fc \rangle$

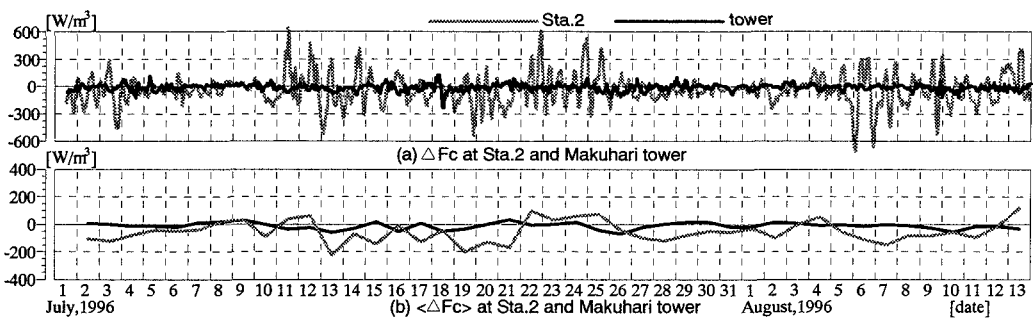


Fig.15 Time variations of (a) horizontal advective heat flux  $\Delta F_c$  and (b) 24-hours averaged values of  $\Delta F_c$  (shown as  $\langle \Delta F_c \rangle$ ) for unit water volume at Sta.2 and the observatory tower.

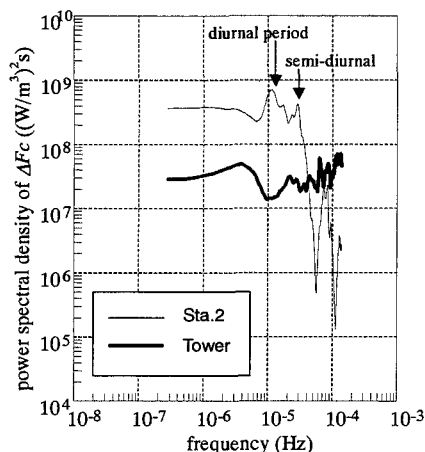


Fig.16 Power spectra of the fluctuations of  $\Delta F_c$  at Sta.2 and the observatory tower.

が負となる期間 (7/2~7/7, 7/13~7/19, 7/26~8/2) では, Fig.9(c)の風速ベクトルから分かるように沖向き風である南西風が比較的穏やかに連吹していた好天期であり, そのため, Fig.13(a)に見られるように  $G$  が相対的に大きく, 海表面から強く加熱されていた. その結果, 水深差に対応する熱容量差によって水温の水平偏差が強化され, 表層では浅海域から沖へ, 底層では深い方から岸へ向かう密度流が顕在化していた可能性が考えられる. しかし, 本観測では十分なデータがないため, その詳細をこれ以上議論することはできない.

なお, 海岸付近の極浅海域では, Fig.14 で見たように, 水温の日周変動振幅が全水深でほぼ一様になるが, これも, 吹き寄せ効果によって沖側表層で形

成された暖水塊が岸へ移流された結果, 等温線が岸に向かって前傾化し, 比較的水温が近い水塊が全水深を覆う形になることがその原因の一つと考えられる. このことは, 岸近くでは風による流れが鉛直循環流的になって, 水塊が一様化されやすいことが原因, ということもできる.

このように, 岸側極浅海域では, 海岸線という明確な幾何学的境界条件の存在により, 熱量の吹き寄せ効果や, 底層水の湧昇などが生じるとともに, 熱的構造が一様化されやすいという特徴が存在する.

## (2) 塩分変動特性

### a) 極浅海域(Sta.2)における塩分変動

Fig.17(a)に Sta.2 における表層, 中層, 底層塩分の時系列を示す. Sta.2 では岸向き風である南西風が卓越する 7/13~7/18 頃に塩分成層が徐々に形成され, 風向が反転して北東風が連吹する 7/19~7/24 にかけて徐々に成層が崩壊している. その他の期間では際立った塩分成層は見られず, 鉛直方向に強く混合されていることが分かる. また, 7/11 や 7/25 では塩分が全体的に急減し, 8/5~8/6 では急増している. このうち, 塩分の急減期は多少の時間遅れがあるものの, 降雨 (Fig.9(f)) 直後の期間にほぼ対応しており, 降雨やそれに伴う河川流出 (調布堰における多摩川流量データから, 7/9, 7/21 に顕著なピーク流量が出ていたことが明らかとなっている) に起因して淡水流入が起こった結果, 塩分が急減したものと考えられる. 同時に, 急減期間は沿岸湧昇の末期に, 急増期間は湧昇の初期にほぼ一致していることから, 風向反転に伴う密度躍層の通過を表しているものと考えられる. すなわち, 塩分の急減は, 淡水流入の影響により低密度となった沖側表層水塊が,

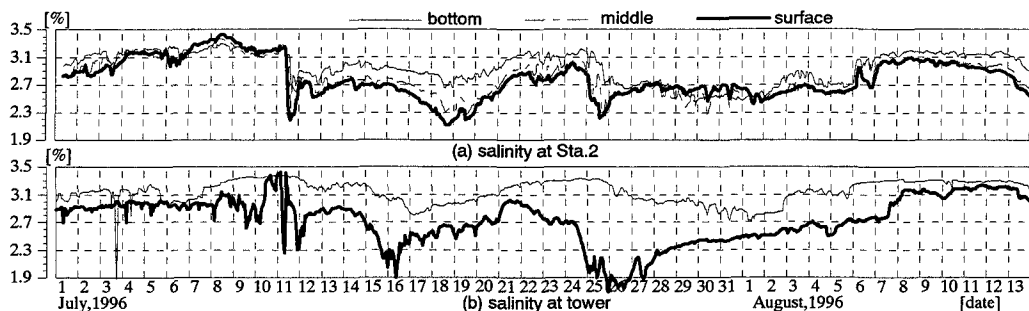


Fig.17 Time series of salinity at (a) Sta.2 and (b) the observatory tower.

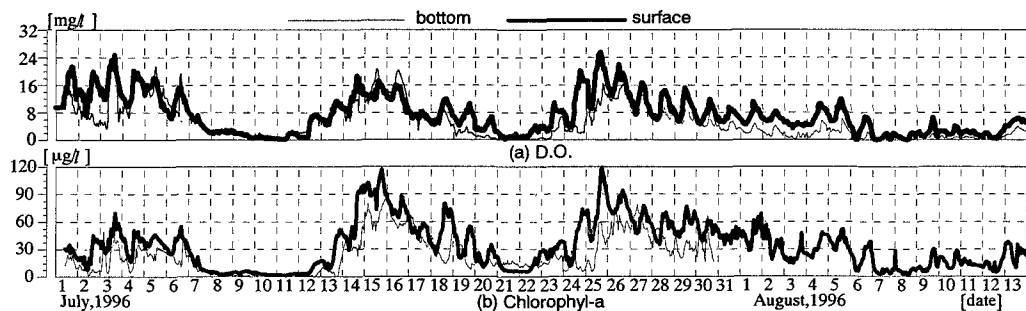


Fig.18 Time series of (a) D.O. and (b) Chl.a at surface and bottom layer of Sta.2.

南西風に伴う岸向きの吹送流によって浅海域まで移流され、躍層のフロントが観測点を通過したことを示している。逆に、塩分の急増は、北東風の吹き出しに伴う底層の高密度水塊の湧昇に対応しているものと推察される。

#### b) 沖側（幕張波浪観測塔）データとの比較

Fig.17(b)は幕張波浪観測塔における表層と底層の塩分の時系列を示している。これを見ると、沖側の塩分には水温と同様に、岸側極浅海域よりも明確な成層構造が形成されていることが分かる。沖側の観測塔では、底層塩分は表層と比較して短周期および長周期の変動成分がともに小さく、観測期間全体を通じてかなり緩やかに変動しているが、表層では特に長周期の塩分変動振幅が大きいが分かる。この大きな長周期変動は、降雨・河川流量のピーク時から数日以内に表層塩分が著しく低下することに対応しており、それに伴って塩分層が発達している。また、この塩分層は岸側での成層と比較して極めて明瞭であるが、これは 4-(1)-e)において水温変動に関して考察したように、沖側での鉛直混合が岸側極浅海域に比べて弱いことが原因であるものと考

えられる。さらに、岸側水塊は沖側よりも平均的に高塩分に保たれていることから、河川を通じた淡水の影響は沖側よりも顕著ではないことが分かる。

#### (3) DO・Chl.a量の変動特性

Sta.2 表層・底層で測定された溶存酸素量 (DO), Chl.a 量を Fig.18 に示す。両者はともに著しい日周期変動および長周期変動をしていると同時に、DO は最大で 25mg/l (飽和度 330%), Chl.a 量は 120µg/l にまで達しており、95 年観測と比較して極めて大きな値を示している。DO, Chl.a 量の時系列データに対してスペクトル解析を行うと (Fig.19), 水温 (Fig.10) と同様に 24 時間付近の日周成分に明確なピークがあり、さらに低周波数領域 (以下、「長周期成分」と呼ぶ) にも大きなエネルギーが含まれていることが分かる。このうち日周期のピークレベルについて見てみると、底層よりも表層の方が高く、表層ほど著しく日周変動していることが分かる。以上のことから、DO・Chl.a 量の変動特性についても水温と同様に、日周期以上の長周期変動と日周変動とに分けて考察を行う。

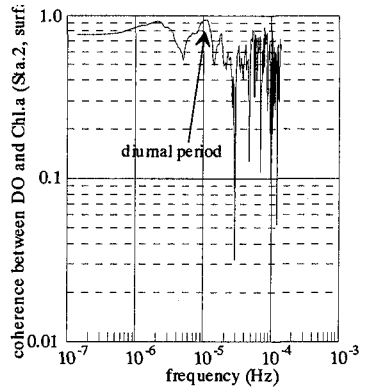
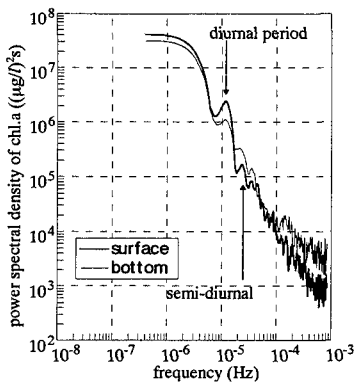
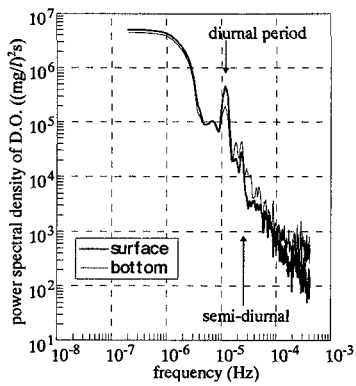
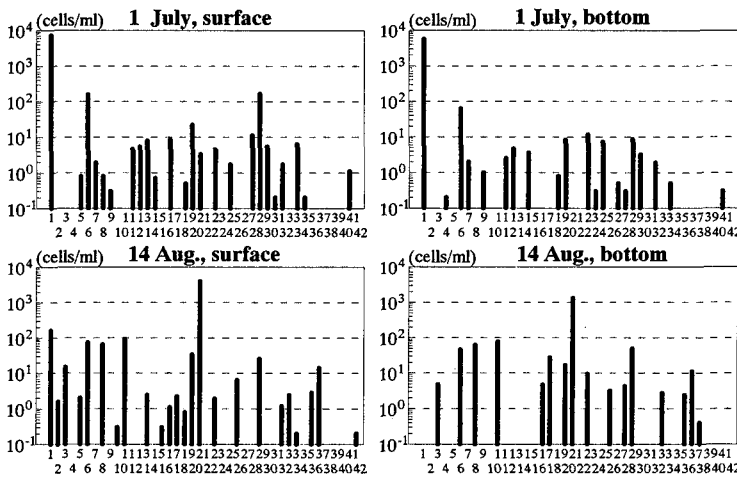


Fig.19 Power spectra of D.O. (left) and Chl.a (right) fluctuations at Sta.2.

Fig.20 Coherence(coh<sup>2</sup>) between D.O. and Chl.a.



黄色植物	渦鞭毛植物
1 <i>Skeletonema costatum</i>	28 <i>Prorocentrum minimum</i>
2 <i>Leptocylindrus danicus</i>	29 <i>Prorocentrum triestinum</i>
3 <i>Leptocylindrus minimus</i>	30 <i>Oxyphysis oxytoxoides</i>
4 <i>Gyrodinium aureolum</i>	31 <i>Noctiluca scintillans</i>
5 <i>Thalassiosira rotula</i>	32 <i>Gymnodinium</i> spp.
6 <i>Thalassiosira</i> spp.	33 <i>Scrippsiella trochoidea</i>
7 <i>Cyclotella</i> spp.	34 <i>Protoperidinium bipes</i>
8 <i>Cocconeidiscus</i> spp.	35 <i>Protoperidinium conicum</i>
9 <i>Actinocyclus senarius</i>	36 <i>Protoperidinium nipponicum</i>
10 <i>Rhizosolenia hebetata</i> f. h	37 <i>Protoperidinium oblongum</i>
11 <i>Rhizosolenia setigera</i>	38 <i>Protoperidinium pallidum</i>
12 <i>Rhizosolenia delicatula</i>	39 <i>Protoperidinium pentagonum</i>
13 <i>Chaetoceros affine</i>	40 <i>Protoperidinium</i> spp.
14 <i>Chaetoceros curvisetum</i>	41 <i>Ceratium furca</i>
15 <i>Chaetoceros lorenzianum</i>	42 <i>Ceratium fissus</i>
16 <i>Chaetoceros debile</i>	
17 <i>Cerataulina dentata</i>	
18 <i>Cerataulina pelagica</i>	
19 <i>Ditylum brightwellii</i>	
20 <i>Eucampia zoodiacus</i>	
21 <i>Neodelphiniscus pelagica</i>	
22 <i>Licmophora abbreviata</i>	
23 <i>Nauclia</i> spp.	
24 <i>Diploneis fusca</i>	
25 <i>Pleurosigma</i> spp.	
26 <i>Nitzschia pungens</i>	
27 <i>Nitzschia</i> spp.	

Fig.21 Numbers of phytoplanktonic cells in unit volume of sea water measured at Sta.2 on July 1st and August 14th, 1996.

a) 長周期変動特性

まず、DOの時系列 (Fig.18(a)) から、7/10、7/21、8/7~8/12 前後の期間で表層、底層共に 0%近くまで低下し、反対に 7/3、7/15、7/25 に最大値を取るような長周期の変動パターンが存在することが分かる。DO が 0%付近まで低下する期間は、北東方向の沖出し風が連吹する期間に対応しており、前述したように沿岸湧昇が生じている期間である。すなわち、沿岸湧昇に伴い沖側底層の貧酸素水塊が沿岸付近に湧昇するため、観測点を含む岸近くの極浅海域が無酸素状態になっていることが分かる。なお、千葉県環境保全局によれば、7/10、8/8 前後の期間で千葉港周辺に青潮が発生したと報告されている。つまり、北東風の連吹に伴う沖側底層の貧酸素水塊の湧昇に

より、岸近くの水塊が強い青潮状態に移行していたことが分かる。また、弱い南東風が吹送する期間では DO 値が著しく上昇し、最大で 330%程度にまで達している。

このように、卓越風向に対応している長周期の DO 変動は水温の長周期変動に概ね追従しているが、一方で、湧昇・沈降により水塊構造が大きく変化する風向反転時には、長周期変動パターンが DO と水温とで若干異なっている。例えば、水温は湧昇後の 7/11 から急激に上昇しているものの (Fig.9(b))、DO は遅れて 7/12 から上昇している。また、DO は 7/16 から再び減少傾向に転じるが、この時、大局的な水温レベルは減少には転じてはならず、やや遅れて 7/20 から水温低下が進行している。このような水温と DO

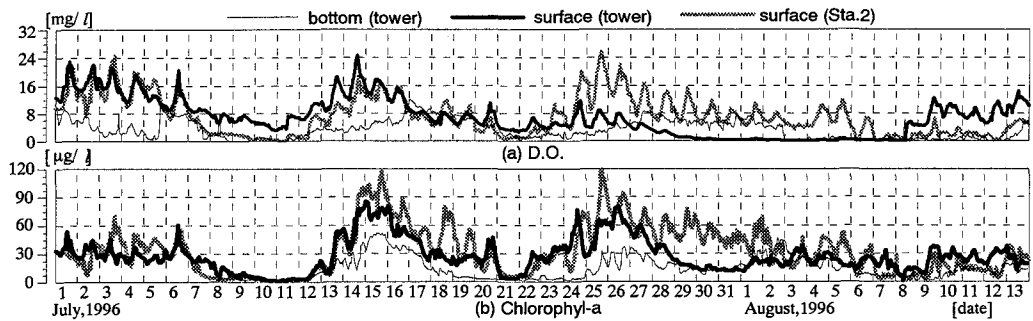


Fig.22 Time variations of (a) D.O. and (b) Chl.a at Sta.2 and the observatory tower.

の長周期変動特性の相違は、7/26 前後の期間でも全く同様の傾向を示している。

一方、Chl.a 量変動(Fig.18(b))は、DO と同様に 95 年観測と比較して観測期間全般を通じて値がかなり高く、95 年では最大で  $20\mu\text{g/l}$  程度であったものが 96 年では最大  $120\mu\text{g/l}$  にまで達している。Chl.a 量が  $50\mu\text{g/l}$  を上回っている状態を便宜的に「赤潮」と定義すると<sup>16)</sup>、7/10、7/21 の湧昇期直後に沿岸域の水塊が著しい赤潮状態に移行していることが分かる。

また、Fig.18 から Chl.a 量の長周期変動パターンは DO の長周期変動パターンとかなり一致していると同時に、DO と同様に水温の長期変動パターンとの相違が認められる。ここで、Sta.2 表層での DO 変動と Chl.a 変動の coherence( $\text{coh}^2$ )を見ると (Fig.20)、各周波数帯で 1.0 に近い高い値を示している。また、周期 24 時間の箇所ですべて高い相関を示しており、日周期から長周期にかけて DO 値と Chl.a 量とに高い相関があることが分かる。一方、DO の時系列 (Fig.18(a))と 幕張波浪観測塔の有義波高データ (Fig.9(d))とに明確な対応関係が見られないことから、曝気・再曝気による溶存酸素量変化はほとんどないものと考えられる。以上のことから、この海域では海水中の DO は Chl.a 量に大きく支配されており、植物プランクトンの個体数の変化に伴って植物プランクトンの光合成および酸素消費により場の DO が変化しているものと考えられる。そこで、この DO と水温の長周期変動パターンの相違に関する原因について、Chl.a 量の変動特性を通じて考察する。

一般に、植物プランクトンの増殖は光、水温、塩分や栄養塩濃度等の環境要因によって決定される<sup>22)</sup>。夏期の日中は光飽和であると考えられ、同時に、Sta.2 における塩分 (Fig.17(a))と Chl.a 量の変動 (Fig.18(b))には明確な対応関係が見られない。すなわち、水温と、Chl.a 量および DO の長周期変動パターンの相

違は、場の水温と栄養塩濃度により植物プランクトンの増殖が制限された結果、以下のように決定されているものと推論される。

北東風 (沖向き風) の連吹により沿岸湧昇が生じ、その後、南西風 (岸向き風) へ風向が反転した時は、沖側躍層下の低 Chl.a 量・貧酸素であるが、富栄養な水塊が沿岸湧昇に伴って汀線付近を中心とした極浅海域に十分に存在している。続いて、この高濃度の栄養塩の存在により活発な生物生産が開始され、赤潮状態になるまで植物プランクトンが大増殖 (ブルーム) する。しかし、風向反転直後は水塊の栄養塩濃度は高いものの、水温が低いことが制限因子となってブルームが遅れる。また、増殖の進行とともに栄養塩が消費される一方で、4-(1)-d) で述べた南西風の連吹に伴う吹き寄せ効果などによって顕著な水温上昇が起こる。そのため、植物プランクトン自身による栄養塩の消費によって栄養塩濃度が低下することが制限因子となるか、または水温上昇が進行し、場の水温が優占種の好適温度を上回る時に植物プランクトンは減少に転じる。

以上のような理由により、水温と Chl.a 量および DO の長周期変動パターンの間に明確な相違が生じたものと考えられる。

#### b) 日周変動特性

次に、95 年観測では特定できなかった Chl.a 量の日周変動の成因について考察するため、観測前期の 7/1 および後期の 8/14 (両日ともに午前 10 時) における植物プランクトンの種類毎の細胞数密度を調べた (Fig.21)。ここでは、現場海水をバンドーン式採水器で 5 l 採水した後、現場においてホルムアルデヒドで固定し、速やかに分析に供した。

7/1 では黄色植物・珪藻類の *Skeletonema costatum* が圧倒的優占種であり、ついで渦鞭毛植物の *Prorocentrum triestinum* が多いものの、その量は単位

体積あたりで *Skeletonema coastatum* の 1/40 以下である。また、8/14 では珪藻の *Neodelphineis pelagica* が唯一の圧倒的最優先種である。渦鞭毛植物では 7/1 同様 *Prorocentrum triestinum* が最も多いが、その量は 48.9cells/ml にとどまっており、珪藻の約 1/80 程度しか存在しない。3-(3)で述べたように、渦鞭毛藻が優占する海域では Chl.a 量の日周変動は植物プランクトンの鉛直移動により説明されることもあるが、珪藻類は遊泳力がないため、Fig.18(b)に見られる Chl.a 量の日周変動は鉛直移動では説明できない。一方、*S. coastatum* のような小型河口域沿岸種では 1 日当たり 3 回強の割合で分裂し<sup>23)</sup>、しかも大増殖期には 24~25 [mgO<sub>2</sub>/mgChl.a/ hour]という著しい光合成能力を示す<sup>24)</sup>。本観測海域では珪藻類が圧倒的に卓越していることから、水温等の生育環境に応じて珪藻植物プランクトンの個体数が日周期で増殖・死滅することにより、Chl.a 量および DO の日周変動が生じているものと推察される。

#### c) 沖側(幕張波浪観測塔)データとの比較

Fig.22 に幕張波浪観測塔の表層・底層、および比較のために極浅海域の観測点 Sta.2 表層における DO・Chl.a 量の時系列を示す。浅海域での測定値と比較して、沖側水域における DO・Chl.a 量とはともに水温や塩分と同様に表層と底層での差が大きく、一方で両者の長周期変動振幅は岸側よりも小さくなっていることが分かる。ここで、7/28 頃から 8/8 にかけて、観測塔での DO が著しく小さい値を示しているが、これはセンサーへの生物付着が原因であるものと考えている。そのため、メンテナンスを実施した 8/8 の午後以降は値が回復している。また、Chl.a 量は極浅海域では最大で約 120 $\mu$ g/l に達しているのに対し、観測塔では 80~90 $\mu$ g/l 程度にしか達していない。一方、沿岸湧昇に伴い青潮が発生した 7/10、8/10 頃には浅海域の表層と底層とはともにほぼ無酸素状態であるのに対し、観測塔では Chl.a 量がほぼ 0 になる 7/11 においても DO は約 4mg/l (飽和度 40%) 程度であり、無酸素水塊の影響は沖側表層付近にまでは十分に達していないことが分かる。但し、湧昇期の沖側底層では無酸素化がかなり進行しており、青潮発生時には DO がほぼゼロとなっている。しかしながら、岸側極浅海域では全層的に無酸素化が進行しており、沖よりも青潮の影響が明瞭な形で現れている。反対に、青潮後のブルーミング時における沖側の全体的な Chl.a 量の変動レベルは浅海域よりも低いことから、青潮後の赤潮の影響もまた、岸側極浅海域の方が強く現れることが分かる。

一方、DO と Chl.a 量の日周変動振幅も岸側極浅海域の方が大きい。Fig.9(c)を見ると、両者の日周

変動振幅が大きい期間(7/1~7/6, 7/13~7/19, 7/24~8/5)は岸向き風である南西風時と対応している。このことから、日射的作用により昼間に Chl.a 量が高く、夜間に低いという変動特性を有する沖側表層水塊が、岸向き風に起因する吹き寄せ効果によって岸向きに移流されるため、岸側極浅海域は沖側よりも昼は高濃度、夜は低濃度になりやすいものと考えられる。同様に、DO 変動は Chl.a 量変動に対応しているため、岸側ほど日周変動振幅が大きくなっている。

また、4-(1)-e)で考察したように、南西風時に地形性貯熱効果に伴う密度流が生じていたとすると、沖側底層の栄養塩濃度の高い水塊が岸側極浅海域に供給されるメカニズムが存在することになるため、沖側表層よりも岸側の方が Chl.a 量が多い原因となっていると考えることもできる。

## 5. 数値シミュレーション

### (1) 数値計算の概要

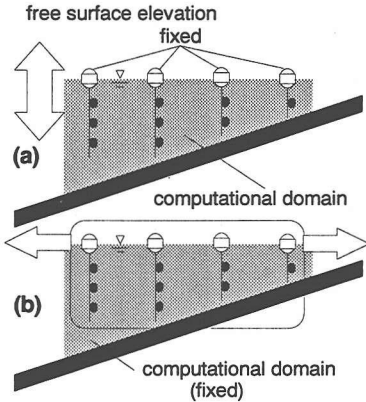
現地観測海域を模擬した数値シミュレーションを通じて、日射による加熱効果と、風に伴う水平移流フラックスが岸側極浅海域の水環境に及ぼす影響を検討した。ただし、ここでは簡単のため生態系モデル等は導入せず、熱環境に関する項目のみに着目した計算を行うこととした。さらに、Chl.a 変動特性や水深を変えることにより外洋や沖側水域を想定した鉛直次元計算を併せて行い、内湾の岸側極浅海域が有する水環境特性を考察することを試みた。

計算の基礎方程式は、静水圧近似の Navier-Stokes 方程式、連続式、熱の移流拡散方程式である。鉛直渦動粘性および鉛直拡散係数の計算には Mellor and Yamada<sup>25)</sup>の closure モデル・レベル 2.5 を、水平渦動粘性係数・水平拡散係数の算出には Smagorinsky モデルタイプのものを用いる 3 次元マルチレベルモデル (POM<sup>26)</sup>) を使用した。

海表面では海表面温度、大気温度、湿度、風速、日射量等を用いて熱収支を計算し、残差として求まる海中顕熱フラックスを熱の移流拡散方程式の海表面境界条件として逐次与えた(灘岡ら<sup>13)</sup>参照)。また、式(8)で表される熱の移流拡散方程式中には右辺第 2 項のように表現される水中への透過日射によるソース項を導入した。透過日射量は式(9)のように表され、式中に現れる水中での日射の消散係数  $\gamma$  は、これを Chl.a 濃度の関数で表す Lee *et al.*<sup>27)</sup>のモデルを参考にして、以下の式(10)のように表した。

**Table-2** Conditions of the numerical experiments.

	depth	station	offshore B.C.	Chl.a( $\mu\text{g/l}$ )
run-1	3.3m	Sta.2	—	measured
run-2	3.3m	Sta.2	—	constant(30)
run-3	3.3m	(ocean)	—	constant(2)
run-4	10.0m	(offshore)	—	measured
run-5	0.5-6m	Sta.1-4	measured	measured



**Fig.23** Illustration of the way to incorporate the effect of tidal fluctuation into the simulation ; (a) by imposing the water surface fluctuation for the fixed sensors, (b) by horizontally translating the sensor system in the fixed water volume.

$$\frac{D\theta}{Dt} = F_{\theta} + \frac{Q_{in}}{\rho_0 C_p} \quad (8)$$

$$Q_{in} = \frac{\partial}{\partial z} \{ (1-\alpha) S_{down} \exp(-\gamma z) \} \quad (9)$$

$$\gamma = 0.03 Chl.a + 0.58 \quad (10)$$

ここで、 $\theta$ : 水温、 $D/Dt$ : 実質微分、 $F_{\theta}$ :  $\theta$ の水平および鉛直拡散項、 $Q_{in}$ : 透過日射量、 $\rho_0$ : 海水の基準密度、 $C_p$ : 海水の定圧比熱、 $\alpha$ : 海表面の albedo (=0.06)、 $\gamma$ : 消散係数 (1/m)、 $Chl.a$ : Chl.a 量 ( $\mu\text{g/l}$ ) である。

計算は 96 年観測の状況を対象とし、最沖部境界での水温分布や計算領域内部の Chl.a 量(空間的に一定)の与え方により計算条件を変えて run-1~5 の 5 ケース行った(Table-2)。まず、run-1~4 では水平方向熱フラックスの移流の影響を考慮しない鉛直一次

元計算を行い、Table-2 に示した水深を 20 層で表現した。run-5 では岸沖方向×水深方向に 40×20mesh を設定した岸沖断面二次元計算を行い、水深方向には  $\theta$ 座標系(水深 0.5~6.0m)を導入し、沖側境界で 96 年観測の Sta.1 における水温測定値の鉛直分布を線形的に内挿して与えた。

また、ここでは潮汐による熱フラックスの水平移流の効果は以下のように取り込んだ。つまり、沖側境界で潮位変動を与える(Fig.23(a))のではなく、計算座標系を潮汐とともに移動する座標系とみなし、各計算時間ステップでの観測点 Sta.1~4 の位置を Lagrange 的に逐次求め、その位置での水温を時系列で表すようにしている(Fig.23(b))。

著者が以前指摘したように<sup>13)</sup>、本研究で対象とする極浅海域では透過日射が海底面に到達する可能性があり、海底面における熱収支を考慮する必要があるが、ここでは簡単に水温に関して開放条件(境界における法線方向の 2 階微分値がゼロ)を用いている。運動量の境界条件は沖側では開放条件、海表面・海底面で不透過条件、岸側で no-slip 条件とし、スカラー量については熱の海表面・海底面条件を除き開放条件とした。また、塩分、日射量、気温、湿度、風向風速等は観測値を時間的に内挿して、逐次与えた(空間的には一定)。

## (2) 計算結果

### a) 水平移流フラックスが岸側極浅海域の熱構造に及ぼす影響について

まず、水平移流による沖側との熱交換の効果を考慮せず、海表面での熱収支と風による鉛直拡散について着目した鉛直一次元計算(run-1~4)の結果について述べる。Fig.24 では、40日間数値積分したrun-1の計算結果と、観測された水温の時系列データを表層と底層について表示している。

岸側極浅海域の Sta.2 を想定し(水深 3.3m)、さらに Chl.a 量に観測値を与えて計算した run-1 では、水温の長周期変動パターンは概ね観測値を再現しているものの、北東風連吹によって岸側水域ほど強く現れる沿岸湧昇が生じた期間(7/7~7/11, 7/20~7/24, 8/6~)では、水温の急減は十分に表現されていない。また、湧昇などの水平移流の効果を取り込んでいないため、計算値では全体的に水温レベルが観測値よりも高い。4-(1)-d)で述べたように、水温の長周期変動には日射量と水平移流の長期変動の効果が同程度に寄与しており、しかも水平移流による顕熱輸送量は負値を取ることが多い。つまり、この負の移流フラックスの効果を取り込んでいないために、run-1 では全体的な水温レベルが観測値と比較して



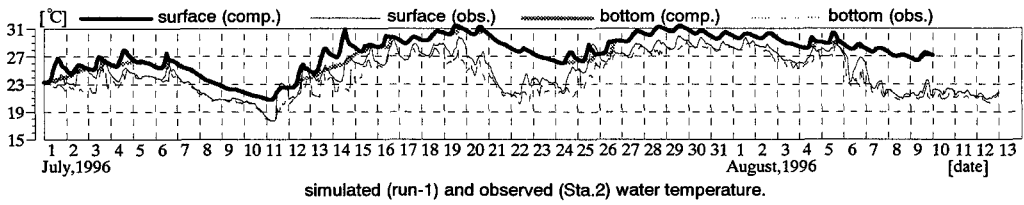


Fig.24 Time variations of the computed(run-1, 1-D) and observed temperatures at surface and bottom layer of Sta.2.

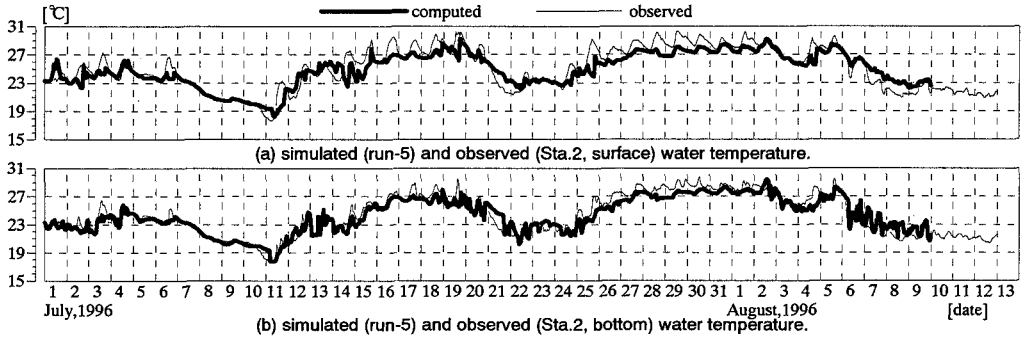


Fig.25 Time variations of the computed(run-5, 2-D) and observed temperatures at (a) surface and (b) bottom layer of Sta.2.

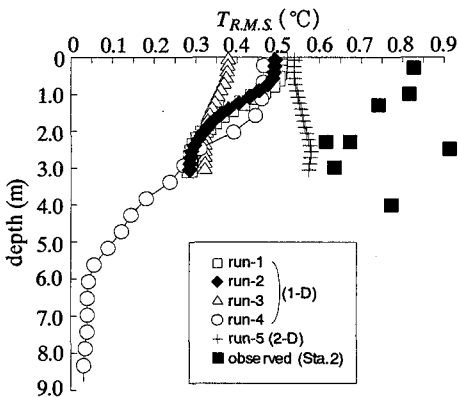


Fig.26 Vertical profiles of root-mean-square values of computed (run-1~5) and observed water temperature at Sta.2.

若干高くなっているものと考えられる。一方で、日周変動振幅は観測値とほぼ同程度であることから、浅海域の日周変動パターンが鉛直一次的な熱収支バランスで概ね決定されているように見える。しかしながら、水平移流の効果を考慮していないため、後述するように水温の日周変動特性の鉛直分布を表

すことはできていない。

次に、Sta.2 の表層および底層に相当する位置における、run-5 の計算結果と観測値との水温時系列データの比較を Fig.25 に示す。岸沖断面二次元計算である run-5 では、沖側境界で観測による水温分布を与えることにより、水平移流による沖側水塊との熱交換を考慮している。ただし、Chl.a 量変動については run-1 と同様に観測値を与え、潮汐の効果は Fig.23(b) で示した方法により考慮している。Fig.25 を見ると、一次元計算である run-1 では再現されていなかった、北東風連吹による沿岸湧昇期(7/7~7/11, 7/20~7/24, 8/6~)における水温の急減などがかなり良好に再現されている。また、run-5 では長周期の変動に関して、計算機間全体を通じて表層、底層ともほぼ perfect に一致していることが分かる。すなわち、極浅海域の長周期水温変動は、鉛直一次的に与えられる日射量の長周期変動に加え、水平移流による沖側との熱交換にも大きく依存しており、沖側条件を観測あるいは計算値から与えることができれば、水温変動がほぼ完全に再現できるものと考えられる。しかしながら一方で、日周変動に関しては、変動パターンは概略一致しているものの、変動振幅は計算値の方がやや小さい。

そこで次に、run-1~5 による日周期水温変動の

R.M.S.値の鉛直分布を、岸側浅海域の Sta.2 における観測値 (Fig.14) と比較する形で Fig.26 に示す。これを見ると、計算値は観測値と比較して、特に一次元計算結果 (run-1) では全体的な  $T_{R.M.S.}$  がかなり過小評価されている。このことから、岸側極浅海域では水温の日周変動に水平移流が大きく関与しており、鉛直一次元計算 (run-1) ではその分布特性を表現することができないことが分かる。また、2 次元計算 (run-5) では、 $T_{R.M.S.}$  の鉛直分布は観測結果 (Fig.14) に近い形になるものの、その変動レベルはやはり過小評価されている。このことから、岸側極浅海域では、さらに、ここで考慮しなかった海底面熱収支や、砂浜との熱交換などの影響を少なからず受けているものと考えられる。

#### b) 内湾性極浅海域の水環境特性に関する検討

Fig.26 の run-1~4 による日周期水温変動の R.M.S. 値の鉛直分布を見ると、計算条件の相違によって  $T_{R.M.S.}$  の鉛直分布に明確な差が生じていることが分かる。まず、観測値を与えることにより Chl.a 量の時間変動の効果を考慮した run-1 および観測期間における平均的な Chl.a 量を一定値 ( $30\mu\text{g/l}$ ) として与えた run-2 とでは、 $T_{R.M.S.}$  の鉛直分布には表層付近に僅かな差が生じるものの、ほとんど違いが見られない。同様に、外洋を想定して Chl.a 量を  $2.0\mu\text{g/l}$  (一定値) で与えた run-3 は、Chl.a 量が少ないため、式 (10) により消散係数も小さく、従って日射が海中に透過されやすい。そのため透過日射が底層付近まで到達することにより水塊全体として加熱効果を受けるようになり、表層水温が上昇しにくくなった結果、内湾を想定した run-1 や 2 と比較して、両者の短周期変動振幅が小さくなるものと推察される。run-1~3 の結果から、Chl.a 量の変動特性は水温の短周期変動にはあまり寄与しないものの、その平均レベルは重要な役割を果たしていることが分かる。そして、平均レベルが高い内湾性極浅海域であるほど、外洋性水域よりも表層の水温変動振幅が大きく、逆に底層水温の変動振幅が小さくなるため、水温の日成層が発達しやすいものと考えられる。

一方、内湾の沖側水域を想定して水深 10.0m、Chl.a 量に観測値を用いた run-4 の  $T_{R.M.S.}$  を見ると、観測水温から求めた  $T_{R.M.S.}$  (Fig.14) と比較して底層水温の短周期変動が小さい。このことから、沖側底層水塊は鉛直一次元的な熱収支バランスに加えて、水平移流など何らかの短周期変動の影響を強く受けているものと考えられる。また、岸側極浅海域を想定した run-1 と比較して、表層の変動レベルが下がっていることが分かる。これは、変動レベルが小さい底層の冷水塊による冷却効果により、表層における日射

による加熱が抑制されていることなどが原因であるものと推察される。

## 6. 結論

本論文では、東京湾奥に位置する砂浜海岸周辺水域における現地観測データの解析を数値計算まで含めた形で行い、内湾性極浅海域の特有の水環境特性について検討した。その結果、「浅い」だけでなく、「岸を有する」ことが、極浅海域砂浜周辺の水環境を特徴付ける重要なファクターとなっていることが分かった。以下に得られた主要な結論を示す。

- ① 内湾性砂浜海岸周辺の水温・溶存酸素量・Chl.a 量は、日周期および長周期で大きく変動している。特に本観測海域では、圧倒的な優占種である珪藻植物プランクトンの増殖・枯死等により、Chl.a 量および溶存酸素量の変動特性が決定されているものと考えられる。
- ② 内湾では外洋と比較して、Chl.a 量レベルが高いために日射の透過率が低く、表層付近が特に加熱されやすい。そのため、極めて浅い水域であるにも関わらず、弱い南西風時にはかなり明瞭な成層構造が日周期で形成される。しかし、岸の存在により流れが鉛直循環流的になるため、風速の増大に伴い水温成層は容易に崩壊し、水温や Chl.a 量などが沖側と比較して鉛直方向に一様化されやすい。
- ③ 水温の長周期変動には日射の長周期変動および水平移流による沖側水塊との熱交換が寄与している。一方、日周変動には主に日射量の変動に伴う海表面からの鉛直一次元的な熱フラックスの出入りと、風による熱フラックスの水平移流である「吹き寄せ効果」によって浅海域の水温構造が決定されている。また、この水平移流の効果は沖側と比較してかなり大きい。
- ④ 成層が発達した時期には、微風時には潮汐に対応した底層への冷水塊の貫入が存在し、また、強い沖出し風が連吹すると沿岸湧昇の影響が顕著に現れ、長周期での水環境変動に大きく寄与する。そして、沿岸湧昇の影響は沖側よりも強く現れ、沖出し風連吹時には深刻な青潮が発生し、Chl.a 量、溶存酸素量がほぼゼロとなり、風向反転に伴い植物プランクトンのブルームにより強い赤潮状態へ移行する。

以上のことから、砂浜海岸周辺の極浅海域は、干潟等と比較して海底勾配が大きく、沖側底層水がすぐ近くに存在するため、湧昇を通じてその影響を容

易に受けると同時に、直立護岸等と比較して浅瀬が広く存在するため、日射の影響を強く受ける構造となっていることがポイントとなっているものと考えられる。

謝辞：現地観測では、千葉市西部緑地公園事務所、千葉港港湾事務所の方々および東京工業大学土木工学科水工研究室の諸氏に多大なるご助力をいただいた。また、本研究は文部省科学研究費補助金試験研究(B)(1)(課題番号:07555642, 代表者:灘岡和夫)および同特別研究員奨励費(内山雄介)の一部を使用した。併せて深甚なる謝意を表します。

#### 参考文献

- 1) 例えば、海洋工事技術委員会編：人に優しい海洋施設をめざして、社団法人日本海洋開発建設協会，1995.
- 2) 灘岡和夫：海岸空間デザイン論の新展開，港湾，vol.71, pp.48-57, 1994.
- 3) 小野弘平：東京湾の潮流，水路要報，25号，pp.245-253, 1951.
- 4) 宇野木早苗，岸野元彰：東京湾の平均海況と海水交換，理化学研究所海洋物理研究室，Tech. Rep., No.1, pp.1-89, 1977.
- 5) 宇野木早苗：東京湾の湧昇と青潮，海洋学会秋季大会要旨集，pp.156-157, 1990.
- 6) 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巻，pp.63-74, 1990.
- 7) Nakata, K. and Kuramoto, T.: A model of the formation of oxygen depleted waters in Tokyo Bay, *Pro. Adv. Mar. Tech. Conf.* Vol.5, pp.107-132, 1992.
- 8) 水鳥雅文，角湯正剛，加藤正進，和田明：干潟域における水温変動に関する検討，第27回水理講演会論文集，pp.239-244, 1983.
- 9) 水鳥雅文，角湯正剛，曾我雅海，加藤正進，和田明：干潟の発達する浅海域における水温変動機構と熱輸送について，第30回海岸工学講演会論文集，pp.541-545, 1983.
- 10) Peterson, C. H. and Black, R.: Resource depletion by active suspension feeders on tidal flats: Influence of local density and tidal elevation, *Limnol. Oceanogr.*, Vol.32, No.1, pp.143-166, 1987.
- 11) Brown, A. C. and McLachlan, A.: Ecology of sandy shores, Elsevier, XII, 1990.
- 12) 足立久美子，日向野純也，木元克則：鹿島灘砂浜海岸における一次生産，I.植物プランクトン量の変動（1992年），水工研技報，水産土木，No.16, pp.13-24, 1994.
- 13) 灘岡和夫，内山雄介，瀬崎智之：夏期の内湾性砂浜海岸周辺の水温・DO・クロロフィルaの変動特性について，海岸工学論文集，第43巻，pp.1101-1105, 1996.
- 14) 内山雄介，灘岡和夫，瀬崎智之，八木宏：成層期の東京湾奥における砂浜海岸周辺の熱構造について，海岸工学論文集，第44巻，pp.1071-1075, 1997.
- 15) 八木宏，内山雄介，鯉淵幸生，日向博文，宮崎早苗，灘岡和夫：東京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巻，pp.1076-1080, 1997.
- 16) 鎌谷明善：赤潮・青潮，東京湾（小倉紀雄編），恒星社厚生閣，pp.44-55, 1993.
- 17) 八木宏，緒方健太郎，足立久美子，灘岡和夫：夏季の鹿島灘波崎海岸における水温和クロロフィルの日変動，第51回年次学術講演会概要集，pp.192-193, 1996.
- 18) 宗影志浩，中川倫寿，福田稔：鞭毛藻プランクトンの鉛直移動と亜表層部の貧酸素化機構について，海岸工学論文集，第41巻，pp.1116-1120, 1994.
- 19) Kawamura, H., Kizu, S., Sakaida, F. and Toda, Y.: The NOAA-HRPT data receiving system in the center for atmospheric and oceanic studies in the Tohoku University, *Tohoku Geophysical Journal (The Science Reports of the Tohoku University, Series 5)*, Vol.36, pp.89-102, 1993.
- 20) 近藤純正：水環境の気象学，朝倉書店，1994.
- 21) 灘岡和夫，内山雄介，山下哲弘：海岸環境アメニティ構成要素としての微気象および温熱環境の解析，土木学会論文集，No.533/II-34, pp.193-204, 1996.
- 22) 岩崎英雄：植物プランクトンの増殖，海洋プランクトン，pp.64-73，東海大学出版会，1975.
- 23) Guillard, R. R. L. and Ryther, J. H.: *Can. J. Microbiol.*, Vol. 8, p.229, 1962.
- 24) 宝月欣二，坂本充：植物学雑誌，Vol.72, p.421, 1959.
- 25) Mellor, G.L. and Yamada, T.: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.* Vol.30, pp.1791-1806, 1974.
- 26) Blunberg, A.F. and Mellor, G.L.: Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight, *J. Geophys. Res.* Vol.88, pp.4579-4592, 1983.
- 27) Lee, J.H.W., 平山彰彦，Lee, H.S.: 富栄養化した閉鎖性水域の短期的DOモデル，海岸工学論文集，第38巻，pp.861-865, 1991.

(1997.6.24 受付)

## WATER ENVIRONMENTS IN A STRATIFIED SHALLOW SEA ON A SANDY BEACH IN TOKYO BAY

Yusuke UCHIYAMA, Kazuo NADAOKA, Tomoyuki SEZAKI and Hiroshi YAGI

Field observations and numerical experiments were performed to reveal the water environments in a stratified shallow sea on a sandy beach in Tokyo Bay. The results show that the formation of thermal stratification considerably depends on the wind action and solar radiation. The offshore cold water mass in the lower layer intrudes into the nearshore bottom layer in the spring tide period under the gentle wind action. Continuous seaward wind action frequently induces strong upwelling of the anoxic water mass, which is often referred to as "Aoshio (the blue tide)", followed by blooming of phytoplankton with high concentration of nutrients. Hence it results in much serious red tide than offshore condition. The water temperature, DO saturation and chlorophyll-a diurnally fluctuate with quite large amplitudes, being affected by solar radiation. Horizontal advective heat fluxes, which are induced by upwelling and drift current due to wind action, were found to give dominant contribution both to diurnal and long-period fluctuations of water temperature, as compared with those for offshore regions.