

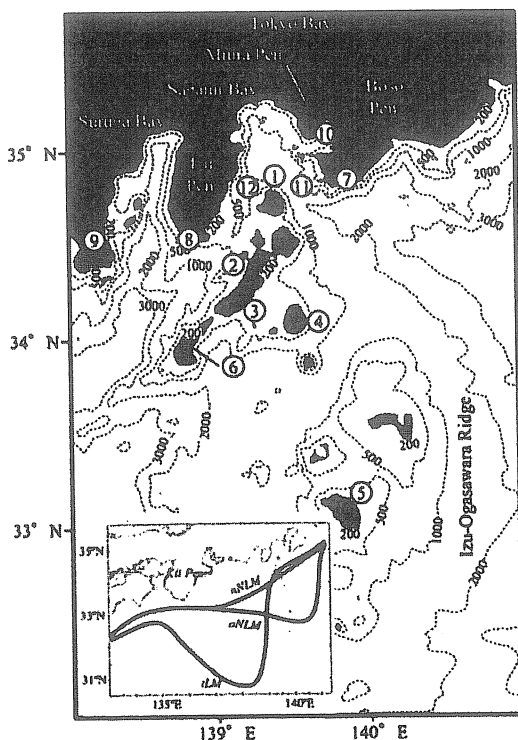
1. はじめに

相模湾は水深が大きく複雑な海底地形を有した半閉鎖性海域であり、大島東水道、西水道を介して太平洋と、浦賀水道を介して東京湾とつながっている(図-1)。そのため、相模湾には東京湾系の低塩分水が流入するだけでなく(例えば Nurjaya et al., 1999)、黒潮系水や親潮系水が間欠的に流入しており(例えば, Matsuyama et al., 1999; Senju et al., 1998)、湾内は複雑な海洋構造を形成している。特に、相模湾の沖合を流れる黒潮系水の間欠的な流入は、相模湾(亜)表層における海洋構造や流況、さらには栄養塩や稚魚輸送に対しても多大な影響を与えていることが知られている(例えば, Atkinson et al., 1987; Nakata et al., 1989; Kimura et al., 1994)。

Taira and Teramoto (1986)は、漂流ブイの追跡結果から黒潮が接岸した場合、大島を迂回する時計回りの循環流が存在することを確認した。また、西水道における測流結果から、相模湾に流入する黒潮系水の流量が1.8Svであること、伊豆半島に沿って南下流が存在することを明らかにした。さらに、伊豆半島南方に出現する冷水塊や

暖水塊が湾内への黒潮系水の流入を妨げている可能性を指摘した。Iwata and Matsuyama(1989)は、湾内5地点における係留ブイの観測結果から、黒潮流軸が相模湾に近づくと湾内の反時計回り循環流が強化され、遠ざかると循環流が弱まるか、あるいは流向が逆転することを明らかにしている。Kawabe and Yoneno (1987)は、1964年から1980年にかけて観測された水温・塩分データと沿岸水位データに基づき、黒潮流路(Kawabe, 1985, 図-1参照)と湾内亜表層における海洋構造との関係を調べた。その結果、黒潮流路が典型的な大蛇行流路(tLM)の場合、大島背後には時計回りの、湾内には反時計回りの循環流が形成されること、それ以外の流路、即ち、非典型的な大蛇行流路、非大蛇行接岸流路(nearshore non-large-meander, nNLM)、非大蛇行離岸流路(offshore non-large-meander, oNLM)の場合には、湾内の循環流が弱まるか、しばしば向きが反転することを指摘している。さらに、湾内における反時計回り循環流をとらえた多くの観測例が、tLM期に行われていることを指摘している。

以上の研究結果は、①黒潮が接岸、あるいはtLM型の流路の場合、黒潮系暖水が大島西水道から湾内に流入し、その結果、相模湾(亜)表層の流動パターンが、宇田(1937)が描いた循環流パターン(図-2)に概ね符合すること、②湾内に流入した暖水は、地球自転の影響を考慮した密度流(Kubokawa and Hanawa, 1984)として振舞うこと、③黒潮が離岸、あるいはtLM型以外の流路の場合には、湾中央部に形成される循環流が弱まるか、あるいはその流向が反転することを示している。この様に、黒



1: Oshima Is. 2: Nijima Is. 3: Kozu Is. 4: Miyake Is. 5: Hachijo Is.  
6: Zenshu 7: Nojima-saki 8: Iro-saki 9: Omae-saki 10: Uruga Channel (UC)  
11: Oshima East Channel (OEC) 12: Oshima West Channel (OWC)

図-1 相模湾周辺の地形と代表的な黒潮流軸(記号は本文を参照)

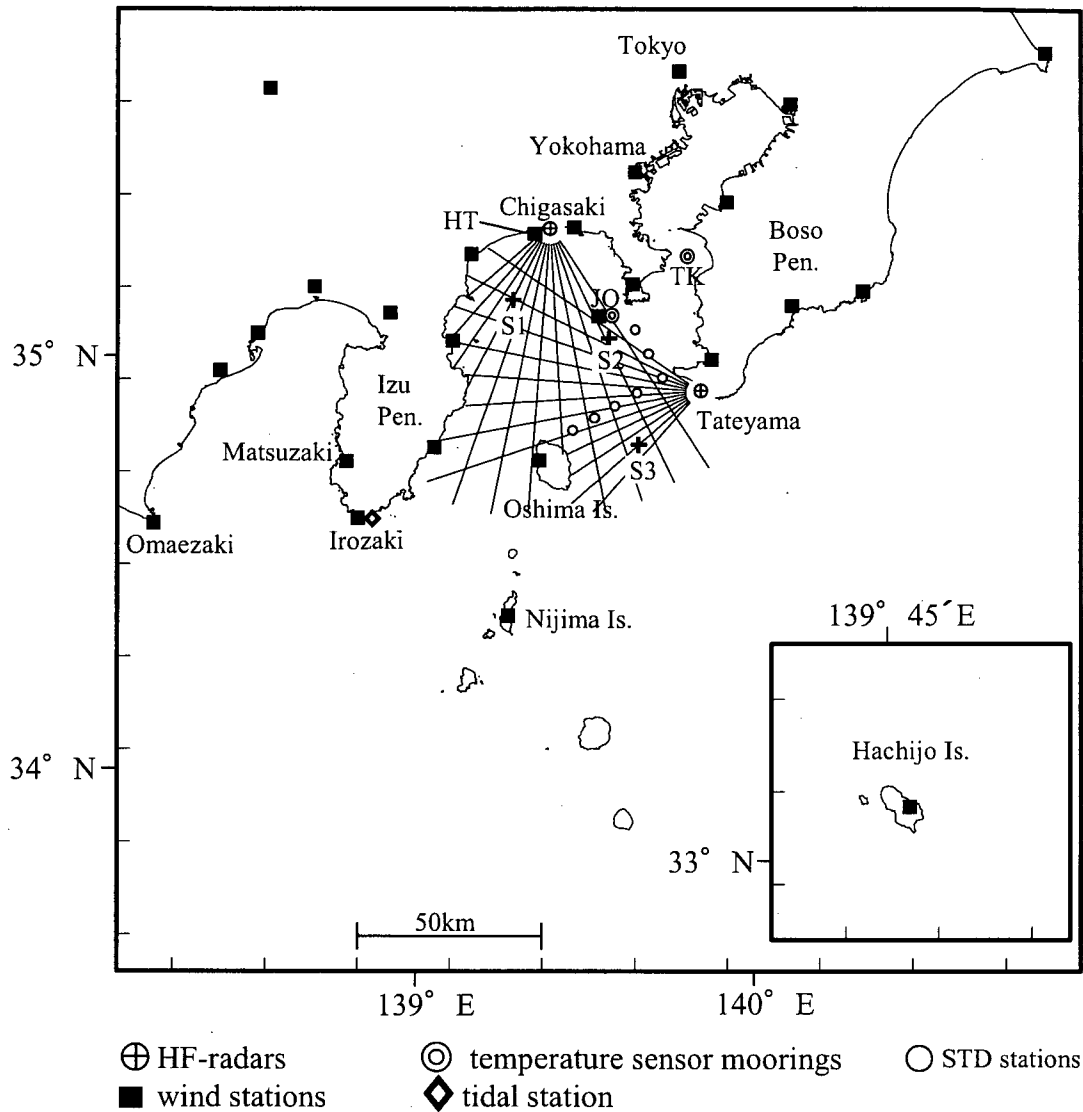


図-3 観測地点

潮流軸と湾内循環流構造の対応関係や流入した暖水塊の沿岸部における挙動については、既往の研究成果によってかなりの部分が明らかにされつつある。しかしながら、間欠的、あるいは周期的に発生する黒潮系暖水流入の発生メカニズムについては十分な理解は得られていないのが現状である。

2000年12月15日から2001年1月16日にかけての約1ヶ月間、大島西水道から10日前後の周期で黒潮系暖水が湾内に流入した。筆者らは、茅ヶ崎市と館山市の海岸に配置した1対のHFレーダによって、この期間における相模湾表層の流動構造をとらえることに成功した。本報告では、この周期的な黒潮系暖水流入の発生メカニズム、特に海上風変動の影響について、HFレーダー観測結果に加え、人工衛星画像(NOAA/AVHRR)、沿岸水位データ、広域風向風速データ、さらには Princeton Ocean Model

(POM) (Blumberg and Mellor, 1987) を用いた数値実験に基づいて明らかにすることを目的としている。本報告の構成は以下の通りである。第2章では、現地観測、使用したデータ、およびデータ解析方法の概要について述べる。第3章では、現地観測結果に基づいて風速場と湾内表層流動や黒潮前線変動との対応関係について議論し、周期的に発生した相模湾内への暖水流入メカニズムについて推測する。第4章で数値実験の概要を述べた後、第5章では、データ解析から推測された暖水流入メカニズムを数値実験結果に基づいて検証する。さらに、第6章では、観測だけでは分からなかった相模湾亜表層(50-300m)における流動・海洋構造とその変動特性について述べ、最後に第7章で本報告のまとめを述べると共に今後の研究課題について紹介する。

表-1 レーダ仕様

<i>Radar</i>	
Radar type	FMICW (Frequency Modulated Interrupted Continuous Wave)
Center Frequency	24.515 MHz
Sweep Bandwidth	100 kHz (24.465 – 24.565 MHz)
Frequency Sweep Interval	0.5 s
Maximum Transmission Power	100 W (peak)
Range Resolution	1.5 km
Velocity Resolution	< 4.78cms <sup>-1</sup>
<i>Antenna</i>	
Antenna Type	Electronically Steered Phased Array Antenna with 8 Vertical Elements
Beam Width	15°
Beam Scan	±45° in steps of 7.5°

表-2 HFレーダとADPによる視線方向流速の比較

	* $\alpha$	* $\Delta V(\text{cms}^{-1})$	* $s.d.r.(\text{cms}^{-1})$	* $r$	Data
HF-A	0.871	2.40	6.56	0.934	534
HF-B	0.995	-0.28	6.53	0.875	534

\*The regression equation is  $V_{\text{radar}}(\text{cms}^{-1}) = \alpha V_{\text{adp}}(\text{cms}^{-1}) + \Delta V(\text{cms}^{-1})$

$s.d.r.$ : standard deviation of residual (cms<sup>-1</sup>),  $r$ : correlation coefficient, Data: number of velocity data.

## 2. 観測・データ・解析方法概要

### 2.1 観測およびデータの概要

測器配置, および解析に用いた公共用データの計測地点を図-3に示す. 2台のHFレーダを館山市と茅ヶ崎市の海岸に設置し, 平成12年12月4日から平成13年3月7日までの約3ヶ月間連続観測を行った. 途中, 館山に設置したレーダの故障により2001年1月22日から2001年1月25日までの間, 2局のレーダ視線方向流速の合成による流速ベクトル分布を得ることは出来なかった. 本観測に用いたHFレーダの仕様を表-1に示す. 基本的にはNadai et al. (1997, 1999)と同様な仕様となっている. 今回の観測では, 電波の相互干渉は認められなかったため2台のレーダによる同時観測を行った. 各ビーム方向の観測時間を5分間とし, 全12方向の観測を1時間かけて行った. 解析には, 1.5kmの空間解像度で得られた各局視線方向流速を, 空間的には1.5kmの直交格子に, 時間的には毎正時のデータにそれぞれ時空間内挿し, その後ベクトル合成したものを使用した. 具体的な時空間内挿の方法については徳田・永松(1999)を参照されたい. HFレーダ観測結果の誤差を評価する場合, 観測領域内表層に流速

計を係留し, 両者の観測結果を比較する方法が一般的である. しかしながら, 海底地形の変化が激しく, 黒潮接岸時には非常に大きな流速が発生する相模湾においては, 係留方式による表層流速の連続観測が困難であり, 今回は比較のための流速データは計測しなかった. そこで, 1999年12月に東京湾富津沖(平均水深22m)で行ったHFレーダと超音波ドップラー流速計(ADP, 500MHz, Nortek社製)によって計測されたビーム方向表層流速(海面下2-4m層)の比較結果を表-2に示す. HFレーダおよびADPの設置位置についてはYanagi et al. (2003)を参照されたい. 回帰分析の結果から相関係数は0.9程度, レーダビーム方向の標準偏差は6.5cm/s程度であることが分かる. 一般に2局のレーダから合成された流速の誤差ベクトルの大きさは, レーダビームの交差角に強く依存している(例えば, Nadai et al., 1999). 本観測におけるレーダビーム交差角は54.5-152(deg.)の範囲であり, 周辺部を除いたほとんどの観測領域で70-115(deg.)となっている. したがって, 中心部における誤差ベクトルの大きさは, ビーム方向誤差と同オーダーであるものと考えられるが, 観測領域の周辺部では中心部に比べて観測誤差は大きくなっているものと推定される. ただし,

実際の観測誤差は、ADPとHFレーダによる計測水深や計測範囲の違いを考慮すれば、より小さなものと考えられる (Nadai et al., 1997)。

沿岸部における暖水の挙動を把握するため、東京湾湾口部(TK, 水深35m)に係留ブイを設置し、表層から低層(0, 5, 10, 20, 30m)までの水温を2000年11月から2001年3月までの間連続計測すると共に、神奈川県水産総合研究所(神水総研)が計測している城ヶ島沖(JO, 水深740m)における毎時の表層水温データ(水深4m)を解析した。なお、係留に用いた計測器はMDS-CT(アレック電子社製)であり、データサンプリング間隔は10分である。また、湾内における鉛直海洋構造を、神水総研による大島-洲崎-城ヶ島間のSTD観測結果に基づいて調べた。

伊豆半島沖合における黒潮前線変動を把握するため、同海域における表層水温分布を人工衛星画像(NOAA/AVHRR)を用いて調べると共に、石廊崎における沿岸潮位データ(JODC)を解析した。表層水温はSakaida et al. (2000)による方法を用いて求めており、最終的には、雲の影響を取り除くため5日間のコンポジット解析を行って表層水温分布画像を作成した。沿岸潮位データは、石廊崎における海面気圧(気象庁)を用いて気圧補正した後、タイドキラフィルター(花輪・三寺, 1985)を使って潮汐成分を取り除いた。

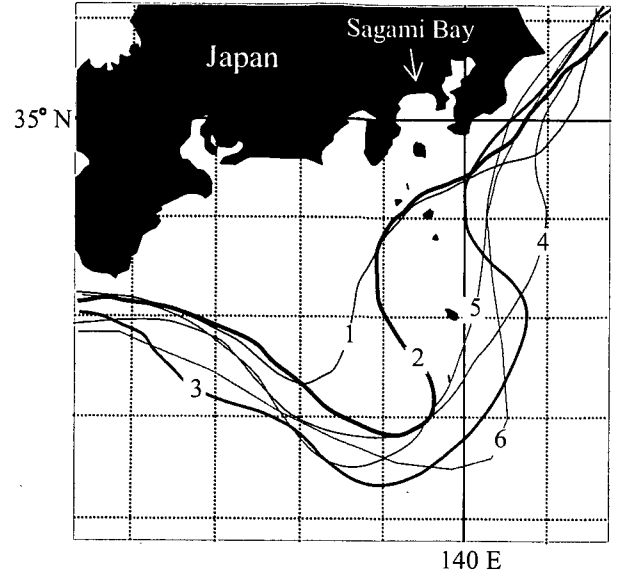
相模湾周辺や黒潮海域における風速場を把握するため、26地点における毎時の風向風速データを解析した。全観測点のうち、24地点はアメダス観測所(気象庁)、残りの2地点はJO(神水総研)と平塚沖波浪等観測塔(HT)((独)防災科学技術研究所)である。ただし、解析に際しては、地点毎の測器の設置高さや標高の違いは考慮しなかった。

## 2.2 EOF解析

湾内表層流動場や風速場における卓越した時空間変動構造やそれらの対応関係を調べるため、そのために、25時間移動平均流速・風速データを用いてEOF(Empirical Orthogonal Function)解析を行った。 $v(\mathbf{X}_i, t_k)$ を時刻 $t_k(k=1, \dots, K)$ に位置 $\mathbf{X}_i(i=1, \dots, N)$ で観測された流速や風速の東西成分と南北成分とすると、観測データは以下のように表される。

$$v(\mathbf{X}_i, t_k) = \sum_{n=1}^N E_n(t_k) \Phi_n(\mathbf{X}_i) \quad (1)$$

$$E_n(t_k) = \sum_{i=1}^N v(\mathbf{X}_i, t_k) \Phi_n(\mathbf{X}_i) \quad (2)$$



1. Nov. 15 - Nov. 29, 2. Dec. 13 - Jan. 10, 3. Jan. 10 - Jan. 24, 4. Jan. 24 - Jan. 31, 5. Jan. 31 - Feb. 14, 6. Feb. 15 - Feb. 28

図-4 観測期間中における黒潮流軸の模式図

ここに $\Phi_n(\mathbf{X}_i)$ は第 $n$ モードの固有ベクトルであり、 $E_n(t_k)$ は時間とともに変動する各モードの振幅である。 $\Phi_n(\mathbf{X}_i)$ と各モードの固有値 $\lambda_n$ は以下の方程式を数値的に解いて求める。

$$\sum_{i=1}^N \mathbf{R}(\mathbf{X}_i, \mathbf{X}_j) \Phi_n(\mathbf{X}_i) = \lambda_n \Phi_n(\mathbf{X}_j), \quad n=1, \dots, N \quad (3)$$

ただし、

$$\mathbf{R}(\mathbf{X}_i, \mathbf{X}_j) = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K [v(\mathbf{X}_i, t_k) - \bar{v}(\mathbf{X}_i)] [v(\mathbf{X}_j, t_k) - \bar{v}(\mathbf{X}_j)] \quad (4)$$

$$\sum_{i=1}^N \Phi_n(\mathbf{X}_i) \Phi_m(\mathbf{X}_i) = \delta_{nm} \quad (5)$$

であり、 $\bar{v}$ は時間平均を表している。また、トータルの変動に対する各モードの寄与率 $C_n$ は、固有値の総和に対する各モードの固有値 $\lambda_n$ の割合を求めればよい。

## 3. 観測結果

### 3.1 観測期間における特徴的な表層流動パターンと鉛直海洋構造

図-4に海上保安庁海洋情報部発行の想定流線に基づいて作成した観測期間中における黒潮流路の概念図を示す。また、湾内表層3地点(S1, S2, S3)(図-3参照)に

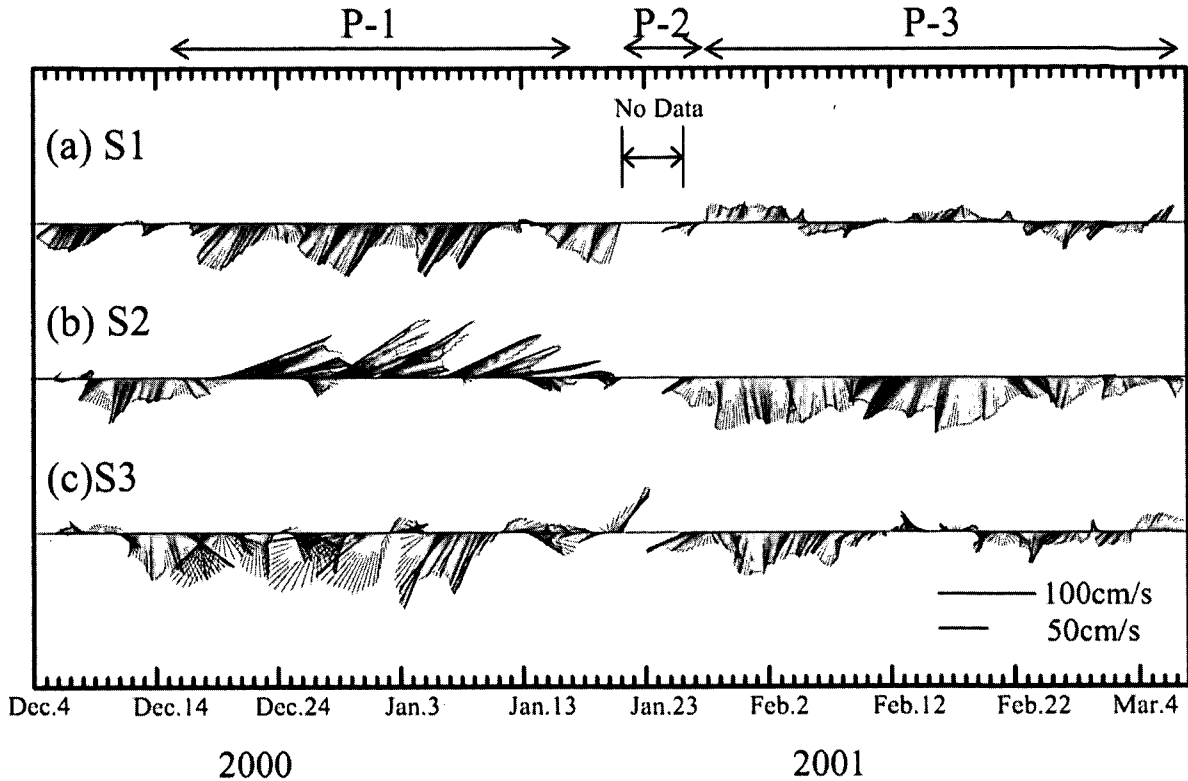


図-5 S1, S2, S3における25時間移動平均流速のスティックダイアグラム

における25時間移動平均流速の時系列変化を図-5に示す。なお、スペクトルは後述する期間1(2000年12月15日-2001年1月16日)におけるものである。観測期間中、黒潮流路は基本的にoNLM型であったと考えられるが、遠州灘から房総沖にかけての海域で流路の変動が認められる。黒潮が伊豆半島付近に最も接近した2000年12月中旬-2001年1月中旬の間、黒潮流路はtLM型に比較的近い流路となっており、その後、1月中旬から2月下旬にかけて黒潮の接岸位置は野島崎沖から外房へと移動した。

S1, S2, および S3 における流速時系列を見ると、12月中旬から1月中旬にかけて10日前後の周期で比較的強い流れが発生していることが分かる。一方、1月下旬から観測終了までの期間は比較的弱い流れが支配的となっている。ここでは、簡単のため黒潮が伊豆半島に最も接近し、湾内において周期的に強い流れが発生していた12月15日から1月16日までを期間1とし、また、ここには示さないがJOにおいて断続的に高水温の状態が続いた1月21日から27日を期間2、さらに、湾内において強い流れや急激な水温上昇が認められなかった1月28日から観測終了までの間を期間3とする。それぞれの期間平均流速分布を図-6に、大島-洲崎-城ヶ島間における水温・塩分分布を図-7に示す。ただし、期間2では2局のレーダにより

計測が行われた1月21日-22日にかけての平均流を示している。また、2月21日-24日にかけて西水道から沖合水の弱い流入が発生したため、期間3における流速は2月1日-20日までの平均流として求めている。

期間1では、平均的に見ると西水道から流入した沖合水は大島の北側を時計回りに迂回した後、その大部分が東水道から湾外へと流出していたものと考えられる。その最大流速は1.0m/s程度である。湾北部では明確な反時計回りの循環流(anti-Clockwise Circulation: aCC)が、大島の背後には比較的大きな時計回りの循環流(Clockwise Circulation: CC)と小さなaCCが形成されている。これらの観測結果は図-2に示した冬季における湾内表層の流況概念図と良く一致している。ただし、レーダ設置位置の問題から伊豆半島に沿った南下流や三浦半島西岸沖合のCCの存在は明らかにすることは出来なかった。

ここには示さないが、断面観測が行われた12月21日における流況は期間1における平均場に近い状態であった。観測結果(図-7a, d)を見ると大島東水道では水深120m付近に水温躍層があり、表層に厚さ約80m、水温19℃以上、塩分34.45以下の暖水塊が存在している。表層塩分は一般的な黒潮本流域の塩分に比べてわずかに低く、200m水深における水温も15℃には達していない。この時期、相模湾沖の黒潮流軸付近における水温は表層で

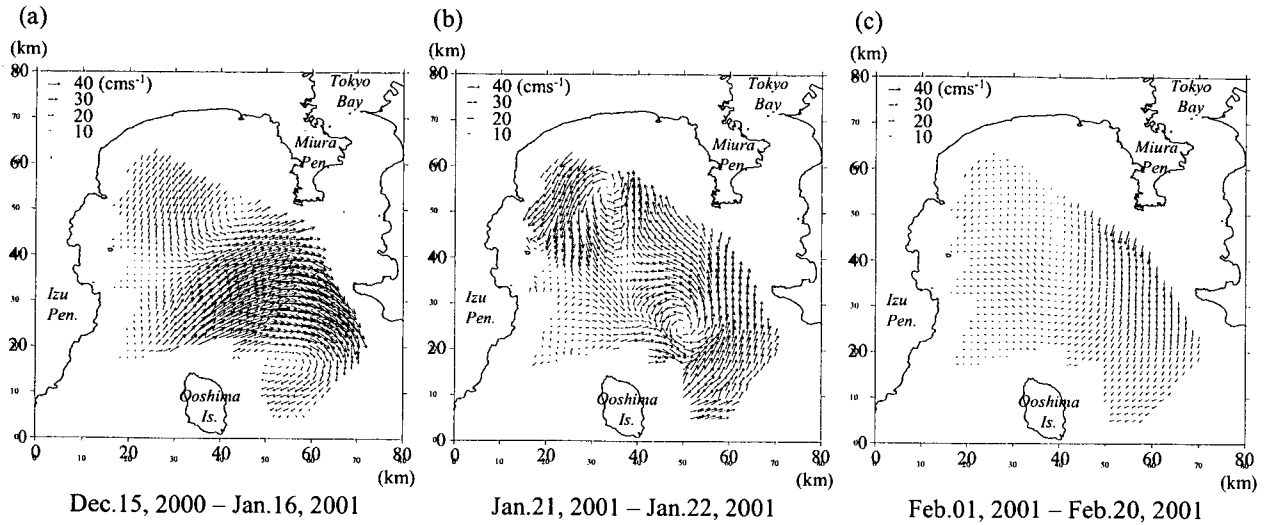


図-6 (a)期間1, (b)期間2, (c)期間3における平均流速ベクトル

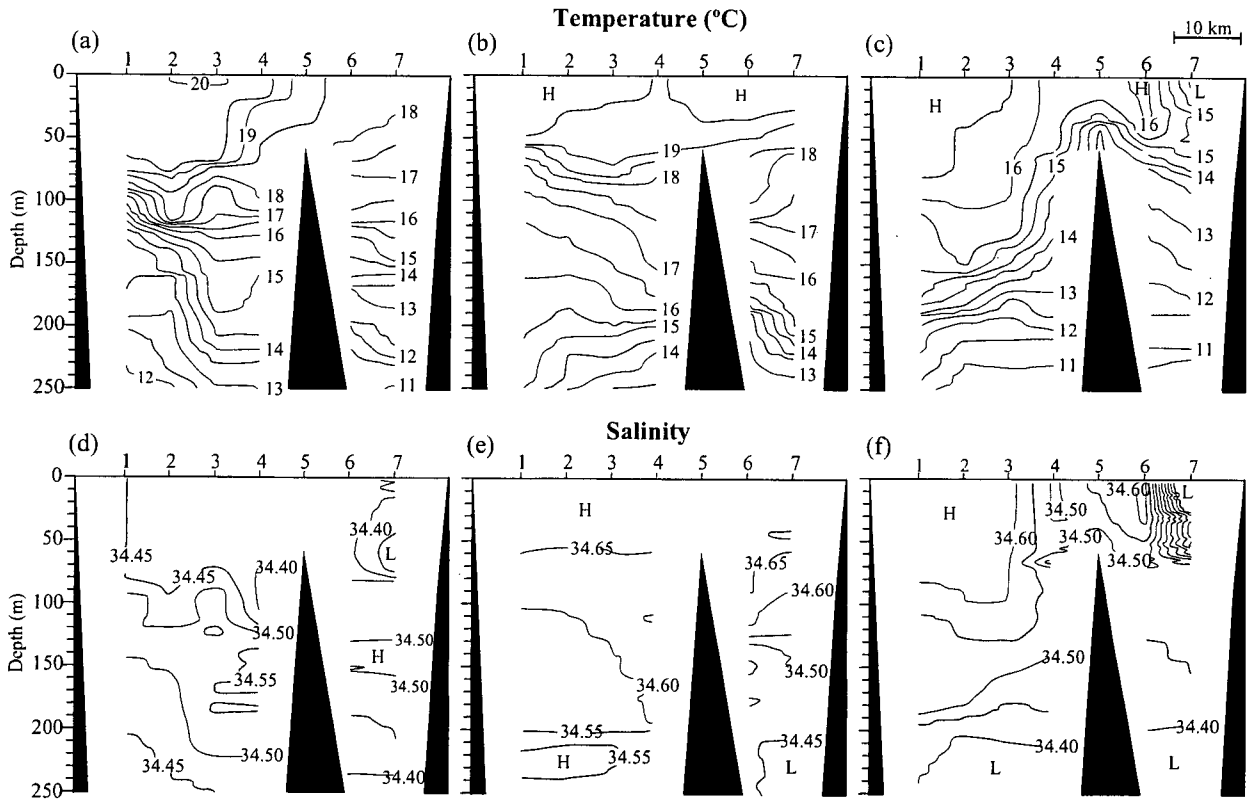


図-7 水温と塩分の鉛直分布 ;(a)(d)2000年12月21日, (b)(e)2001年1月23日, (c)(f)2001年2月5日

20-21℃, 水深100mで19-20℃と観測断面内の水温に比べて高水温であった(海上保安庁海洋速報平成13年第1号)。これらのことから, 期間1において相模湾に流入した沖合水は, 黒潮水が直接的に湾内に流入したものではなく, 基本的には黒潮前線付近に存在し沿岸水の影響を受けた黒潮系暖水であったものと考えられる。このことは後ほど示す衛星画像(図-16)からも推測される。

期間2の1月21日-22日には, 東水道から流入した沖合水は相模湾沿岸に沿って北上し, 湾内には反時計回りの循環流が形成されている(図-6b)。この循環流の速度は期間1に比べて大きく, 特に相模湾北西部沿岸域で強い流れが発生している。この沖合水の流入によって湾内では急潮が発生し(樋田・中田, 2002), 湾北西部沿岸域では1月23日に定置網流失などの被害が報告されてい

表-3 期間1における表層流速 (S1, S2, S3) の1次統計量

	Mean				Maximum				Date	std	
	Velocity (m/s)	U (m/s)	V (m/s)	Direction (degree)	Velocity (m/s)	U (m/s)	V (m/s)	Direction (degree)		U (m/s)	V (m/s)
S1	0.29	-0.15	-0.25	211.4	0.66	-0.37	-0.55	213.8	Jan. 07	0.13	0.17
S2	0.55	0.54	0.12	77.7	1.24	1.12	0.54	64.2	Dec.31	0.32	0.20
S3	0.24	-0.04	-0.24	189.4	0.86	-0.35	-0.78	204.1	Jan.06	0.28	0.23

U and V are EW and NS velocity components; std is standard deviation.

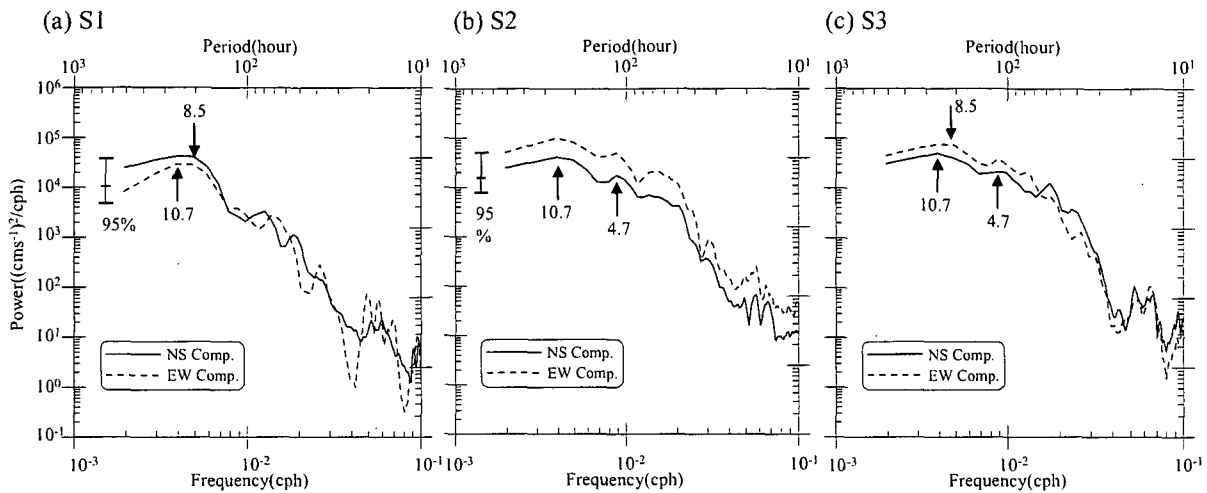


図-8 期間1における流速成分のパワースペクトル; (a)S1, (b)S2, (c)S3.  
図中の数字は変動周期 (日) を示す。

る。図-7b, eのSTD観測結果を見ると、期間1に比べ全層で高塩分、また、100m以深で高水温となっている。特に大島東水道の全測点で水深200mの水温が15℃を越えており、最も大島寄りのStn.1では水深250m地点で14.77℃と非常に高水温となっている。これは、1965年以降神奈川県が行った定点観測結果(250m層水温1694サンプル)の中で最高水温の記録となった(樋田・中田, 2002)。また、海洋速報から推測すると、この時期における相模湾沖合での黒潮流軸付近の水温は、表層で19-20℃、水深100mで約17℃であり、東水道での水温分布とほぼ一致している。これらのことから、期間2では、野島崎沖で黒潮本流から分岐した黒潮水が湾内へ直接流入することによって急潮を引き起こしたものと考えられる。

一方、期間3では、流速は期間1, 2に比べて小さく(図-6c)、また、期間1, 2とは反対に湾内には弱い時計回りの循環流が形成されている。ただし、東側の海域では、外洋へ向かう比較的大きな流速が認められる。期間3におけるこの流れは、基本的には北よりの季節風による吹送流であると考えられる。なお、ここには示さないが、断面

観測が行われた2月5日の表層流速分布は期間3における平均流速分布とほぼ同様であった。大島東水道では厚さ150m程度の表層混合層が発達しており、また、城ヶ島付近には低温・低塩分の東京湾系水が存在している(図-7c, f)。

### 3.2 期間1における湾内表層流動場の変動特性

上述した様に、黒潮が伊豆半島に接近していた期間1の平均流速分布は、黒潮(系)暖水が大島西水道から流入していたと考えられる時期に行った既往の観測結果を支持する形となった。そこで、本報告ではこの期間1において周期的に発生した強い流れについて着目することにする。

期間1におけるS1, S2, S3での流速の1次統計量(平均値, 最大値, および標準偏差)を表-3に、パワースペクトルを図-8に示す。すべての地点において標準偏差は平均値と同程度の大きさとなっている。最大流速は0.66m/s(S1), 1.24m/s(S2), 0.86m/s(S3)と非常に大きく、それぞれ1月7日, 12月31日, 1月6日に観測されている。流向は、S2で最大流速発生時に64.2(deg)であり、平均

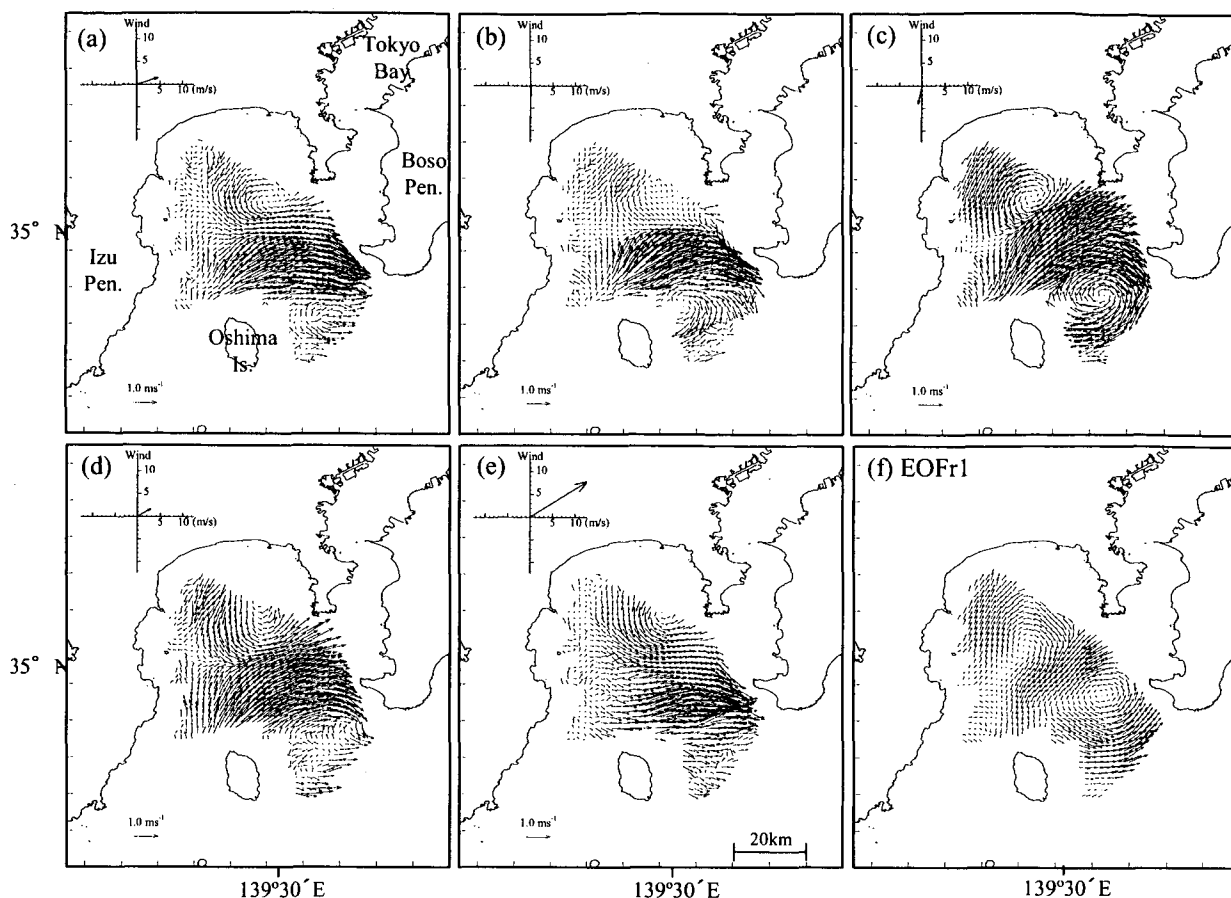


図-9 25時間移動平均流速および風速ベクトル(J0)の時間変化とEOFr1の固有ベクトル；(a)2000年12月24日12:00, (b)2000年12月27日00:00, (c)2000年12月31日12:00, (d)2001年1月2日12:00, (e)2001年1月3日12:00, (f)EOFr1

流向 (77.7 deg.) から反時計回りに, S3では最大流速発生時に204.1 (deg.)と平均流向 (189.4 deg.) から時計回りに回転している. 一方, S1では, 平均流向と最大流速発生時における流向はほとんど変わらない. これは, 陸岸地形によって流向が拘束されているためだと考えられる. また, パワースペクトルを見ると, いずれの地点においても8-11日周期の総観スケールの変動が最も卓越している. このことから, 期間1においてはこの総観スケールの周期で強い流れが発生していたことが分かる.

表層流速場の8-11日周期の時空間変動構造を調べるために, 12月24日から1月3日にかけての25時間移動平均流速ベクトルのスナップショットを, JOにおける25時間移動平均風速ベクトルと共に図-9a-9eに示す. 12月24日から12月31日 (図-9a-9c) にかけて, 南西風が弱まり北北東の風が強まるにつれて西水道からの沖合水流入が著しく強まり, 湾内における2つの循環流も発達する. 12月31日にはS1, S2, S3のいずれの地点においても強い流れが観測されており (図-5), 特にS2においてはこの時期に最大流速が記録されている (表-3). なお,

ここでは示さないがS1, S3において最大流速が観測された1月6, 7日における流速分布やJOにおける風向は, 12月31日とほぼ同様であった. S3では, CCの発達に伴って流向が平均場に比べて時計回りに回転しているのに対し, S1では上述した理由により流向はほとんど変化していない. また, 12月24, 27日には西水道から東水道へ向かう流れが卓越しているのに対し, 12月31日には西水道から浦賀水道へ向かう流れが支配的となり, その結果, S2における流向が平均場に比べて時計回りに回転する. 一方, 12月31日から1月3日 (図-9c-9e) にかけて, 南西風が強まるにつれて, 西水道からの流入は徐々に弱まり, 再び西水道から東水道へ向かう流れが卓越する. 湾中央部のaCCは小さくなり, その中心は北東方向へと移動する. 大島背後のCCは, HFレーダの観測結果からはほとんど確認することが出来なくなる. 以上より, 3地点の時系列に見られた8-11日周期の強い流れや最大流速発生時における流向の変化は, 西水道から湾内への沖合水流入の強化とそれに伴う循環流の発達に対応したものであることが分かる.



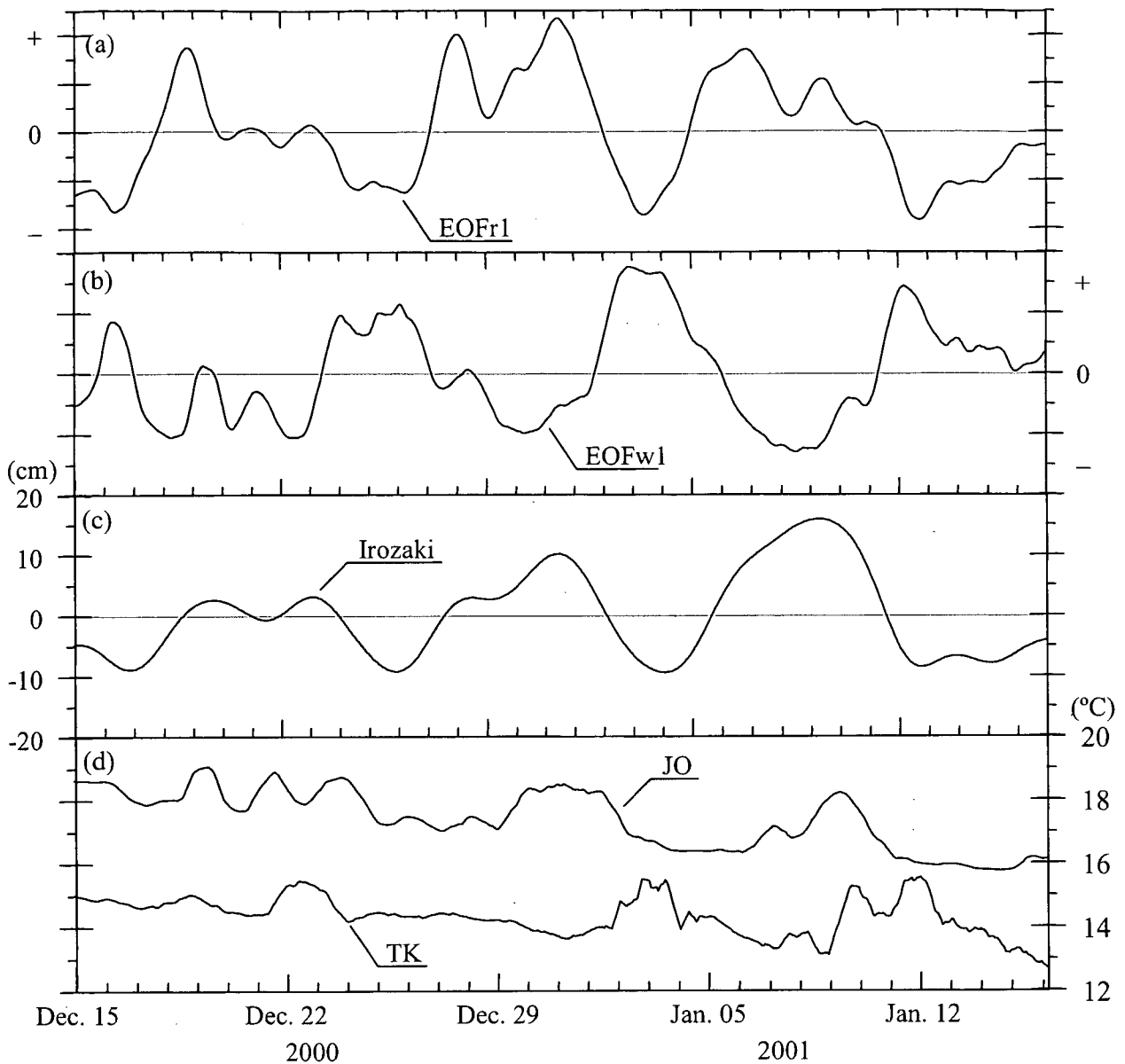


図-10 (a)EOFr1, (b)EOFw1, (c)石廊崎における水位偏差, および(d)JOとTKにおける25時間移動平均水温の時系列. ただし, EOFは無次元.

この一連の表層流動場の時空間変動は, 以下に述べるように, 基本的に流速変動に関する EOF 第 1 モード (EOFr1, 寄与率 33.8%) によって説明できる. EOFr1 の固有ベクトルを図-9eに, 振幅の時系列を図-10aに示す. 振幅の時系列から EOFr1 は主に 8-11 日程度の周期で変動しており, 12 月 18-19 日, 12 月 27-28 日, 12 月 31 日, さらに 1 月 6-7 日にかけて極大値となることが分かる. 固有ベクトル場には平均流速場と同様な 2 つの循環流と, 西水道から浦賀水道に向かう流れが存在している. このことは, EOFr1 が正の値をとる時期, 西水道からの沖合水流入と 2 つの湾内循環流が強化され, 反対に, 負の値をとる時期にはそれらが弱まることを示している.

### 3.3 風速場の変動特性

期間 I における相模湾を含む広域の平均風速ベクトルを図-11に示す. 北緯 35 度以北では, 概ね北北西風が, それ以南では西北西の風が卓越している. 明らかな例外は伊豆半島東岸の網代, 伊東と西岸の松崎, および半島の付け根に位置する三島である. これらの地点における平均風向の傾向が周囲と異なるのは伊豆半島の地形による影響と考えられる. 平均風速は御前崎, 新島や八丈島などの領域の南側で大きくなっている.

JO, 石廊崎と八丈島における風速の 1 次統計量を表-4に, 25 時間移動平均風のスティックダイアグラムと風速変動のパワースペクトルを図-12と図-13にそれぞれ

表-4 期間1における風向風速 (JO, 石廊崎, 八丈島) の1次統計量

	Mean				Maximum				Date	std	
	Velocity (m/s)	U (m/s)	V (m/s)	Direction (degree)	Velocity (m/s)	U (m/s)	V (m/s)	Direction (degree)		U (m/s)	V (m/s)
JO	2.05	0.73	-1.91	159.1	17.38	13.12	11.39	49.4	Jan. 02	5.23	5.08
Iro-saki	2.99	2.92	-0.64	102.1	11.58	11.58	0.00	90.0	Jan. 03	5.03	0.49
Hachijo	5.18	5.10	-0.94	100.4	12.73	12.73	-0.30	91.4	Dec.26	4.67	1.36

U and V are EW and NS velocity components; std is standard deviation.

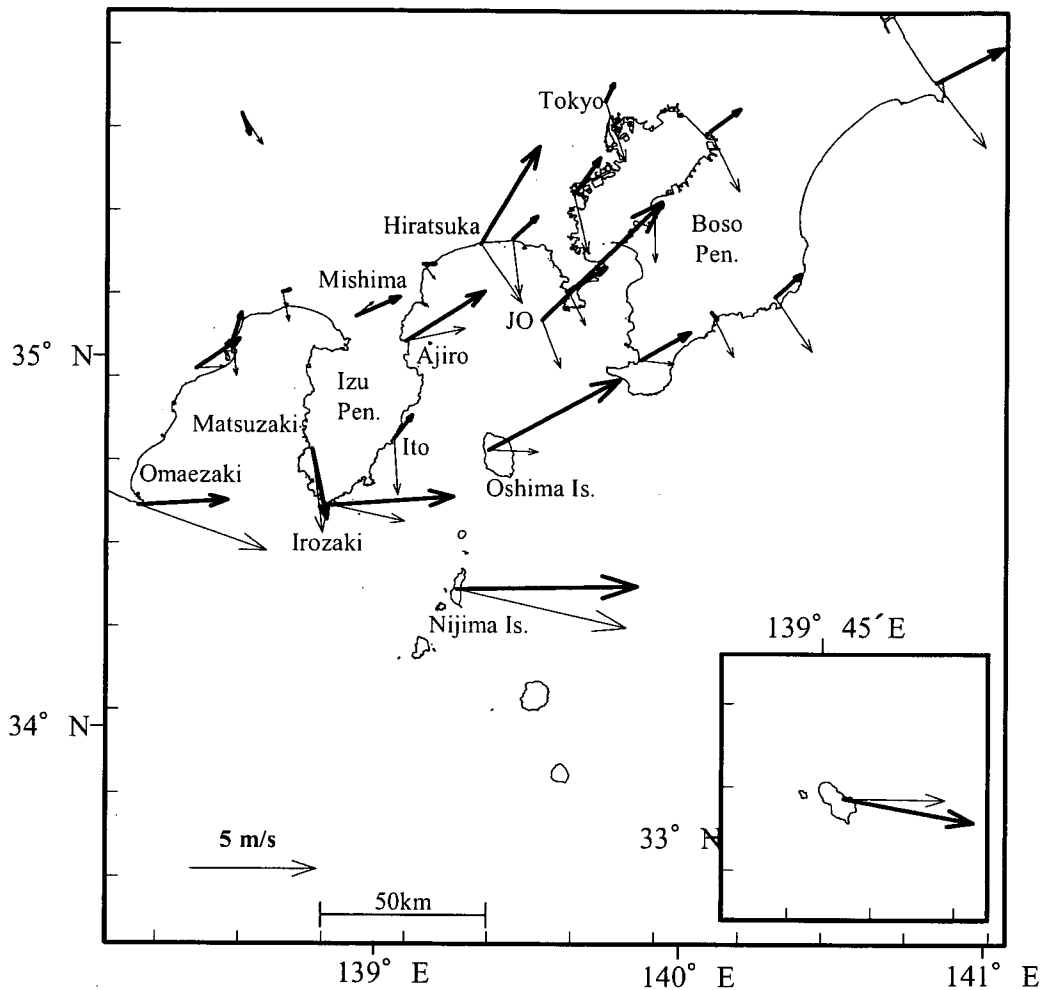


図-11 期間1における平均風速ベクトル (細線) とE0Fw1の固有ベクトル (太線) の分布

示す。時系列を見ると、領域全体にわたって風速変動の相関が高いことが分かる。ただし、JOでは北東-南西方向の、石廊崎と八丈島では東西方向の風速変動が卓越している。JOや石廊崎では、風速の標準偏差が平均風速に比べて大きいのにに対し、八丈島では両者はほぼ同程度となっている。最大風速はJOで17.4m/s (南西風)、石廊崎で11.58m/s (西風)、八丈島では12.73m/s (西風) となっており、JOで最も大きな風速を記録している。これ

らの統計量の相違は主に陸岸地形の影響によるものと考えられる。また、最大風速を計測した時期は、S1,S2,S3で最大流速が発生した時期と異なっている。両者の時系列を比較すると、むしろ石廊崎や八丈島において東よりの弱い風が卓越する時期に表層流速が大きくなる傾向が見られる。また、パワースペクトルを見ると、3地点とも表層流速変動に関するパワースペクトルに見られたように、8-11日周期の変動が最も卓越している。このこと

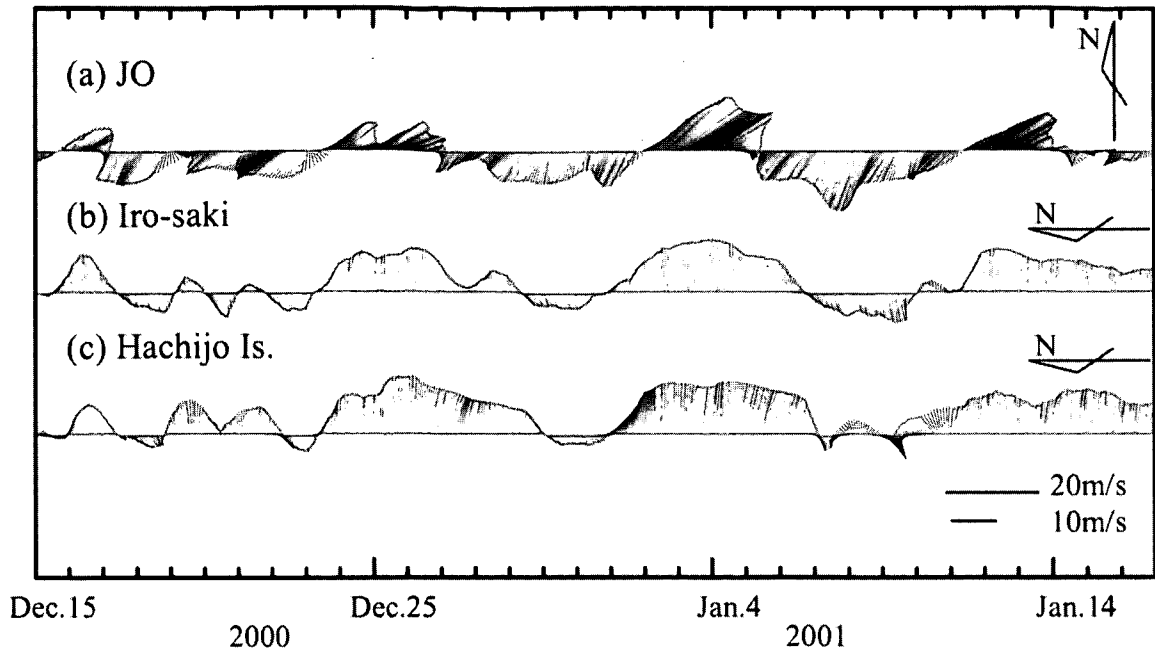


図-12 25時間移動平均風速のスティックダイアグラム；(a)JO, (b)石廊崎, および(c)八丈島

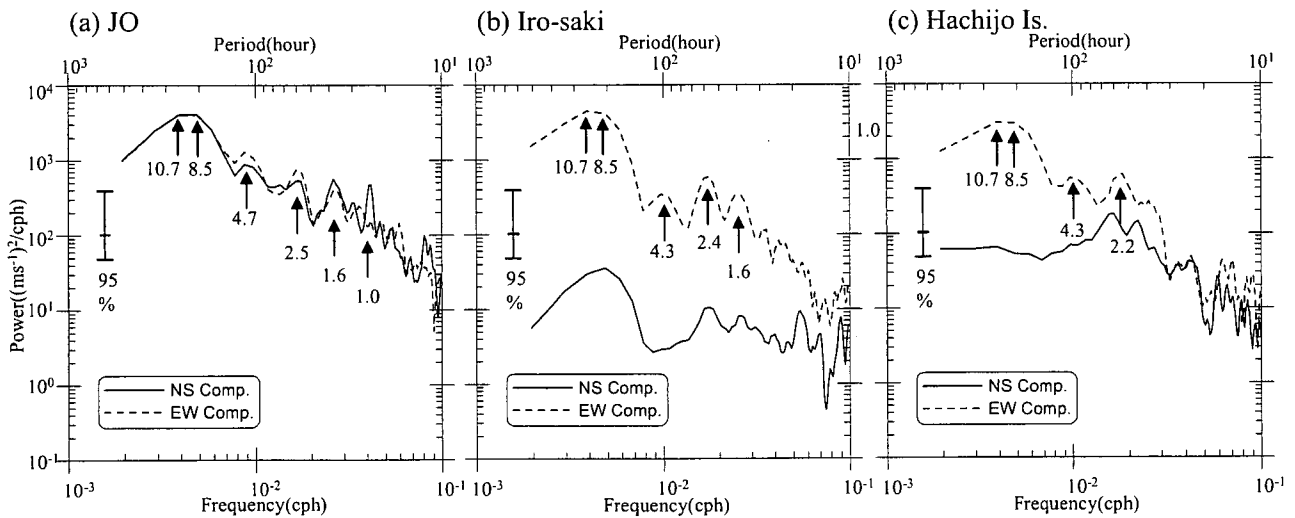


図-13 期間1における風速成分のパワースペクトル；(a)JO, (b)石廊崎, および(c)八丈島

は、最大風速と最大表層流速が観測された時期は異なるものの、周期的に発生した強い流れに対して、風速変動が大きな影響を与えていることを示唆している。

続いて、この総観スケールの風速場変動の時空間構造を明らかにするために、12月24日から1月3日までの25時間移動平均風速ベクトル分布を、対応する天気図(気象庁)と共に図-14に示す。期間1では移動性の低気圧が北海道上空を周期的に通過しており、北海道付近に低気圧が位置する時期、相模湾周辺では西南西-西北西の強い風が支配的となっている。これに対し、低気圧が北海道から遠く離れた大陸性の高気圧が日本を覆う時期には、北-北北東の風

が卓越する。つまり低気圧が北海道付近に存在する時期、駿河湾から房総半島にかけては沿岸湧昇モードの風が、高気圧が日本を覆う時期には沿岸沈降モードの風が支配的となっている。また、ほとんどの測点において低気圧が北海道付近に位置する時期の方が風速は大きい。

図-11中に太い線で示したEOF第1モード(EOFw1, 寄与率78.8%)が、この低気圧通過に伴う風速場変動を表現している。図-12, 図-14から期待されるように、基本的に固有ベクトルの方向は北緯35度以北では北東、それ以南では東となっている。このことはEOFw1が正になる時期、領域の北側で南西風、領域の中央から南側で西風が強化され、

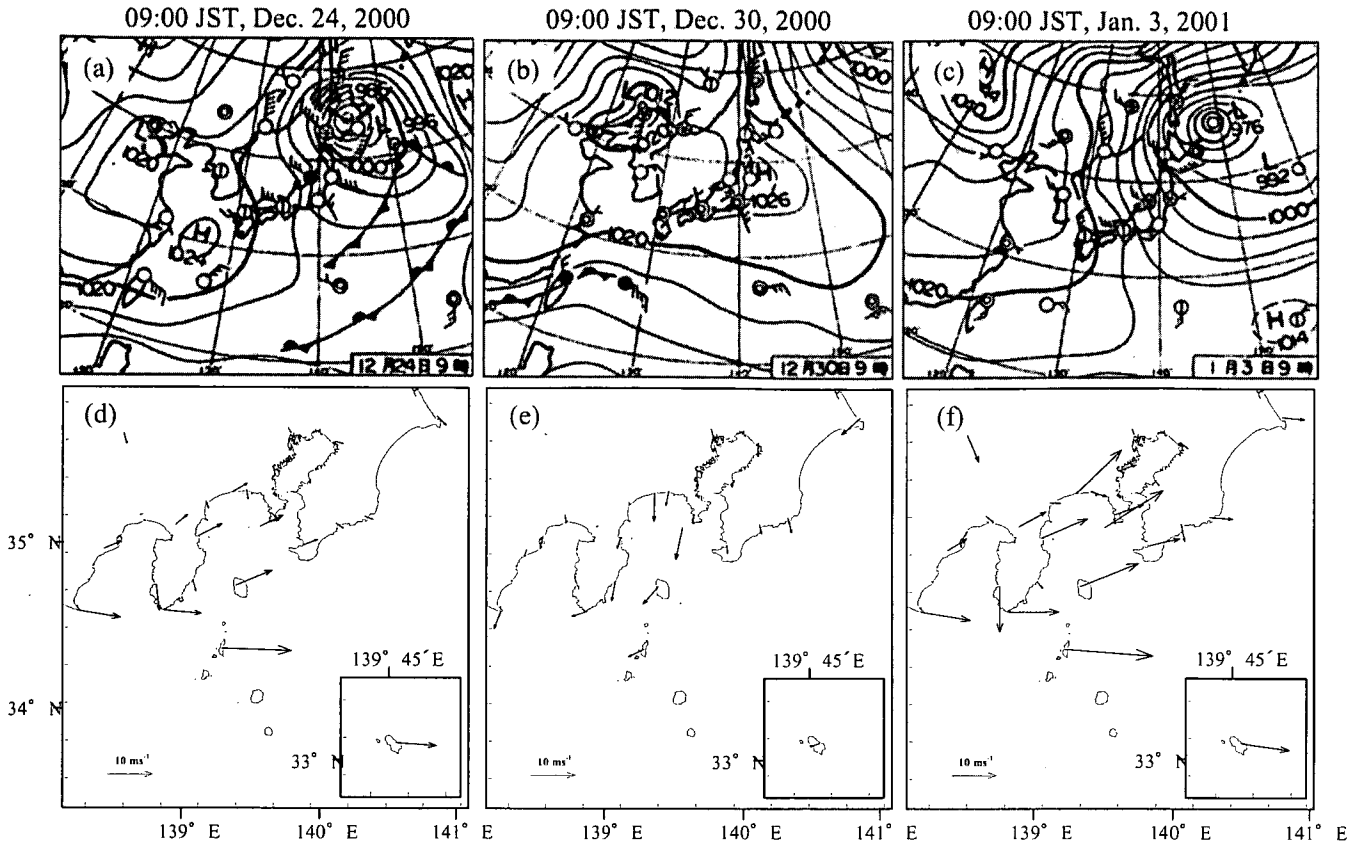


図-14 気圧配置と25時間移動平均風速分布の時間変化；(a)(d)2000年12月24日09:00, (b)(e)2000年12月30日09:00, (c)(f)2001年1月3日09:00

反対に負になる時期にはそれぞれ北東、東の風が強化されることを示している。さらに、EOFw1の振幅の時間変化(図-10b)を見ると、移動性の低気圧が北海道付近に位置する時期には正の値を、反対に大陸性の高気圧が支配的となる時期には負の値となっている。以下、簡単のためEOFw1が正、および負となる時期の風速場を、それぞれ湧昇モード風、沈降モード風と呼ぶ。

### 3.4 湾内表層流速場—風速場—黒潮前線変動の関係

上述した様に、期間1において8-11日周期で発生した強い流れに対して、海上風変動が大きな影響を与えていた可能性が考えられる。そこで、EOFr1とEOFw1のコヒーレンスとラグを調べてみた(図-15a)。図を見ると、8-11日の周期帯において両者は相関が非常に高く、EOFr1はEOFw1に対して170°遅れている、つまり沈降モード風が最強(EOFw1が極小値)となる約7時間前に西水道からの流入と2つの循環流が最も強化される(EOFr1が極大値)ことが分かる。変動周期に比べてこのタイムラグは非常に小さく、EOFr1とEOFw1はほぼ同時にそれぞれ極大(小)値と極小(大)値となると考えられる。

一方で、湾内表層流動構造の変動に対して黒潮の離接岸が大きな影響を与えていることが既往の研究から明らかにされている。さらにHFレーダ観測期間における黒潮流軸変動(図-4)と3つの期間における湾内表層の平均流動構造(図-6)の対応関係から、本観測期間における流動構造に対しても黒潮変動が影響を与えていたことが推測される。そこで、期間1における伊豆半島から相模湾沖合の黒潮前線の変動を人工衛星(NOAA/AVHRR)に基づいて調べてみた。図-16に12月22日から1月5日にかけての表層水温分布を示す。沈降モード風が卓越する12月27-31日には、黒潮前線は石廊崎に接岸し、低温の沿岸水と黒潮水が混合した黒潮系暖水が大島西水道から湾内へ、また伊豆半島西岸沿いを駿河湾内へ向かって北上している(図-16b)。一方、湧昇モード風が卓越していた12月22-26日、1月1-5日には、黒潮は沖合へ移動しており、相模湾内への黒潮系暖水流入は発生していない。これらの表層水温分布から、湧昇モード卓越時に西水道から湾内へ流入していた水塊は(図-9a, 9e)、黒潮系暖水ではなく低温の沿岸水であったものと推測される。20°Cの等温線の動きから、この小規模場離接岸に伴

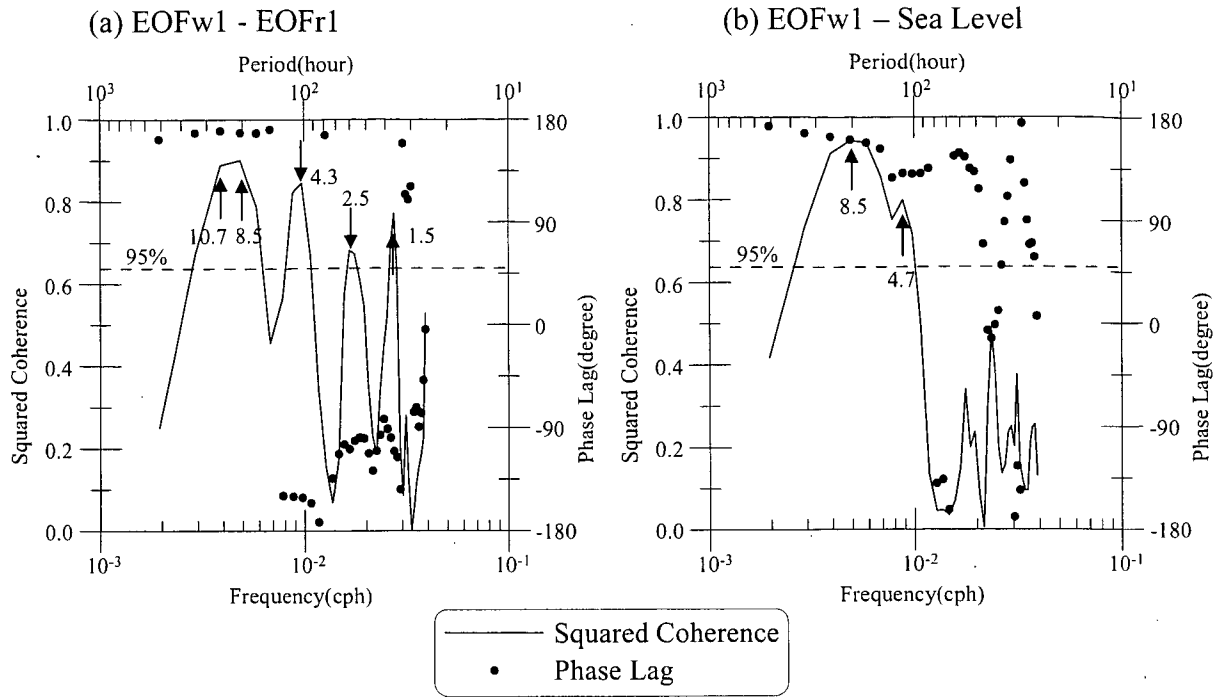


図-15 コヒーレンスとラグ;(a)EOFw1とEOFr1,(b)EOFw1と石廊崎の水位偏差

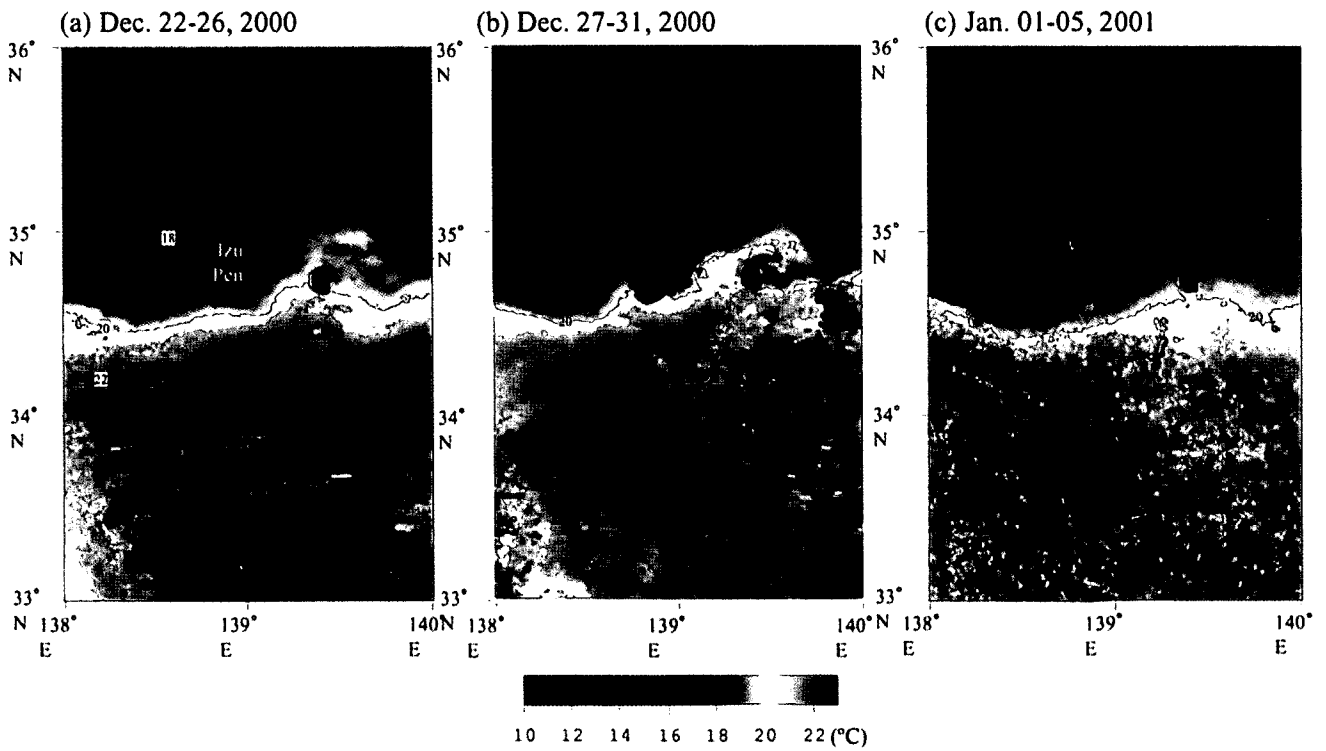


図-16 相模湾・駿河湾沖における表層水温分布(NOAA/AVHRR);(a)2000年12月22-26日,(b)2000年12月27-31日,(c)2001年1月1-5日

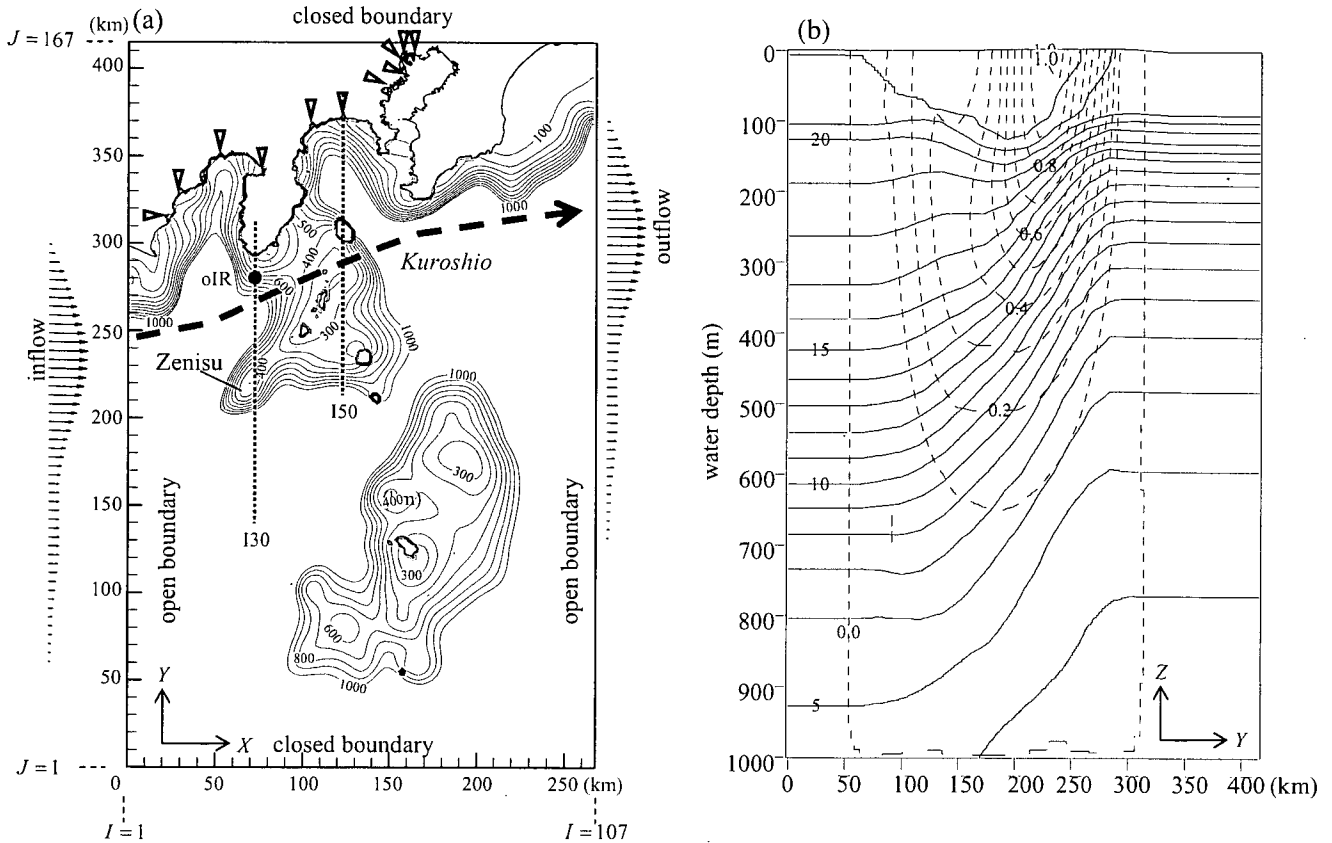


図-17 (a)数値計算領域と(b)西側境界における水温(実線)と流速東西成分(破線)の分布

う黒潮前線の移動距離は10-20km程度と推測される。この離接岸距離と伊豆半島沖合における内部変形半径( $\lambda$ )を比較してみる。内部変形半径は、沿岸方向の風によって発生する沿岸湧昇／沈降の岸沖方向の空間スケールに対応しており、理想的な2層海域を仮定すると以下の様に表せる。

$$\lambda = \frac{1}{f} \sqrt{\frac{\varepsilon g h_1 (h - h_1)}{h}} \quad (6)$$

ここに、 $h$  は水深、 $h_1$  は上層の厚さ、 $f$  はコリオリパラメータ、 $g$  は有効重力である。手元にデータが無いため期間1における西水道付近の鉛直密度分布は不明であるが、1990-1995年の12月15日から1月16日に西水道付近(北緯34度30分-34度50分、東経138度45分-139度20分)で計測された水温(データ数18, JODC)を調べたところ、この時期、当海域では100m程度の表層混合層が発達していることが確認された。そこで、石廊崎南方10km地点における水深を500m、上層厚を100m、コリオリパラメータを $8.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、 $\varepsilon$ を $1.0 \times 10^{-3}$ と仮定すると、内部変形半径は約11kmとなり衛星画像から見積もった黒潮前線の離接岸距離に近い値となる。このこと

は、黒潮前線の小規模な離接岸に対して、風による表層エクマン輸送とそれに伴う沿岸湧昇／沈降が重要な働きをしていることを示している。

黒潮前線の小規模離接岸と海上風変動の関係をより明らかにするために、石廊崎における水位偏差の時系列を図-10cに、EOFw1とのコヒーレンスとラグを図-15bに示す。時系列を見ると、EOFw1の変動に伴って水位も8-11日周期で変動している。水位変動の振幅は10-25cm程度であり、EOFw1の振幅と同様に時間と共に大きくなる傾向にある。水位偏差とEOFw1は8-11日周期において相関が非常に高く、水位はEOFw1に対して約12時間程度遅れて変動している。

図-10dにJO, TKにおける25時間移動平均水温の時系列を示す。EOFw1が極小値を示した数日後に、JOとTKにおいて急激な水温上昇が発生している。冬季における急激な水温上昇は明らかに沖合からの暖水流入によるものであり、表層水温分布(図-16b)から、この暖水は西水道から相模湾内へ流入した黒潮系暖水であると考えられる。水温上昇量はJOとTKでほぼ同程度(1-2℃程度)であるが、水温の極大値はJOの方が2℃程度高く、上昇するタイミングもJOの方が3日程度早い。これは、

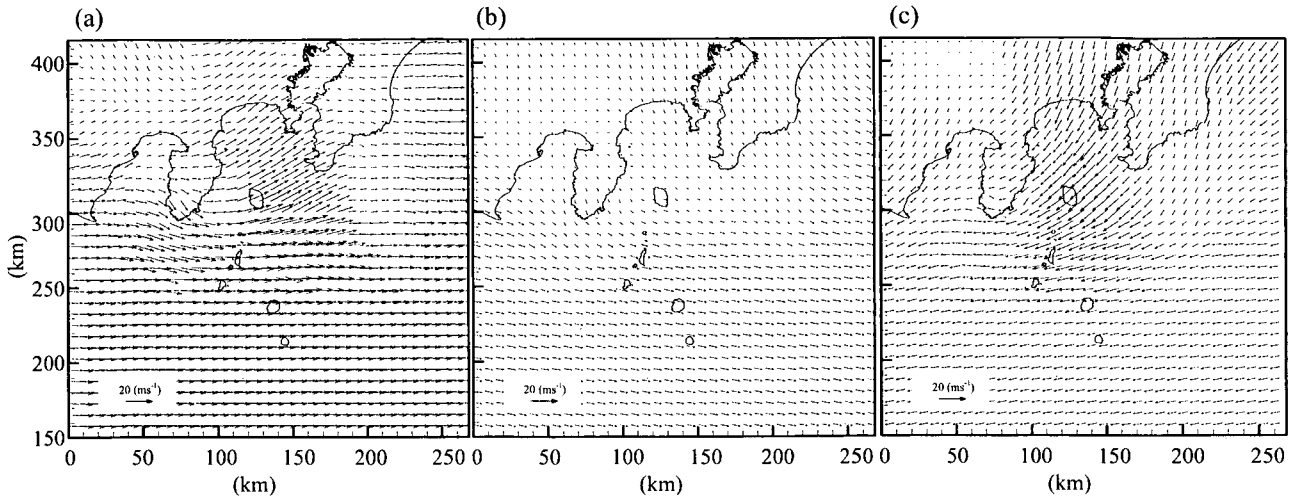


図-18 (a)E0Fw1が極大値,(b)E0F1がゼロ,および(c)E0Fw1が極小値の場合のモデル風速場

西水道から流入した黒潮系暖水が、周囲の沿岸水と混合し、さらに海面冷却の影響を受けながら相模湾奥部や東京湾湾口部へ到達していることを示している。

以上の観測結果より推測される周期的な黒潮系暖水の流入と湾内循環流の変動メカニズムを以下に示す。①観測期間中、黒潮は非大蛇行離岸流路型であったが、2000年中旬から2001年の中旬にかけて伊豆半島に接近する形の流路をとっていた。②この間、相模湾周辺海域における海上風は、北海道上空を通過する移動性低気圧の影響によって主に8-11日周期で変動していた(図-12, 13, 14)。③低気圧が北海道上空を通過する時期、伊豆半島沿岸部では湧昇モード風が強まり、同海域では沖向きの表層エクマン輸送(沿岸湧昇)が発生し、黒潮前線は内部変形半径の程度(10-20km)沖合へ移動する(図-16a, 16c)。④その結果、西水道からの黒潮系暖水流入は消滅し、代わりに駿河湾沖から低温の沿岸水が流入する(図-9a, 9e)。⑤一方、低気圧が通過した後、大陸性の高気圧が支配的になると沈降モード風が卓越し、岸向きのエクマン輸送によって伊豆半島周辺の沿岸湧昇は解消されるか弱まり、黒潮前線の接岸が助長される(図-16b)。黒潮前線は伊豆半島南端部に接岸し、その結果、西水道から黒潮系暖水が勢い良く相模湾内に流入し、湾内循環流もまた発達する(図-9c)。⑥流入した暖水の一部は、沿岸水との混合や海面冷却を受けながら数日後に相模湾北東部沿岸域、さらには東京湾湾口部にまで到達する(図-10d)。

#### 4. 数値実験概要

続いて、観測結果から推測された周期的な暖水流入の発生メカニズムを数値実験によって検証する。数値実験に用いた流動モデルはPOMである。POMはこれまで黒潮を対象とした数多くの数値計算に利用されており(例えば、Kagimoto and Yamagata, 1997; Miyazawa and Minato, 2000)、ここではモデル自体の詳細については省略する。なお、本来POMでは水平渦動粘性係数や水平渦拡散係数の計算にスマゴリンスキータイプのモデル(Smagorinsky, 1965)を用いるが、本数値実験では簡単のため一定値(50m<sup>2</sup>/s)を与えている。図-17aに計算領域を示す。水深は500mメッシュデータ(J-EGG500, JODC)に基づいて作製した。ただし、数値計算の打ち切り誤差を小さくするために若干のスムージングを施し、また最大水深を1000mとしている。水平方向の格子間隔は2.5kmであり、鉛直方向はσ座標で21層に分割した。風に対する黒潮前線および湾内流動の応答を調べるために表層付近の解像度を高くしており、第1層の厚さは最大で2.0m程度となっている。

期間Iにおける黒潮海域の水温の鉛直分布データを取得することが出来なかったため、水温の初期条件は、1999年12月に東経137.5度線に沿って北緯30.0から34.0度の範囲(測点間隔は10分)で行われたXBT観測データ(JODC)に基づいて作製した。観測データを水平方向2.5km間隔に線形補間した後、若干の平滑化を行い、さらに黒潮前線の位置がおおよそ人工衛星画像(図-16)と符合するように南北方向に移動させた。観測データ不足のため、計算領域の北側(46メッシュ分)では水温は南北方向に一樣とし(図-17b)、計算開始時刻においてこ

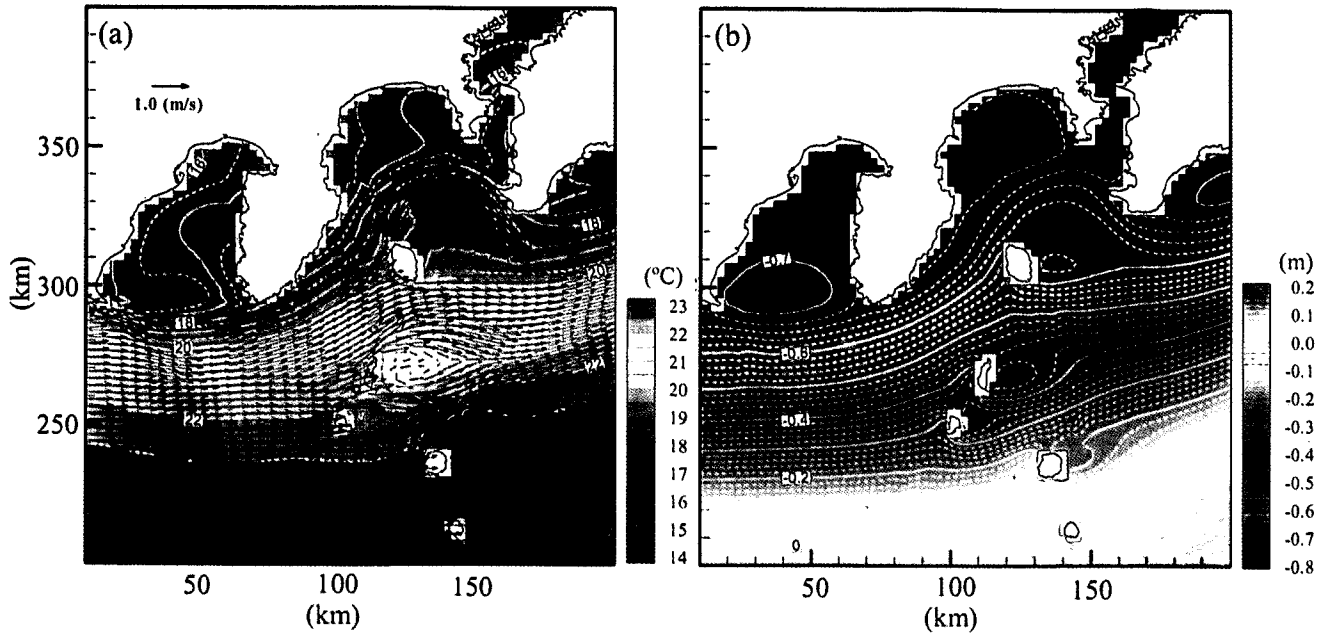


図-19 90-100日における(a)表層平均流速・水温分布と(b)水位分布

の水温分布を東西方向に一様に与えた。また、水位、流速の初期値はゼロ、塩分は34.7とした。

黒潮は東西境界において流入流出条件を与えることによって駆動した。西側流入境界における流速の南北成分はゼロに、水温、塩分は初期値のまま固定し、水位は1メッシュ内側の値を与えた。流速東西成分の分布は水温、塩分の境界条件に基づいて、以下に示す力学計算(例えば、海洋観測指針)を行って求めた(図-17b)。

$$u = \frac{1}{fL} (\Delta D_A - \Delta D_B) \quad (7)$$

ここで、 $u$  は隣り合う格子点A、B間における圧力  $p$  面での流速、 $\Delta D_A$ 、 $\Delta D_B$  は隣り合う格子点A、Bにおける無流面(ここでは1000db)と圧力  $p$  面とのジオポテンシャル距離の差、 $L$  は格子点間の距離(2.5km)である。力学計算の結果、西側境界における総流入量は約42svとなった。一方、東側流出境界においては、水温、塩分、水位は1メッシュ内側の値を与え、流速の南北成分はゼロとした。期間1における黒潮流路を模擬するため流速の東西成分については西側流入境界における流速分布を28メッシュ分北へずらした位置に与え、さらに主要11河川からの淡水総流入量(210m<sup>3</sup>/s)を黒潮流出部分の断面積で割った値を加えた。なお、河口位置は図-17a中に▽で示す。なお南北境界は閉境界とした。8-11日の黒潮前線変動に対して潮汐が大きな影響を与えているとは考え

難く、また、相模湾周辺における潮汐は比較的小さいため、本数値実験では潮汐は無視している。

実際の暖水流入の発生や湾内循環流の変動は、8-11日周期で変動するEOFw1と相関が高かった。そこで、本数値実験における風応力場は、平均風速場とEOFw1(図-11)に基づいて作製することにした。まず、各観測地点における平均風速とEOFw1の固有ベクトルを、観測地点からの距離に反比例する形の関数を用いた客観補間法によって計算格子点上に空間補間し、さらに、EOFw1の振幅を正弦関数を用いて周期10日で規則的に変化させることによって実際の風速場変動を模擬した。なお、EOFw1の振幅は再合成した風速の最大値が概ね実測値と合うように設定している。EOFw1が極大値(湧昇モード風最強時)、ゼロ(平均風)、極小値(沈降モード風最強)となる時の、風速ベクトル分布を図-18に示す。最終的には、このモデル風速場を以下のバルク式(本田・光易, 1980)を用いて風応力場に変換した。

$$(\tau_x, \tau_y) = \rho_a C_D (U_{wind}, V_{wind}) \times |\mathbf{U}_{wind}| \quad (8)$$

$$|\mathbf{U}_{wind}| = \sqrt{U_{wind}^2 + V_{wind}^2} \quad (9)$$



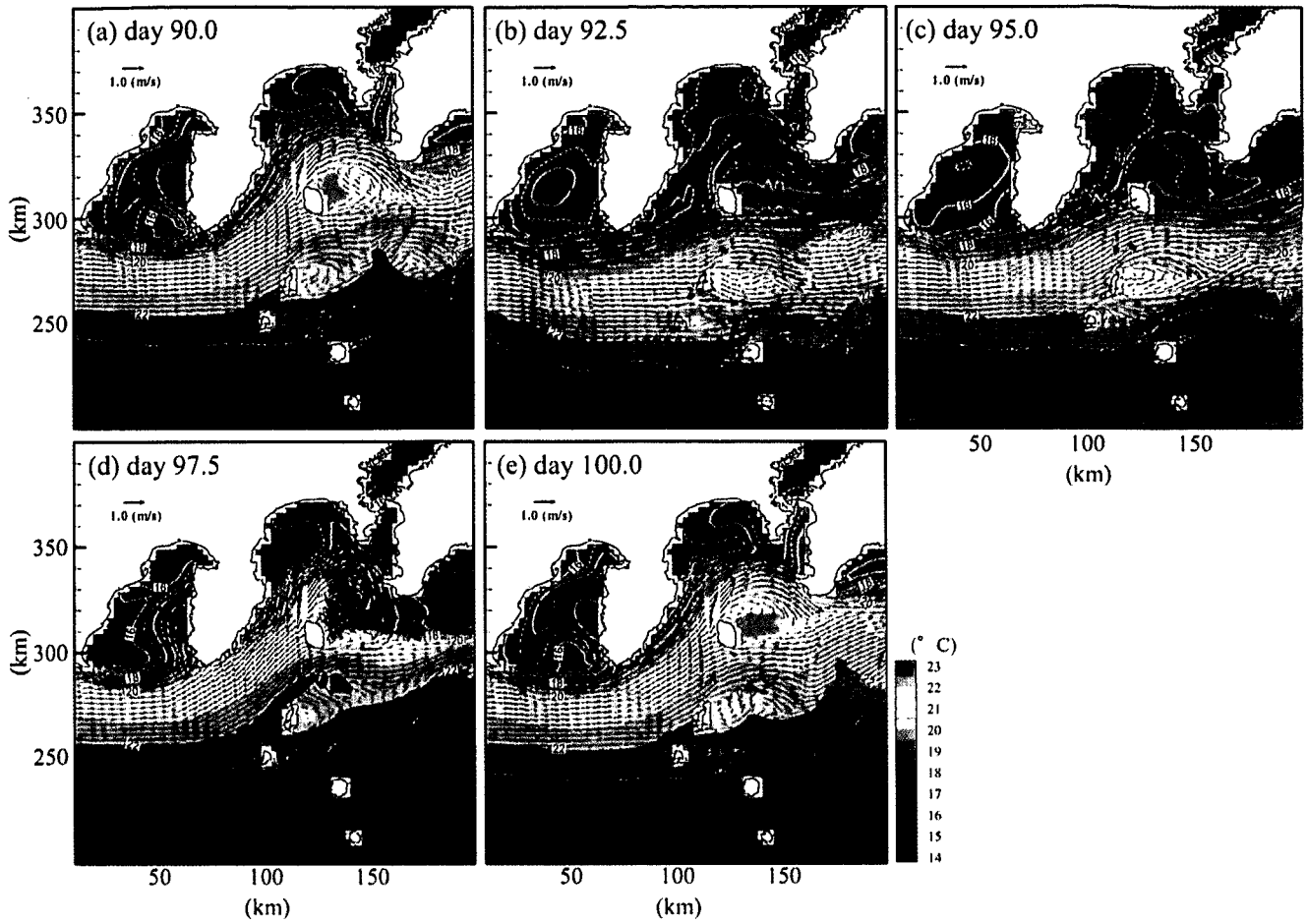


図-20 表層水温と流速ベクトル分布の時間変化 ;(a)90.0日, (b)92.5日, (c)95.0日, (d)97.5日, (f)100.0日

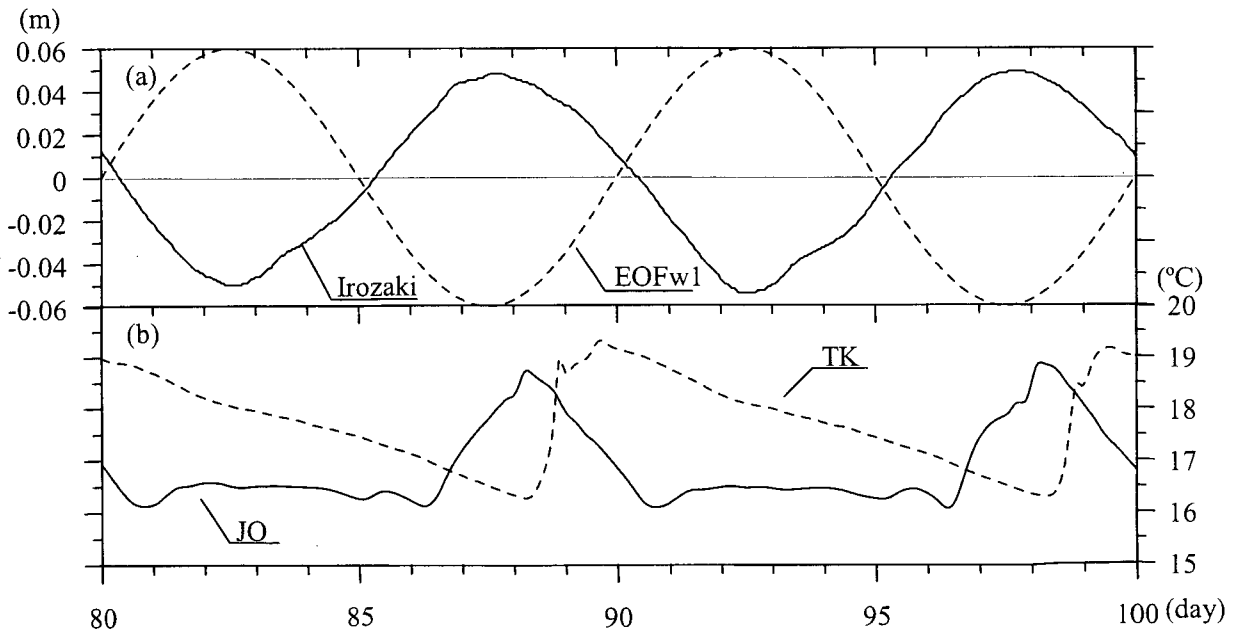


図-21 (a)EOFw1と石廊崎における水位偏差, および(b)TKとJOにおける水温の時系列

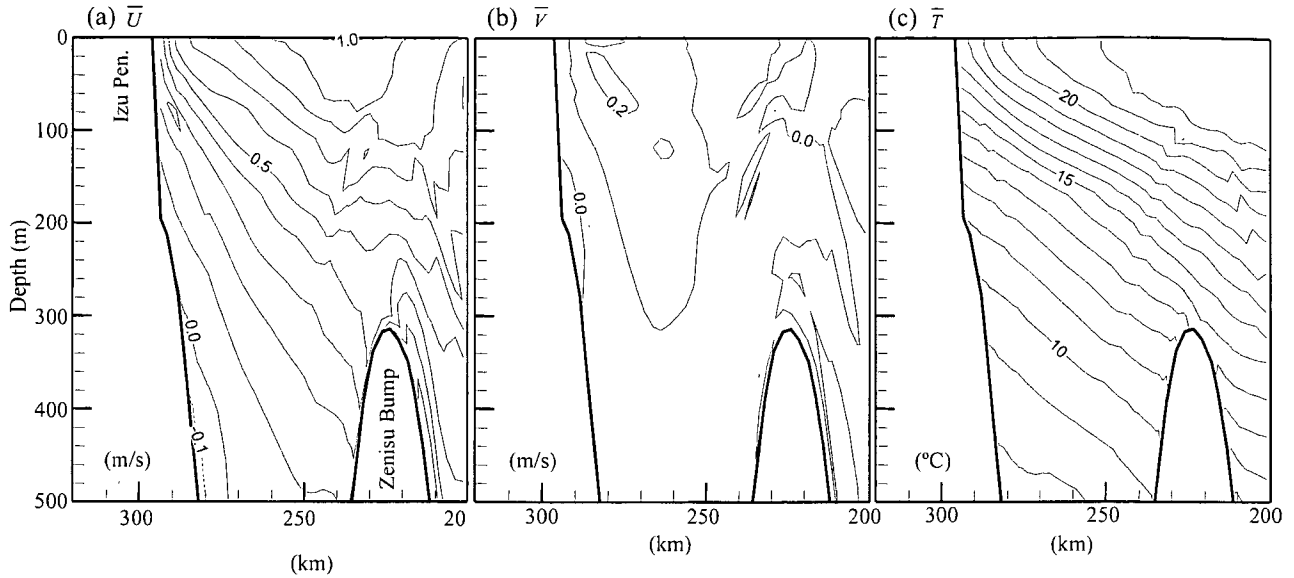


図-22 石廊崎沖(130)における平均流速の(a)東西成分, (b)南北成分, および(c)平均水温の断面分布

$$C_D = \begin{cases} (1 - 1.89 \times 10^{-2} |\mathbf{U}_{wind}|) \times 1.28 \times 10^{-3} & (|\mathbf{U}_{wind}| \leq 8.0 \text{ m/s}) \\ (1 + 1.078 \times 10^{-1} |\mathbf{U}_{wind}|) \times 5.81 \times 10^{-4} & (|\mathbf{U}_{wind}| \geq 8.0 \text{ m/s}) \end{cases} \quad (10)$$

$$\mathbf{U}_{wind} = \bar{\mathbf{U}}_{wind} + A \sin(2\pi/T) \times \mathbf{U}_{EOFw1} \quad (t \geq \text{day } 30) \quad (11)$$

ここで,  $\tau_x, \tau_y$  はそれぞれ東西, 南北方向の海面応力,  $\rho_a$  は大気密度,  $C_D$  は抵抗係数,  $\mathbf{U}_{wind}$  は風速,  $\mathbf{U}_{EOFw1}$  は EOFw1 の固有ベクトル,  $A, T$  はそれぞれ EOFw1 の振幅, 変動周期 (10 日) である. このモデル風応力場においては, 1 周期 (10 日間) のうち最初の 5 日間が概ね湧昇モードの風応力場に, 後半の 5 日間が沈降モードの風応力場に対応している. また, 海面では冬季における東京湾, 相模湾海域での海面熱収支量に相当する冷却 ( $-50 \text{ w/m}^2$ ) を与えた (赤沢, 2003). 計算開始後 30 日までは黒潮流入流出, 海面冷却, および淡水流入によりモデルを駆動し, 30 日以降はさらに風応力を加え最終的に 100 日まで計算を行った. 湧昇モード風 (沈降モード風) は, 32.5, 42.5, ..., 92.5 日 (37.5, 47.5, ..., 97.5 日) に最も強くなる. 解析には, 主に計算開始後 90-100 日における計算結果を使用した.

## 5. 周期的な黒潮系暖水流入の発生メカニズム

### 5.1 計算結果と観測結果の比較

計算開始後 90-100 日における相模湾およびその周辺海域表層の平均流速ベクトル, 平均水温と平均水位分布を図-19に示す. 平均流速分布を見ると, HF レーダー観測結果 (図-6a) に見られた基本的な流動構造, すなわち, 西水道からの暖水流入と東水道からの流出, 湾中央部における aCC の発生が認められる. 大島背後には 1 対の循環流が存在し, 北側に位置する CC の方が相対的に大きくなっている. 観測結果に比べて大島北部における暖水流入速度が若干 (最大で  $10 \text{ cm/s}$  程度) 大きいこと, 湾中央部の aCC の中心が  $5 \text{ km}$  程度西側に位置していることを除けば, 観測結果を良く再現している. 水位分布パターンは, 基本的に水温分布パターンと一致しており, 水温が高い海域ほど水位も高くなっている. 水位分布から石廊崎沖における黒潮前線の  $20 \text{ km}$  程度の離岸は, 石廊崎における  $14 \text{ cm}$  程度の水位変動に対応するものと考えられる.

90 日から 100 日にかけての相模湾周辺海域における表層流速・水温分布のスナップショットを図-20に示す. 90 日から 92.5 日にかけて湧昇モード風が強くなるにつれて黒潮前線 (ここでは,  $20^\circ \text{C}$  の等温線を黒潮前線と仮定する) は徐々に沖合へ移動し, 92.5 日には石廊崎南方約  $20 \text{ km}$  の沖合にまで離岸する. その結果, 黒潮系暖水は湾内へ流入しなくなり, 代わりに伊豆半島沿岸や駿河湾沖合から水温  $18^\circ \text{C}$  以下の低温沿岸水が流入する. 湾内の循

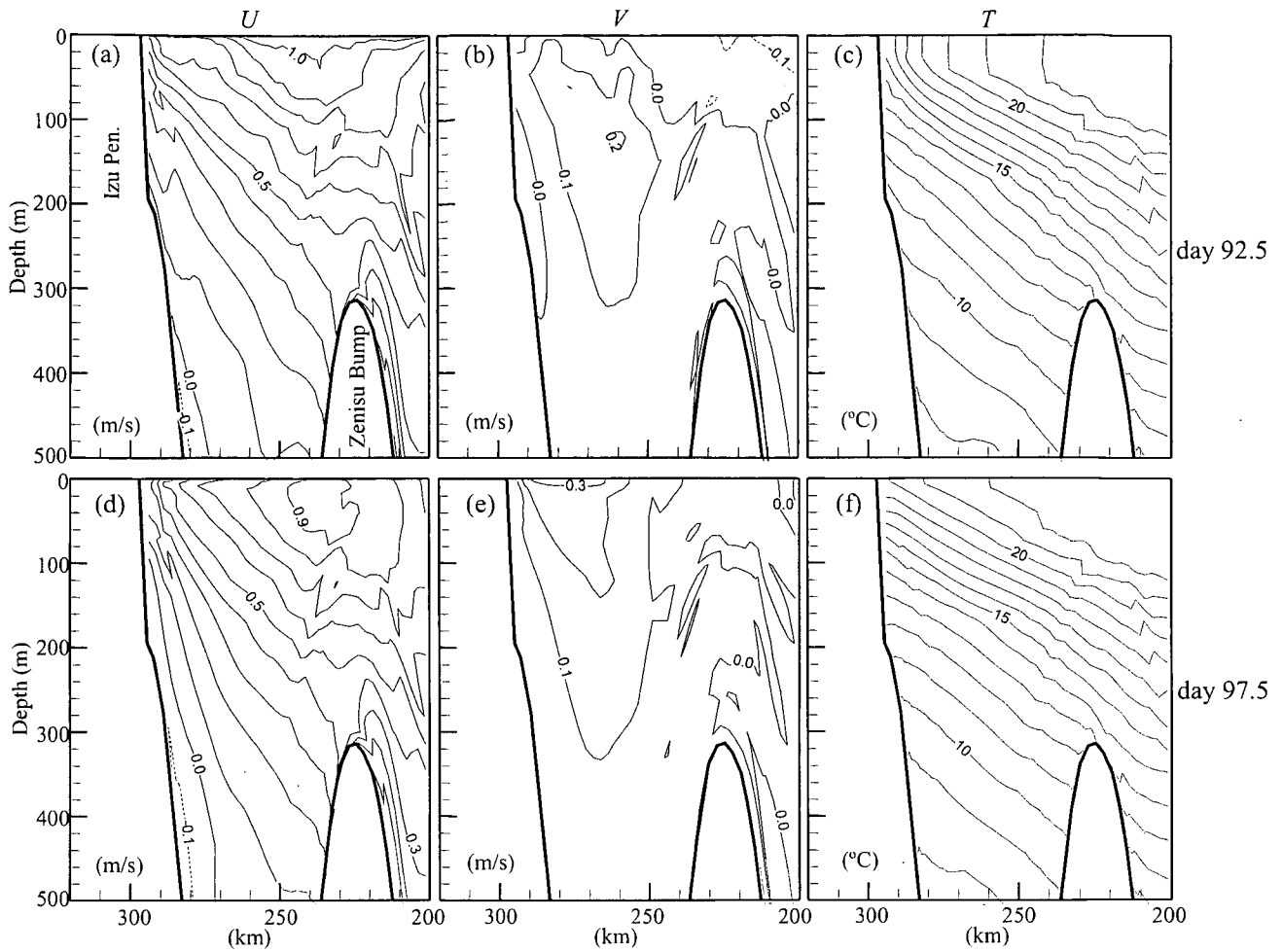


図-23 92.5日と97.5日における石廊崎沖(I30)の流速(a)(d)東西成分, (b)(e)南北成分, および(c)(f)水温分布

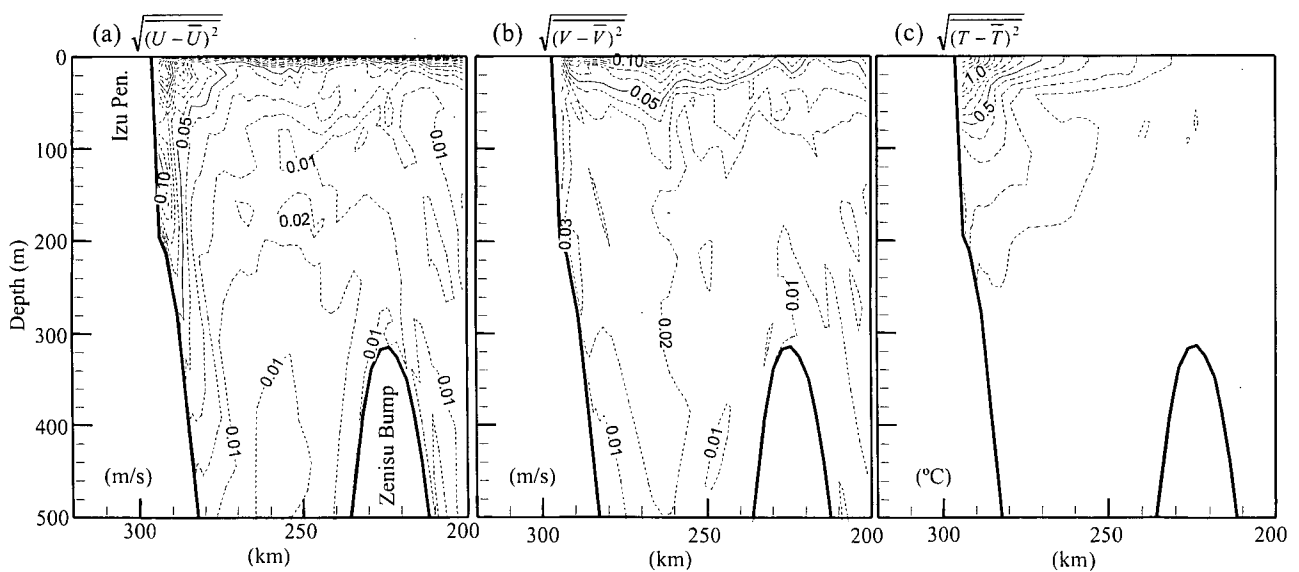


図-24 石廊崎沖(I30)における流速(a)東西成分, (b)南北成分, および (c)水温の標準偏差の分布

環流は弱まり、湾中央部のaCCの中心は北東方向へと移動する。92.5日から95日にかけて湧昇モード風が弱まると、黒潮前線は徐々に岸に近づく。沈降モード風がピークとなる97.5日には黒潮前線は石廊崎に接岸し、20℃以上の黒潮系暖水が西水道から湾内へ勢い良く流入する。湾内循環流は著しく発達し、湾中央部aCCの中心位置は南西方向へ移動する。流入した黒潮系暖水は再び東水道から外洋へ流出するか、湾北岸に沿って反時計回りに移動する。97.5日から100日にかけて沈降モード風が弱まるにつれて、再び黒潮前線は離岸し、結果的に湾内循環流も弱まる。100日になると、数日前に西水道から流入した黒潮系暖水の一部が東京湾湾口部へ到達する。なお、92.5日から95.0日にかけて風速場が湧昇モードである(沖向きのエクマン輸送が生じている)にも関わらず、黒潮前線の離岸が緩和され、反対に97.5日から100日にかけて沈降モード風である(岸向きのエクマン輸送が生じている)にも関わらず、黒潮前線の接岸が緩和されていることは興味深い。この点については、後ほど運動方程式のバランスに基づいて議論する。

図-21にEOFw1、石廊崎の水位偏差、およびJO、TKにおける水温の時系列を示す。EOFw1と水位偏差は相関が非常に高く、EOFw1が極大(極小)値に達してから約6時間後に水位偏差が極小(極大)値となる。JO、TKにおける水温は、EOFw1が極小値となってからそれぞれ20時間後、50時間後に極大値となる。水温は基本的にTKの方がJOに比べて高水温となっているが、これは、積分時間の不足によって、東京湾海域における水温が十分低下していなかったためと考えられる。石廊崎における水位偏差の振幅はおよそ10cm程度であるが、上述した様に20km程度の黒潮離接岸は石廊崎における14cmの水位変動を引き起こすことから、この水位変動は主に黒潮の小規模離接岸によるものと考えられる。また、水位変動の計算結果は観測結果(10-25cm)に比べると小さくなっているが、この理由としては、まず再現された黒潮前線が実際に比べて平滑化されていることが挙げられる。これは西側開境界における水温分布を平滑化したこと、水平渦動粘性係数の大きさや水平格子間隔に原因があるものと考えられる。その他の理由としては、海上風速や海面摩擦係数を過小評価している可能性が考えられる。

以上の計算結果は、観測結果と定量的には若干異なっているが、海上風変動に伴う黒潮前線や湾内循環流の応答、流入した黒潮系暖水の挙動について観測結果を定性的に良く再現している。

## 5.2 石廊崎沖における流動・水温の鉛直断面構造

本数値実験では、海上風以外の境界条件は時間的に変化させていない。このことは、再現された黒潮前線の小規模離接岸が、海上風による表層エクマン輸送によって引き起こされていることを示している。ここでは、風速場変動に伴う黒潮前線変動メカニズムについてさらに詳しく調べるために、石廊崎沖における流速、水温の鉛直断面分布を調べる。

石廊崎を通過する南北断面(130、図-17a参照)内における平均流速と平均水温の分布を図-22に示す。流速東西成分(U)の最大値は海面付近に存在し、約1.0m/s程度となっている。流速南北成分(V)はUに比べてかなり小さく、流速の最大値は黒潮本流域ではなく石廊崎沖約15km付近に存在している。200m層での水温(T)15℃の等温線位置と最大流速域の位置はほぼ一致しており、黒潮流軸は石廊崎沖55km付近に存在しているものと考えられる。また、海表面では20℃の等温線(黒潮前線)は石廊崎沖約15kmに位置している。

湧昇モード風と沈降モード風がピークとなる92.5日、および97.5日における流速成分、水温の断面分布を図-23にそれぞれ示す。92.5日には、平均場と比べるとU、V、Tとも概ね表層30m、岸から20km程度の範囲内で相対的に変化が大きく、基本的にはその範囲でUは加速、Vは減速し、Tは低下していることがわかる。岸沿いの変化はUが最も深い層(400m付近)まで及んでいるのに対し、Vの変化は300m程度、Tの変化は200m以浅で顕著である。水温分布を見ると、石廊崎の岸近く水深200mにおける15℃の等温線(黒潮流軸)の位置は平均場と比べほとんど変化していない。海面においては20℃の等温線は石廊崎沖約23kmの地点に位置しており、平均場に比べて8km程度沖合に移動している。97.5日においては、92.5日とほぼ同じ範囲内で、平均場に比べてUは減速、Vは加速し、Tは上昇している。また、水温分布から判断される黒潮流軸は、平均場あるいは92.5日と比べてほとんど動いていない。海面における20℃の等温線は石廊崎に接岸している。

これら石廊崎沖における一連の流速、水温変動構造をより明らかにするために、流速、水温の標準偏差分布を図-24に示す。標準偏差は、90.0日から100.0日までの計算結果に基づいて求めている。Uについて見ると、水深20m以浅、もしくは岸から20km以内の水深300m以浅の範囲において標準偏差が5cm/sを超えている。特に、海表面や岸沿いの水深40m以浅で標準偏差が最も大きく12cm/sを超えている。Vに関しては、概ね20-40m以浅で標準偏差が5cm/sを超えており、東西成分に比べて影響

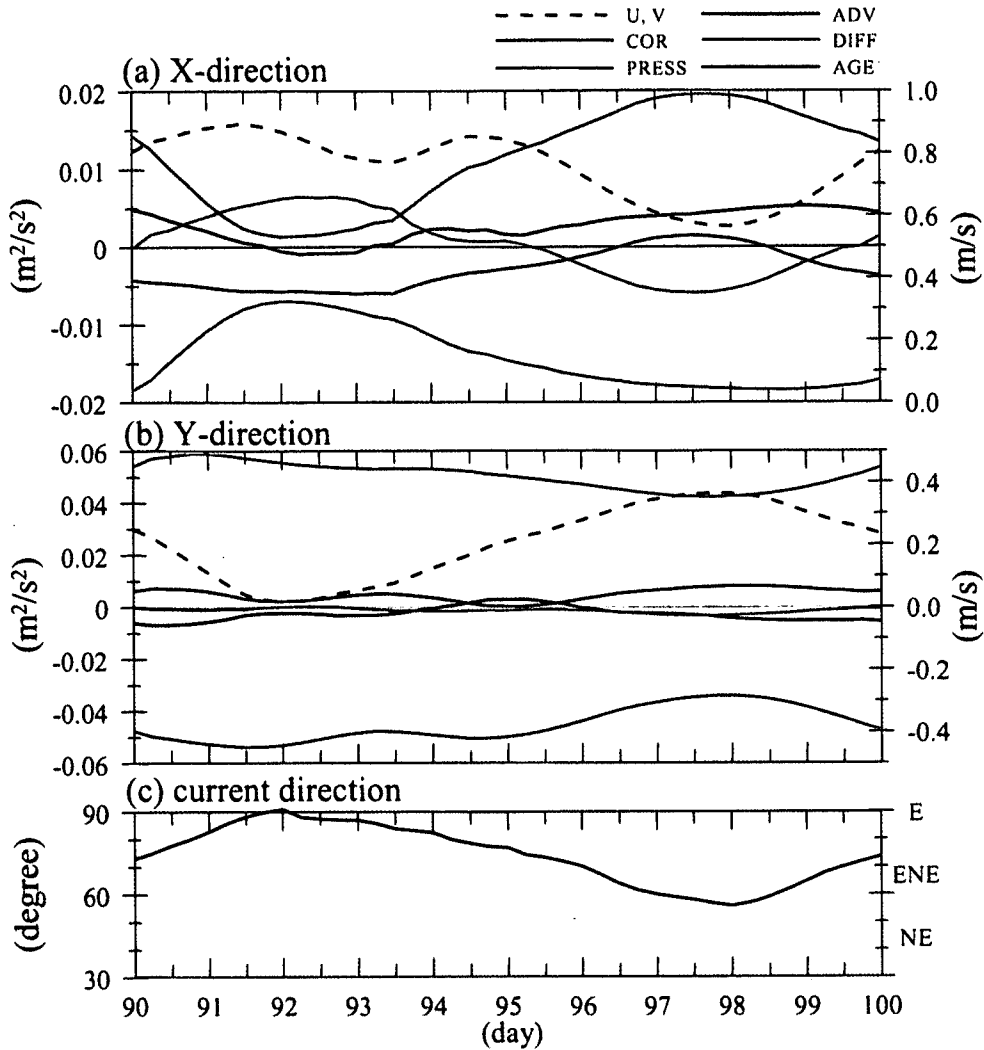


図-25 石廊崎沖表層(oIR)における運動方程式の各項と流向の時間変化;  
(a)東西方向,(b)南北方向,(c)流向

範囲がやや深くなっている。石廊崎約20kmの沖合海面付近で最も大きく、12cm/s程度となっている。ただし、銭洲(図-1の⑥の地点)上層では、5cm/sを超えるのはごく表層に限られている。当然ではあるが陸岸近くの変動はUに比べて小さい。なお、表層部の鉛直渦動粘性係数( $K_M$ )は $10^{-2}$ - $10^{-3}(m^2/s)$ のオーダーであり、表層エクマン層の厚さ $\delta(=\sqrt{2K_M/f})$ を見積もると5-15m程度となる。これは標準偏差が大きい表層の厚さと同程度である。水温の標準偏差は、岸から約20km以内、かつ水深70m以浅の三角形の範囲内で標準偏差が $0.5^{\circ}C$ を超えており、岸近くの表層部において最大約 $1.4^{\circ}C$ となっている。

以上の断面分布から、流速や水温変動は表層エクマン層、及び岸から内部変形半径程度の範囲内で顕著であることが分かる。これらの流速・水温分布の変動パターン

は、沿岸方向の風によって沿岸湧昇や沿岸沈降が発生した場合の特徴と良く一致している。以上より、期間1における周期的な黒潮系暖水流入発生メカニズムは、観測結果から推測された様に、表層エクマン輸送の方向が変化することによって引き起こされた黒潮前線の小規模離接岸であることが明らかとなった。

### 5.3 石廊崎沖表層における力学バランス

観測結果および数値実験結果から、黒潮前線は風速場変動に対して素早く応答しており(タイムラグは現地観測では12時間、数値実験では6時間)、湧昇(沈降)モード風であるにも関わらず黒潮前線の離岸(接岸)が緩和されていたことが明らかとなった。そこで、石廊崎沖におけるこの特徴的な黒潮前線応答についてさらに詳しく調べるために、石廊崎沖約20km地点(oIR, 図-17a参照)

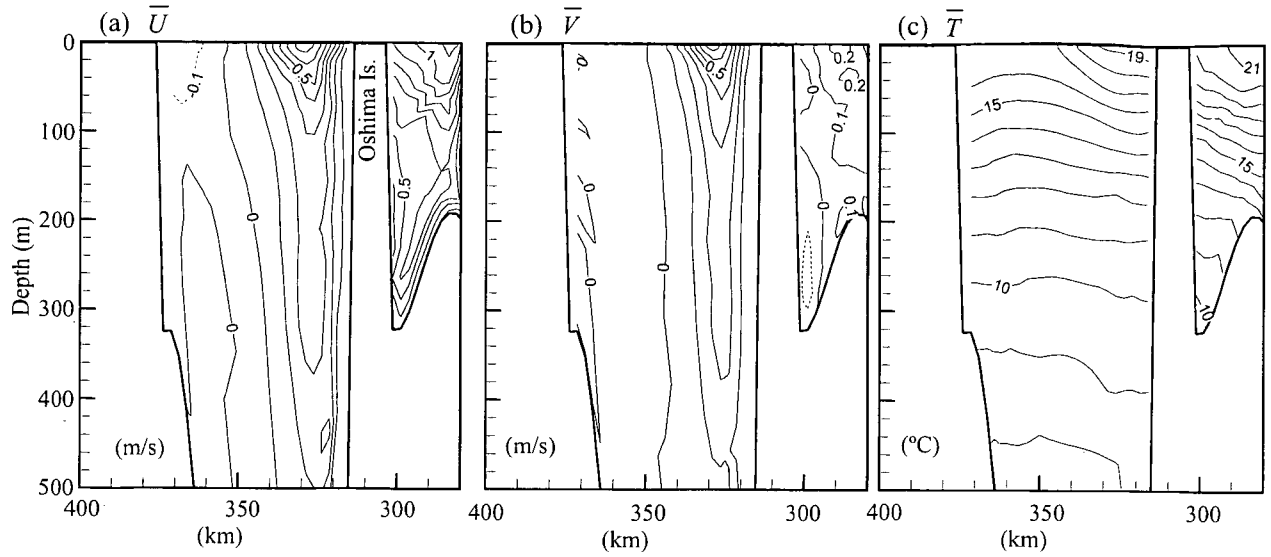


図-26 相模湾南北断面内における平均流速(a)東西成分, (b)南北成分, および(c)平均水温分布

における表層(水深約0.7m)の東西, 南北方向の力学バランスについて検討した。

POMの東西( $x$ ), 南北方向( $y$ )の基礎方程式を以下に示す。

$$\begin{aligned} \frac{\partial u D}{\partial t} = & -\frac{\partial u^2 D}{\partial x} - \frac{\partial uv D}{\partial y} - \frac{\partial u \omega}{\partial z} + fv D \\ & -g \frac{\partial \eta D}{\partial x} - \frac{g D^2}{\rho_0} \int_0^{\sigma'} \left( \frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right) d\sigma' \quad (12) \\ & + F_x + \frac{\partial}{\partial \sigma'} \left( \frac{K_M}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma'} \right) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v D}{\partial t} = & -\frac{\partial uv D}{\partial x} - \frac{\partial v^2 D}{\partial y} - \frac{\partial v \omega}{\partial z} - fu D \\ & -g \frac{\partial \eta D}{\partial y} - \frac{g D^2}{\rho_0} \int_0^{\sigma'} \left( \frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right) d\sigma' \quad (13) \\ & + F_y + \frac{\partial}{\partial \sigma'} \left( \frac{K_M}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma'} \right) \end{aligned}$$

ここに,  $u, v$ は東西, 南北方向の流速,  $D = H + \eta$ は水深,  $\rho'$ は密度偏差,  $F_x$ と $F_y$ は水平拡散項,  $\omega$ は $\sigma$ 面に垂直な流速成分,  $K_M$ は鉛直渦動粘性係数である。ここでは簡単のため運動方程式の各項を, 1) 加速度項(ACL, 左辺), 2) 非線形移流項(ADV, 右辺第1-3項), 3) コリオリ項(COR, 第4項), 4) 圧力勾配項(PRESS, 第5・6項),

5) 拡散項(DIFF, 第7・8項)とする。一般に黒潮は地衡流としての性質が強いが, ここでは, 黒潮前線の変動について着目しているため, 地衡流からの偏差に相当するコリオリ項と圧力勾配項の和6) 非地衡流圧力勾配(AGE=COR+PRESS) (Gan and Alen, 2002b)を導入する。また, 水平拡散項は鉛直拡散項に比べて非常に小さく, 基本的に拡散項は風による鉛直剪断応力を表している。

図-25に90日から100日までの東西, 南北方向における各項の時系列を, oIRにおける海上風, 流向と共に示す。ACLは他の項に比べて非常に小さいため, ACLの代わりにoIRにおける各流速成分を示している。ここでは, 特に黒潮前線の離接岸の緩和について検討するため, oIRにおける流向が変化する92, 97日前後における力学バランスについて着目する。

90-100日における平均的な各項のバランスは, 東西方向では, 正のADV( $2.6 \times 10^{-3} \text{m}^2/\text{s}^2$ )とCOR( $1.1 \times 10^{-2} \text{m}^2/\text{s}^2$ )に対して負のPRESS( $-1.4 \times 10^{-2} \text{m}^2/\text{s}^2$ )が残りあっている。つまり, 非線形移流項のために負のAGE( $-3.0 \times 10^{-3} \text{m}^2/\text{s}^2$ )が生じている。これに対し, 南北方向では正のPRESS( $5.0 \times 10^{-2} \text{m}^2/\text{s}^2$ )と負のCOR( $-4.6 \times 10^{-2} \text{m}^2/\text{s}^2$ )間の地衡流平衡が主要な釣り合いとなっている。ただし, わずかなADV( $-3.0 \times 10^{-3} \text{m}^2/\text{s}^2$ )とDIFF( $-1.6 \times 10^{-3} \text{m}^2/\text{s}^2$ )の影響によって完全な地衡流とはなっていない。10日周期で変動する風応力が作用する場合, この平均的なバランスがどのように変動し, oIRにおける流向流速が変化するのか, という視点から各項の時系列を検討する。

(1) 黒潮前線離岸の緩和

92.5日では概ね $V$ はゼロであり流向は90度(東向き)

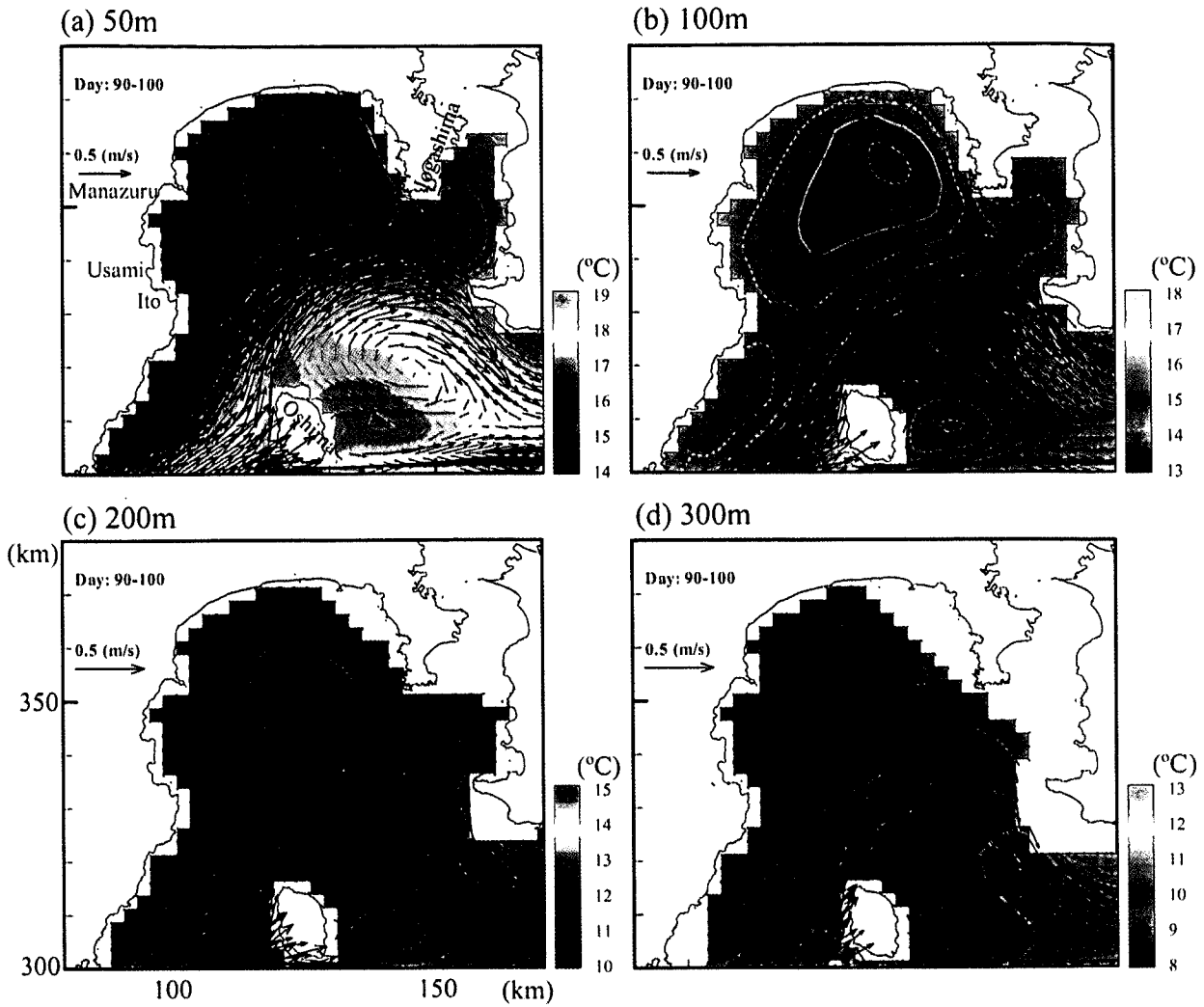


図-27 相模湾内における平均流速と水温の水平分布;(a)50m, (b)100m, (c)200m, (d)300m.

となっている。この時、表層水温分布から分かるように、oIR付近には駿河湾沖合から低温の沿岸水が移動してくる。東向きの風が95日まで支配的であり、92.5日においてピークとなるにも関わらず、91.5日からUは減速し始める。93.5日から95日にかけて再び加速するが、この期間におけるの運動量バランスについては、ここでは検討しない。90.0日から92.5日にかけて徐々に正の風応力(DIFF)が強まるのに対応して、正のADVが減少し、負のAGEが徐々に発達する。その結果、92.5日前後においては、正のDIFFと負のAGEとの間に主要なバランスが成り立っている。このことは、負のAGEが東向きの流れを減速させる主要な力であることを示している。一方、Vは92.0日付近から加速し始める。92.0-93.0日において風応力は重要な働きをしておらず、主要なバランスは正のAGEと負のADVの間に成り立っている。92.0日から

93.0日にかけて負のADVが幾分大きくなるにしたがって、正のAGE項も徐々に大きくなっている。したがって92.0-92.5日において正のAGE項が北向き流れを加速させる唯一の力であることが分かる。AGEによるUの加速とVの減速は、oIR表層における流向を90度から反時計回りに回転させる。このことは、駿河湾沖合からの低温沿岸水の流入が弱まり、沖合に存在する黒潮系暖水が徐々にoIRに向かって流れ始めること、すなわち黒潮前線の離岸が緩和されることを示している。

(2) 黒潮前線接岸の緩和

97.5日には流向はおおよそ60度(東北東)であり、黒潮系暖水が概ね西南西からoIRに向かって流れている。東風(負の風応力)が卓越しているにも関わらず、Uは98.0日あたりから加速し始める。95日から98日にかけて西向きの風応力が強まるにつれて、正のADVは増加

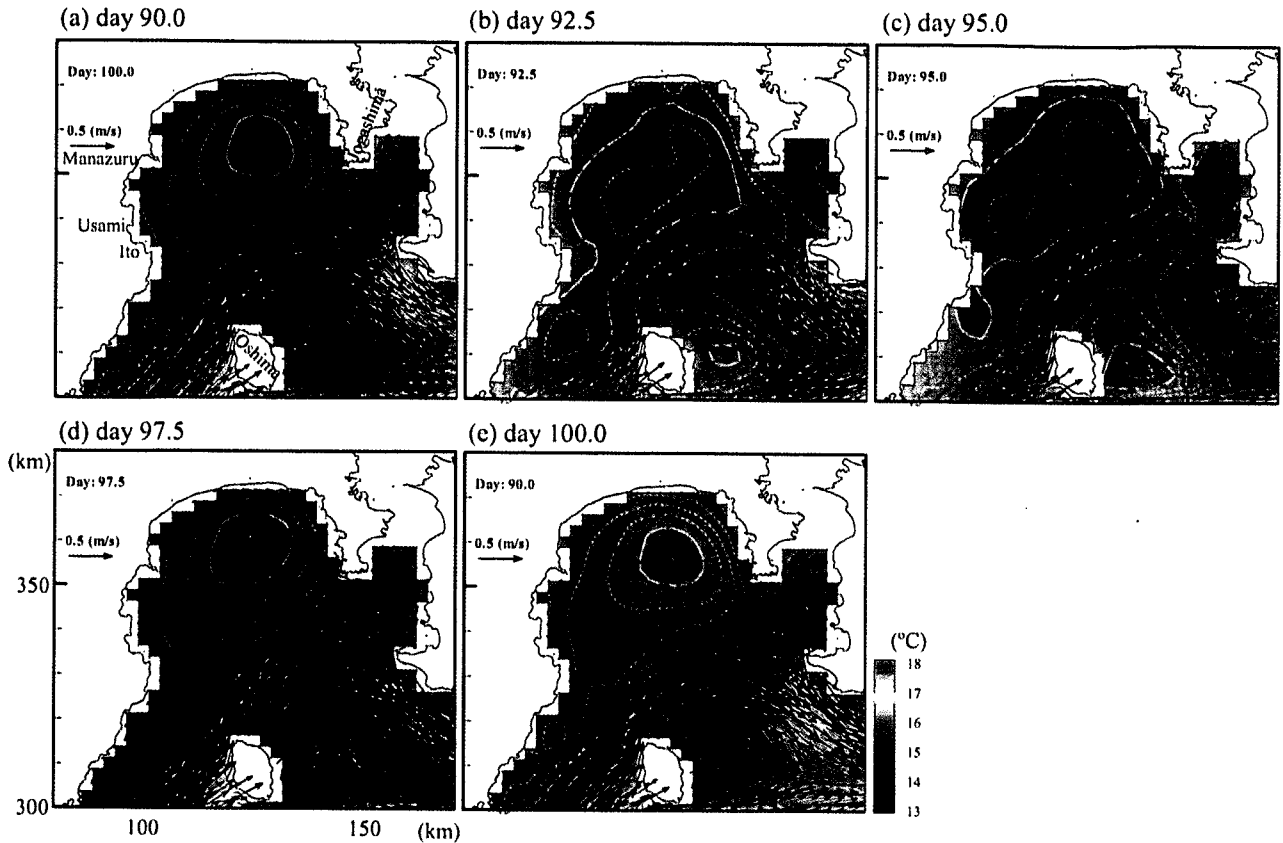


図-28 水深100mにおける流速と水温分布の時間変化；(a)90.0日,(b)92.5日,(c)95.0日,(d)97.5日,(e)100.0日

し、負のAGEはほぼゼロとなる。その結果、97.5-98.0日における主要なバランスは、正のADVと負のDIFFの間に成り立っている。つまり、98.0日においては、ADVがUを加速させる主要な力であることを示している。反対に、Vは97.5-98.0日あたりから減速し始める。95日から98日にかけて負(南向き)の風応力が強まるにつれて、正のAGEと負のADVが大きくなる。その結果、主要なバランスは正のAGEと負のADV+DIFFの間に成り立っており、南向きの風応力に加えて非線形移流項が北向きの流れを減速させていることが分かる。97.5-98.0日におけるUの加速とVの減速は、再びoIRにおける流向を東北東から東へと回転させる。このことは、沖合からの黒潮系暖水の流入が徐々に弱まり、代わって駿河湾沖合から低温沿岸水が流れ込むことを示している。

以上より、92-93、97-98日に発生する黒潮前線の離接岸の緩和は、風応力に加えて、非線形移流項や非地衡流圧力勾配項が重要な働きをしているということが明らかとなった。ただし、何故ADVやAGEが風応力の変動に伴って変化するのか、という点については不明である。

ところで、米国西海岸カリフォルニア北部陸棚域にお

ける流動の海上風に対する応答を調べるために行われた Coastal Ocean Dynamics Experiment (CODE) における観測結果(陸棚域における水温と風応力の変動)を見てみると(例えば、Gan and Alen (2002b)の Figs.2, 4)、水温が風応力に対して素早く応答していることが分かる。つまり、陸棚部では南向きの沿岸湧昇モード風が弱まると直ちに水温が上昇(沿岸湧昇が緩和)している。特に、Pt. ArenaとPt. Reyesに挟まれた海域の岸近くでは、南向きの湧昇モード風が弱まると(北向きの風が吹いていないに関わらず)、流向が南から北へ変化する。Gan and Alen(2002a, b)はこの特徴的な陸棚部の応答を、POMを用いた数値計算によって詳細に調べた。その結果、南向きの流れと陸岸地形(岬)とによって生じた北向きの圧力勾配(AGE)が、この北向きの流れの発生、つまり沿岸湧昇の緩和に対して本質的な働きをしていること、さらに、岬近傍では非線形移流項が力学バランスにおいて重要な働きをしていることを明らかにした。このことは、本州南岸に比べて海岸・海底地形が比較的単純なカリフォルニア北部沿岸域においてさえ、地形効果による沿岸方向の圧力勾配や非線形移流項が、風に対する陸棚



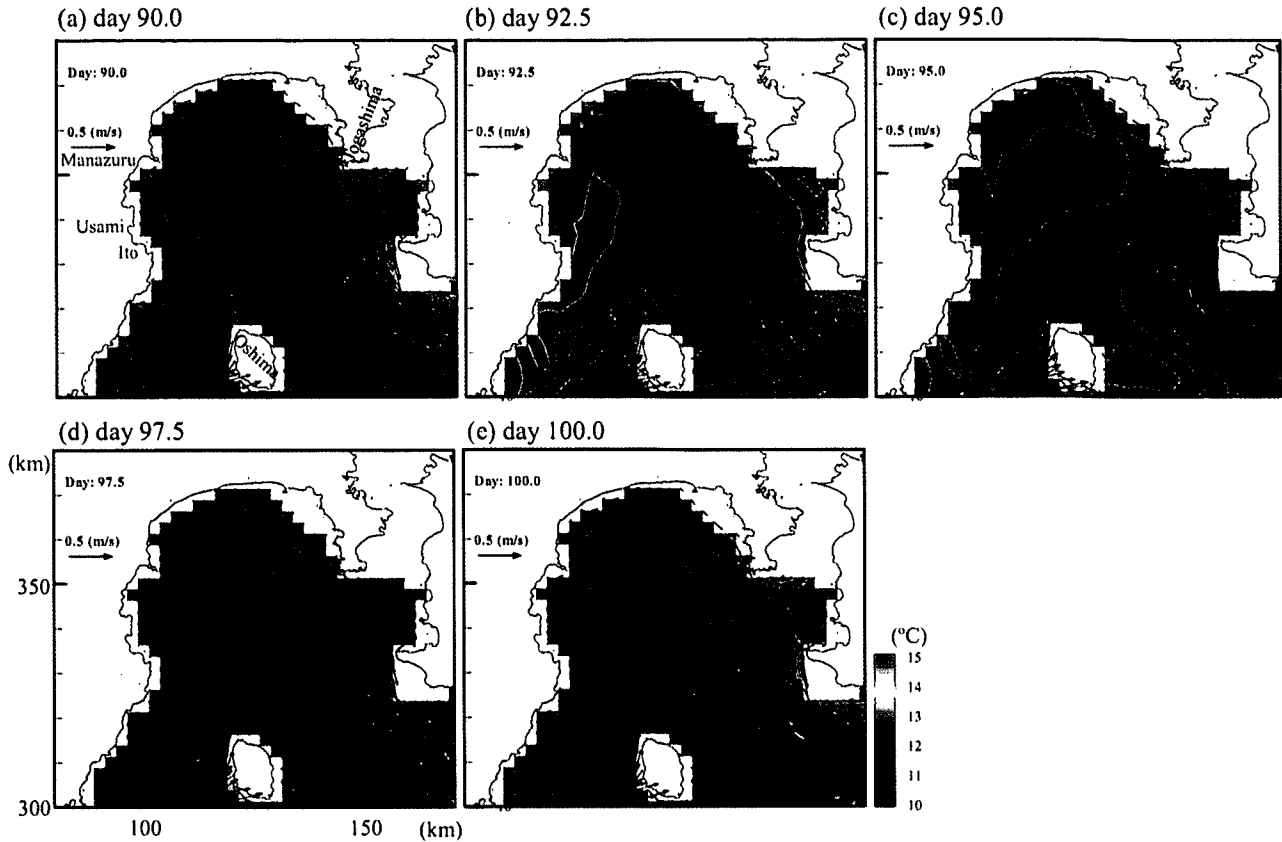


図-29 水深200mにおける流速と水温分布の時間変化 ;(a)90.0日,(b)92.5日,(c)95.0日,(d)97.5日,(e)100.0日

応答に対して本質的に重要な働きをしていることを示している。現時点では詳細については不明であるが、Gan and Alen (2002a, b) の結果を参考にすると、伊豆半島沖合黒潮前線付近における非地衡流圧力勾配項や非線形移流項の変動に対して、伊豆半島周辺の複雑な陸岸、海底地形が大きな影響を与えているものと考えられる。

## 6. 相模湾亜表層（水深50m-300m）における流動・海洋構造

ここでは、観測だけでは明らかに出来なかった相模湾亜表層における流動・水温構造とその変動過程について、数値実験結果に基づいて推測する。

### 6.1 平均場

大島を南北に通過する断面内 (I=50, 図-17a参照) における90-100日の平均流速と平均水温の分布を図-26に示す。大島の北岸に沿って17°C以上の暖水が表層約50m、幅約30kmの範囲で存在しており、この範囲内で

流速はU、Vとも概ね40cm/sを超えている。水深100mにかけて流速は急激に減衰するが、100m以深では減衰は穏やかであり、水深350mにおいても両成分とも20cm/s程度となっている。Uの分布から、100m以浅においてはほぼ湾スケールのaCCが、100m以深では湾の北側に弱いCCが形成されているものと推測される。水温の等温線は基本的に上に凸になっており、これは冬季における既存のSTD観測結果（例えば、日本全国沿岸海洋誌）と定性的に一致している。ここには示していないが等温線の凸部では上向きの、相模湾北岸では下向きの流れが卓越している。

図-27に水深50m、100m、200m、及び300mにおける平均流速と平均水温の水平分布を示す。水深100mまでは表層と同様に湾北部にaCC、大島の背後には1対のCCとaCCが形成されており、これらの循環流は水深の増加と共に弱くなっていることが分かる。湾北部のaCCは、城ヶ島西方20km程度の沖合と宇佐美東方約20km沖合に中心を持つ2つの循環流によって構成されている。水深200m、及び300mでは、上層と同様に大島背後には1対の循環流が存在しているが、南北断面分布 (I=50) から

推測されたように、湾北部では表層と反対に弱いCCが形成されている。また、CC部における流速は、200m層よりも300m層の方が大きくなっている。水温分布から判断して、この循環流は湾中央部に存在する冷水塊による傾圧勾配とバランスするように発達した高気圧性循環流であるものと考えられる。この高気圧性循環流の中心は、真鶴の東方約15km沖にあり、表層のaCCの中心位置とは異なっている。

## 6.2 変動過程

水深50mおよび300mにおける流速・水温分布の変動パターンは、それぞれ水深100m、200mの変動パターンとほぼ同様であることから、ここでは100m、および200m層における流動・水温分布の変動過程を示す。

90.0日から100.0日にかけての水深100mにおける流速・水温分布のスナップショットを図-28に示す。90.0日には相模湾北東部には弱いaCCが存在する。西水道から流入した水塊の一部は伊東沖から真鶴沖へと北上し、真鶴沖でこのaCCとぶつかり東方へ流向を変化させている。92.5日では、90.0日において見られたaCCは消滅し、反対に平均場と異なるCCが形成される。ここには示さないが、このCCは91日前後に最も発達する。また伊東沖には小さなaCCが形成され始め、95.0から97.5日にかけて湾中央部一北部全体を覆うまでに発達する。その後、100.0日にかけてこの循環流は徐々に弱くなり、再度、伊豆半島東岸沿いを北上する流れが徐々に発達する。大島背後には1対の相反する向きの循環流が存在しているが、北側に位置するCCの方が相対的に大きく、97.5日から98日にかけて下流に放出される。

水深200m(図-29)においては、95.0日から98.0日にかけて湾北部にaCCが存在するが、その他の期間においては基本的にCCが支配的である。大島背後の循環流の変動パターンは100m層とほぼ同様であり、比較的大きな北側のCCは97.5-98.0日に下流に放出される。これらの結果は、西水道から黒潮系暖水が流入していない時期にも、表層以外では大島背後に循環流が存在していることを示している。

## 7. まとめ

HFレーダ観測結果を含む各種の観測結果、及びPOMを用いた数値実験結果に基づいて、期間1(2000年12月15日から2001年1月16日)に発生した大島西水道からの周期的な暖水流入の発生メカニズムについて検討し

た。期間1では、黒潮は紀伊半島沖合で離岸し、相模湾の沖合北緯32度付近で急激にその進路を北北西方向に変え、伊豆半島に接近した後、再び流路を東北東へと変化させていた。この間、移動性の低気圧が周期的に北海道上空を通過し、これに対応した形で相模湾周辺では8-11日の周期で風速場が大きく変動していた。移動性の低気圧が北海道付近に位置している時期、相模湾周辺では、西北西-西南西の風が支配的であった。石廊崎沖では、この風速場による沖向きの表層エクマン輸送によって黒潮前線が離岸し、その結果、湾内への黒潮系暖水流入は消滅し、代わりに駿河湾沖合から低温沿岸水が西水道を通じて流入する。一方、低気圧が北海道上空から遠く離れ大陸性の高気圧が支配的になると、相模湾周辺では北北東-東の風が支配的となる。その結果、岸向きのエクマン輸送が生じ黒潮前線は石廊崎に接岸する。そして、高温の黒潮系暖水が西水道から湾内へ流入し、湾内における循環流も発達する。湾内に流入した暖水は、その後、数日のうちに相模湾湾奥部や東京湾湾口部にまで到達する。風速場変動に伴う黒潮前線の離岸距離は20km程度であり、概ね内部変形半径と同スケールとなっている。ただし、この間、黒潮流軸はほとんど動かない。

石廊崎沖表層における力学バランスの検討から、風速場変動に対する黒潮前線の応答に対して、非線形移流項や非地衡流圧力勾配項が大きな働きをしていることが明らかとなった。現時点では詳細については不明であるが、伊豆半島沖合黒潮前線付近における非地衡流圧力勾配項や非線形移流項の変動に対して、伊豆半島周辺の複雑な陸岸、海底地形が大きな影響を与えているものと考えられる。この点については今後の検討課題としたい。

現地観測だけでは明らかに出来なかった湾内亜表層(水深50-300m)の循環流、水温構造について、数値実験の結果に基づいて検討した。その結果、平均的には、水深100m以浅では湾中央部に反時計回りの循環流が、それ以深では時計回り循環流が存在し、反時計回り順還流の中心部では湧昇流が、相模湾北岸部では沈降流が支配的であること、また、水深100mでは90-92日にかけて時計回り循環流が、水深200-300mでは、95-97日にかけて反時計回り循環流が発生することが示唆された。この時計回り循環流は、湾中央部の低温水塊によって生じる高気圧性循環流であるものと考えられる。

図-14に示した気圧配置の変動パターンは冬季においてしばしば見られることから、冬季に黒潮が伊豆半島に接近する流路をとる場合、上述したメカニズムによって相模湾内への黒潮系暖水流入が発生/消滅する可能性は高

い。今後、沿岸水位や水温、人工衛星画像、さらには海洋速報（海上保安庁）等の既存データを使って、このメカニズムによる黒潮系暖水流入の発生頻度について調べる予定である。ただし、このメカニズム以外にも相模湾内への黒潮系暖水流入メカニズムがあるものと考えられる。例えば、豊後水道では、黒潮前線渦の通過に伴って約15日周期で暖水流入（急潮）が発生することが知られている（例えば、Akiyama and Saitoh, 1992）。さらに、アメリカ東海岸の陸棚部においてもGulf Stream前線部に発生する前線渦によって、沖合の暖水が陸棚上に流入することがこれまでの研究成果によって明らかにされている（例えば、Lee and Atkinson, 1983）。また、期間2においては、黒潮水が直接大島東水道から湾内へ流入していた。この黒潮水流入の発生メカニズムの詳細については不明であるが、図-4に示した様に、黒潮流軸の変動が直接の原因であると考えられる。相模湾への黒潮系暖水流入メカニズムを総合的に理解していくためには、湾内における流況・海洋構造と合わせて黒潮の継続的なモニタリングが必要となる。

最近、海上保安庁によってHFレーダを使った相模湾沖における黒潮モニタリングが開始された。そこで、我々の研究グループは、HFレーダを中心とした沿岸海域における定常的なモニタリングシステムを構築したいと考えている。近い将来、これらの広域モニタリングシステムによるデータの蓄積によって、相模湾への黒潮系暖水流入メカニズムの理解がより一層深まることが予想される。さらに、沿岸域におけるモニタリングデータをインターネット上でリアルタイムに公開することによって、重油やごみ等の効率的な回収、急潮予報、東京湾における青潮予測、さらにはマリレジャーのための基礎的な情報として役立てたいと考えている。

(2004年2月16日受付)

## 謝辞

本研究を行うにあたり九州大学柳哲雄教授、東京海洋大学石丸隆教授、国土技術政策総合研究所古川恵太室長、神奈川県水産総合研究所樋田史郎氏には大変貴重な助言を頂きました。人工衛星画像を東北大学川村宏教授より、気象海象データを神奈川県水産総合研究所、および（独）防災科学技術研究所より提供していただきました。また、茅ヶ崎市と館山市相浜漁協にはHFレーダ設置用の土地をご提供いただきました。ここに記して謝意を表します。なお、本研究の一部は運輸施設整備事業団「運輸分野における基礎的研究推進制度」の補助を受けて行われたことをここに付記します。

## 参考文献

- 赤澤明敏 (2002): 東京湾と相模湾の海況変動の関連に関する研究, 九州大学修士論文。
- 宇田道隆 (1937): ブリ漁期における相模湾の海況及び気象と流況との関係, 水産試験場報告, 第8号, pp.1-59.
- 気象庁 (1999): 海洋観測指針(第1部), 200pp.
- 花輪公雄・三寺史夫 (1985): 海洋資料における日平均値の作成について, 沿岸海洋研究ノート, 第23巻, 第1号, pp.79-87.
- 本多忠夫・光易恒 (1980): 水面に及ぼす風の作用に関する実験的研究, 海岸工学講演会論文集, 第27巻, pp.90-93.
- 樋田史郎・中田尚宏 (2002): 2001年1月23日に急潮をひきおこした相模灘における黒潮系暖水流入の特徴, 神奈川県水産総合研究所研究報告, 第7号, pp.109-115.
- 徳田正幸・永松宏 (1999): 短波海洋レーダの表層流の自動抽出法の開発, 海洋調査技術, 第11巻, 第1号, pp.1-19.
- 日本全国沿岸海洋誌 (1985): 日本海洋学会沿岸海洋研究部会編, pp.389-427.
- Akiyama, H. and S. Saitoh (1992): The Kyucho in Sukumo Bay induced by Kuroshio warm filament intrusion, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, Vol. 49, pp.667-682.
- Atkinson, L. P., J. O. Blanton, C. McClain, T. N. Lee, M. Takahashi, T. Ishimaru, and J. Ishizuka (1987): Observations of upwelling around the Izu Peninsula, Japan: May 1982, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, Vol. 43, pp.89-103.
- Blumberg, A. F. and G. L. Mellor (1987): A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, Coastal and Estuarine Science 4, N. Heaps, Ed., Amer. Geophys. Union, pp.1-16.
- Gan, J. and J. S. Allen (2002a): A modeling study of shelf circulation off northern California in the region of the Coastal Ocean Dynamics Experiment: Response to relaxation of upwelling winds, *J. Geophys. Res.*, 107(C9), 3123, doi:10.1029/2000JC000768.
- Gan, J. and J. S. Allen (2002b): A modeling study of shelf circulation off northern California in the region of the Coastal Ocean Dynamics Experiment: 2. simulations and comparisons with observations, *J. Geophys. Res.*, 107(C11), 3184, doi:10.1029/2001JC001190.
- Iwata, S. and M. Matsuyama (1989): Surface circulation in

- Sagami Bay: the response to variations of the Kuroshio axis, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, Vol. 45, pp.310-320.
- Kagimoto, T. and T. Yamagata (1997) : Seasonal transport variations of the Kuroshio : An OGCM simulation, *J. Geophys. Res.*, Vol. 27, pp.403-418.
- Kawabe, M. (1985) : Sea level variations at the Izu Islands and typical stable paths of the Kuroshio, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, Vol. 41, pp.283-294.
- Kawabe, M. and M. Yoneno (1987) : Water and flow variations in Sagami Bay under the influence of the Kuroshio Path, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, Vol. 43, pp.283-294.
- Kimura, S., H. S. Choo, and T. Sugimoto (1994) : Characteristics of the eddy caused by Izu-Ooshima Island and the Kuroshio branch current in Sagami Bay, Japan. *J. Oceanogr.*, Vol. 50, pp.373-389.
- Kubokawa, A. and K. Hanawa (1984) : A theory of semigeostrophic gravity waves and its application to the intrusion of a density current along a coast. Part 2. Intrusion of a density current along a coast in a rotating fluid, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, Vol. 40, pp. 260-270.
- Lee, T. N. and L. P. Atkinson (1983) : Low-frequency current and temperature variability from Gulf Stream frontal eddies and atmospheric forcing along the southeast U. S. outer continental shelf, *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, pp. 4541-4567.
- Matsuyama, M., H. Ishidoya, S. Iwata, Y. Kitade, and H. Nagamatsu (1999) : Kyucho induced by intrusion of Kuroshio water in Sagami Bay, *Cont. Shelf Res.*, Vol. 19, pp.1561-1575.
- Miyazawa, Y. and S. Minato (2000) : POM and two-way nesting POM study of Kuroshio damping phenomenon caused by a strong wind. *J. Oceanogr.*, Vol. 56, pp.275-294.
- Nadai, A., H. Kuroiwa, M. Mizutori, and S. Sakai (1997) : Measurements of ocean surface currents by CRL HF ocean surface radar of the FMCW type. Part 1. radial current velocity. *J. Oceanogr.*, Vol. 53, pp.325-342.
- Nadai, A., H. Kuroiwa, M. Mizutori, and S. Sakai (1999) : Measurements of ocean surface currents by CRL HF ocean surface radar of the FMCW type. Part 2. current vector. *J. Oceanogr.*, Vol. 55, pp.13-30.
- Nakata, H., K. Hasunuma, and T. Hirano (1989) : Distribution of sardine eggs and larvae related to the surface circulation in Sagami Bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, Vol. 45, pp.11-23.
- Nurjaya, I W., Y. Kitade, M. Matsuyama, and S. Matsui (1999) : Distribution of low saline water near the mouth of Tokyo Bay, *La. mer*, Vol. 37, pp.1-10.
- Sakaida, F., J. Kudoh, and H. Kawamura (2000) : A-HIGHERS-The system to produce the high spatial resolution sea surface temperature maps of the western north Pacific using the AVHRR/NOAA. *J. Oceanogr.*, Vol. 56, pp.707-716.
- Senjyu, T., N. Asano, M. Matsuyama, and T. Ishimaru (1998) : Intrusion events of the intermediate Oyashio water into Sagami Bay, *J. Oceanogr.*, Vol. 54, pp.29-44.
- Smagorinsky, J. (1963) : General circulation experiments with the primitive equations. Part 1. The basic experiment, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 91, pp.99-164.
- Taira, K. and T. Teramoto (1986) : Path and volume transport of the Kuroshio current in Sagami Bay and their relationship to cold water masses near Izu Peninsula, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, Vol. 42, pp.212-223.
- Yanagi, T., M. Shimizu, M. Nomura, and K. Furukawa (2003) : Spring-neap tidal variations of residual flow in Tokyo Bay, Japan, *Cont. Shelf Res.*, Vol. 23, pp.1087-1097.