

伊豆小笠原海嶺域における定期船航走水温の時空間変動特性 II. 年内変動

小松幸生*, 友定 彰*, 川崎 清*

Spatio-temporal variation of sea surface temperature observed by ferryboat in Izu-Ogasawara ridge II. Variation shorter than one year

Kosei KOMATSU*, Akira TOMOSADA*, and Kiyoshi KAWASAKI*

Abstract Meridional structure of sea surface temperature (SST) in the Izu-Ogasawara ridge was analyzed focused on temporal variation with time scale shorter than one year. The SST data were obtained continuously from 1983 to 1997 by the ferryboat Ogasawaramaru, which made round trips across the Kuroshio between Tokyo (35.6°N) and Chichijima (27.0°N) south of Japan. From the time-latitude map of SST with 5day×0.05° mesh, it was found out that the variation of SST deviated from seasonal cycle had modes with similar period as that of the Kuroshio axis. In addition, the SST variation in the southern region from 31°N had advanced phase compared with that in the Kuroshio region which was synchronized by the variation of the Kuroshio. This meridional time-lag could be attributed to some temporal deviation in effect of mesoscale eddies on the SST in the target area by time-latitude analysis of satellite altimetry data, which showed a possibility to forecast the position of the Kuroshio axis of two years later with some accuracy.

Key words: sea surface temperature, ferryboat, Kuroshio, meso-scale eddy, Izu-Ogasawara ridge

黒潮を南北に横断する定期船で連続的に計測した表面水温時系列から、黒潮変動の前兆となる信号をとらえることはできないだろうか。

黒潮が直進と蛇行を非周期的に繰り返すことはよく知られている。蛇行時にはしばしば冷水塊が形成され、沿岸に向けて暖水が波及する(例えば、増沢, 1965)。また、房総半島沖の離岸状況によっては親潮系の冷水が相模湾まで貫入してくることもある(Senju *et al.*, 1998)。伊豆諸島を中心とする海域はイワシ、アジ、サバ類をはじめとする重要浮魚類の生息域となっており、黒潮流路がこれらの漁場形成や産卵場形成に与える影響は甚大である(黒田, 1983)。例えば、マサバは黒潮流路に応じて伊豆諸島域の特定の海域で産卵するが、そ

の産卵場は数日の内に移動する(友定, 玉木, 1989)。したがって、黒潮予測は漁海況予報の要となっているが、数値モデルによる予測は黒潮の持つ流体力学的不安定性ゆえ非常に困難である。今のところ、不断の監視(モニタリング)で得られる有意な信号から経験的事実と力学的機構に基づいて自己回帰的に推定するのが現実的である(例えば、沿岸潮位データを用いたものとしてKawabe (1985)がある)。それゆえ、黒潮域では水産研究所をはじめ、各都県の水産試験場、気象庁、海上保安庁、大学等の諸機関が定期的に定線観測を行い、黒潮の変動機構の把握や流路の予測に役立っている。

中央水産研究所では、黒潮モニタリングの一環とし

2002年7月18日受理 (Accepted on July 18, 2002)

水産総合研究センター業績 A 第24号 (Contribution No. A 24 from the Fisheries Research Agency)

* 中央水産研究所, 〒236-8648 神奈川県横浜市金沢区福浦2-12-4 (National Research Institute of Fisheries Science, Fukuura 2-12-4, Kanazawa, Yokohama 236-8648, Japan)

て、東京と小笠原父島を結ぶ定期船「おがさわら丸(旧船, 小笠原海運(株))」に航走水温計を設置し、1983年2月から1997年2月までの14年間にわたり表面水温の連続観測を行ってきた。この観測の特徴は、観測密度の高さと期間の長さもさることながら、観測範囲が黒潮のはるか南方27°Nまで及んでいることである(Fig. 1)。特に最近の衛星海面高度データの解析では、東方から本州南方へ向かって伝播してくる中規模渦が黒潮と相互作用してその流路変動に影響していることが示唆されている(e.g., Ebuchi and Hanawa, 2000)。また、おがさわら丸が航行する伊豆・小笠原諸島の東側の海域は、海嶺の存在もあって黒潮の変動が特に激しく黒潮予測の特に困難な海域でもある。以上の点で、おがさわら丸の表面水温データは貴重であり、前報(小松ら, 2002)ではこの海域の経年変動特性について述べた。

本稿では水温変動の南北分布特性をもとにした将来的な黒潮予測の可能性を視野に入れ、1年以内の周期の変動、特に数ヶ月程度の変動に着目し、変動の南北分布特性を調べることを目的とする。まず、水温データから中規模スケールの水温の南北不連続(水温フロ

ント)を抽出し、続いて水温変動の周期特性と南北分布を調べ、黒潮流軸変動との相関関係を議論する。そして最後に、水温変動の南北差に対して東方から西向きに伝播してくる中規模渦が与える影響について考察する。

表面水温データの処理

本論文で使用する表面水温データは、東京と父島間を5~6日毎に往復していた旧船「おがさわら丸(小笠原海運(株))」に設置した航走水温計で計測した海面下4mの水温値である。データセットの期間は1983年2月10日~1997年2月12日、範囲は航路に沿って南北に27.10~35.00°Nであり、解像度は5日×0.05°である。なお、データの取得と格子化処理の詳細は前報(小松ら, 2002)に譲る。以下では、データの時間方向について季節変動成分と短周期変動成分に分離する方法と、緯度方向についてトレンド成分と短波長成分に分離する方法について述べる。

時間方向の処理

対象とする海域は1年周期の季節変動が卓越する。一例としてFig. 2に航路27.1°Nと34.0°Nにおける1989年から1990年にかけての航走水温時系列を示す。生の時系列を見ると1年周期の季節変動の上に1ヶ月よりも短い変動が乗っていることが分かる。そして、同じ季節でも1989年と1990年とでは水温が2~3°C近く異なる時期もあり、例えば、34.0°Nの1989年の2月は1990年同月よりも2°Cほど低いし、27.1°Nの1990年10月は前年同月よりも3°Cほど高く、11月と12月は前年同月よりも平均して1°Cほど高かったことが分かる。一方、34.0°Nの11月と12月については1989年と1990年との間に顕著な差は見られない。このように年によって水温の変動は異なり、しかも、その変動の仕方は緯度によって違ってしまうことがわづか2年間の時系列を見ただけでも分かる。本稿では1年以内の時間規模の水温変動に着目し、黒潮流動との関連で解析する。そこで、卓越する季節変動成分を下記の回帰モデルを用いて除去する。

まず、生データ y_n を三角関数の多項式で表現する:

$$y_n = a + \sum_{j=1}^m b_j \sin j\omega_n + \sum_{j=1}^l c_j \cos j\omega_n + \varepsilon_n \quad (1)$$

ここで、 n は水温時系列の番号で、 ω は年周期で $2\pi/73$ (5日間隔のデータなので1年間のデータ数は73個である)、 ε_n は季節変動成分を除いた残差成分である。多項式の次数を m, l とし、説明変数を $\{1, \sin\omega_n, \cos\omega_n, \dots, \sin l\omega_n, \cos l\omega_n\}$ の順に採用して赤池情報量基準(AIC)が最小になるように次数 m, l を決める。なお、ここでは最高次数をそれぞれ10に制限する。このモデ

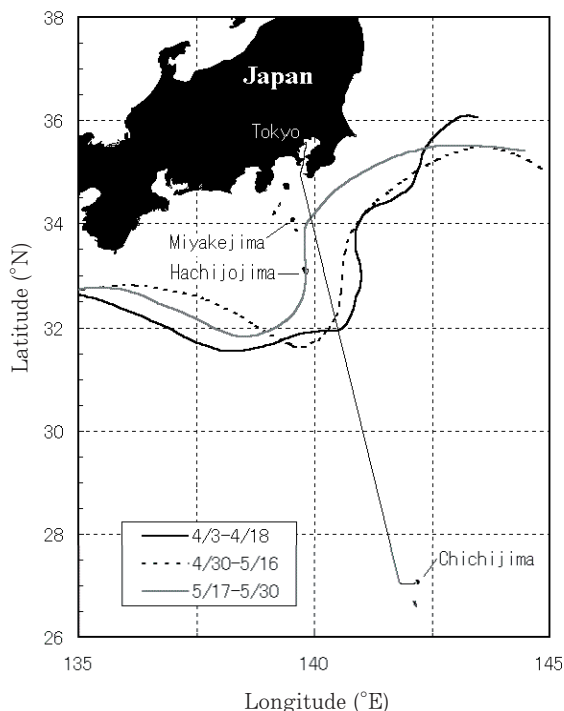


Fig. 1. Map of the regular line of the ferryboat Ogasawara-maru around Izu-Ogasawara islands south of Japan and the Kuroshio axes in spring of 1984, which are drawn referred from Quick Bulletin of Oceanic Conditions (Japan Coast Guard, 1984). The topography of this region is shown in Fig. 1 of the previous report by Komatsu et al. (2002).

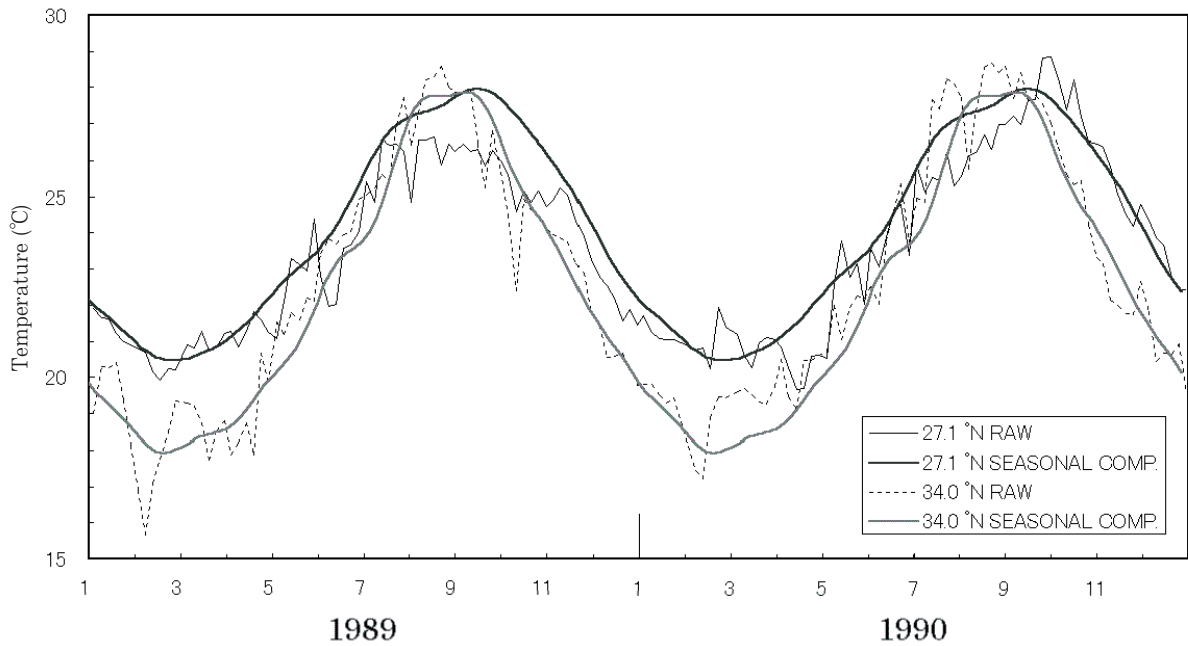


Fig. 2. An example of time series of raw sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) from 1989 through 1990 observed by Ogasawara-maru at 27.1°N (solid line) and 34.0°N (dashed line). The smoothed curves show the seasonal components obtained by a regression model.

ルを緯度ごとの時系列に当てはめて、データを季節変動成分と残差成分（短周期成分）とに分離する。ここでは、緯度ごとの次数とAICの値を列挙しないが、平均すると $m=6$, $l=6$ で $\text{AIC}=2700\sim 2800$ である。Fig. 2 に 27.1°N と 34.0°N の季節変動成分を示す。 27.1°N における1990年の冬季は例年並であり、むしろ1989年が冷たかったことが分かる。以下では生データからこの季節変動成分を除去した残差 ε_n を平年値からの偏差と見なして使用する。

緯度方向の処理

おがさわら丸の航行海域は北から沿岸域、黒潮域、亜熱帯域に大別される。また、黒潮以南の亜熱帯域は瀬川 (1989) や前報 (小松ら, 2002) で指摘されているように、比較的変動が小さい 29°N 以北と変動の激しい 29°N 以南とに二分されるようである。黒潮フロントの変動や擾乱の伝播に着目するとき、水温の南北勾配の時空間変動を解析するのが一般的だが、生データから緯度方向に隣り合う水温値の差をとることにより直接南北勾配を計算すると、雑音を拾ってしまう危険性が高い。そこで、本稿では生の変動に追従し過ぎず、その一方で数十km規模の変動は的確にとらえることのできるトレンド抽出アルゴリズムとして以下の多項式トレンド成分モデルを採用して緯度方向について短波長成分を除去する。

緯度方向のデータのトレンドを t_n とし、これを k 次の

多項式で表現すると、一般にはこれは $k+1$ 階の差分方程式、

$$\Delta^{k+1} t_n = 0$$

で表現できる。ここで Δ は時間差分演算子である。これをより柔軟な関数に拡張する方法として、確率差分方程式、

$$\Delta^{k+1} t_n = v_n \quad (2)$$

を導入する (北川, 1993)。ここで、 v_n は平均0の正規白色雑音とする。なお、酔歩モデルは $k=0$ の場合である。詳細は北川 (1993) に譲るが、方法の概要は緯度方向のデータセットを式 (2) をもとに

$$y_n = t_n + w_n \quad (3)$$

で表現し、モデル次数をAICが最小となるように決めるものである。ここで、 w_n は平均0の正規白色雑音とし、 v_n と w_n の分散は最尤法により最適値を決める。このモデルを5日ごとの生時系列に当てはめて緯度方向のトレンドを抽出する。なお、多項式の次数はすべての場合について2であり、AICは200~210である。そして、水温の南北勾配は t_n を1階微分することで得ることができる。Fig. 3は1991年2月13日、6月19日、9月21日のそれぞれの生水温値とトレンドである。図には航路を横切る黒潮流軸の緯度 (海上保安庁海洋情報部発行の「海流図」より参照) を示してある。図に示した期間には黒潮大蛇行期の終盤で流軸が徐々に北上している時期に対応している。6月19日のデータは他の2つと比べて小規模の南北変動が激しく、特に 31.7°N 付近

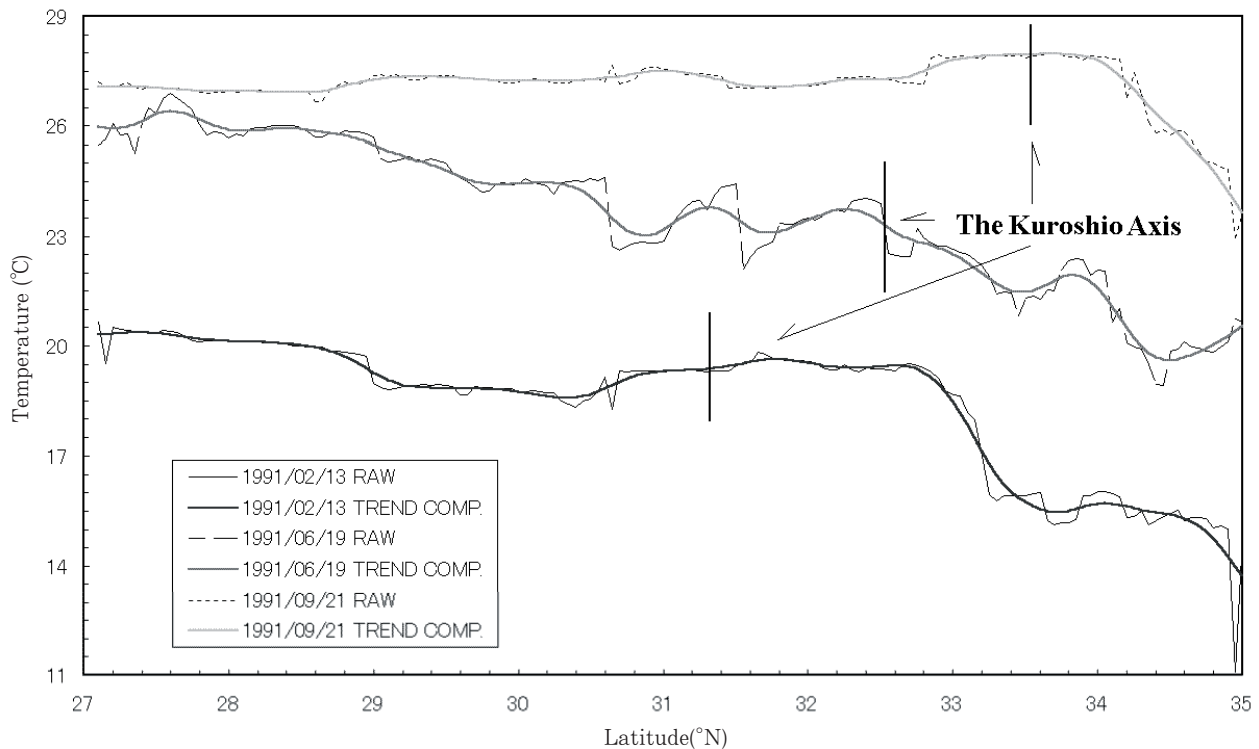


Fig. 3. An example of meridional distribution of sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) observed in 1991. Raw components are shown by thin lines, and trend components which are used to calculate meridional gradient of the SST are shown by thick lines. Three straight lines denote the position of the Kuroshio axis across the regular line of Ogasawara-maru during the observation period (Japan Coast Guard, 1991).

では緯度方向にわずか 0.05° 離れただけで 2°C 近い南北差が見られる。また、この6月19日のデータは黒潮以南の亜熱帯域の大局的な南北勾配が比較的大きいのが特徴的である。トレンドは緯度について 1° 程度の規模の水溫変動を的確にとらえており、他の多項式モデルで見られるようなデータ区間の両端での推定精度の劣化は見られない。なお、流軸位置と南北勾配を比較したとき、必ずしも南北勾配が最大の箇所が流軸位置に対応していないのは、図の流軸位置は2週間分の観測データをもとに推定された黒潮流路の中心であり、厳密に言うと水溫計測時点での黒潮前線（フロント）の位置とは異なるためである。

解析結果

水溫偏差の変動特性

Fig. 4は、前節の処理法で季節変動成分を除去し、これを緯度方向について平滑化した時間-緯度分布である。図には航路を横切る黒潮の流軸緯度を示してある。ここでは、この図をもとに、水溫の年内の時空間変動特性について黒潮流軸変動との関連から論じる。なお、本稿では、流軸の変動について、流路に係わらず流軸

が航路を横切る緯度値が増加するときを北上時、減少するときを南下時と呼び、緯度値の極大時を北偏時、極小時を南偏時と呼ぶ。

水溫偏差は、大局的に見ると、瀬川（1991）が指摘しているように緯度方向に同位相で変動しているようである。つまり、分布図が縦縞の構造を持っている。しかし、年ごとの変動を細かく見ると、黒潮流軸を挟んで南北で逆位相となっている時期がしばしば見られる。つまり、変動をいろいろな周期を持つモードの重ね合わせで表現すると、半年から1年の長い周期のモードは南北ほぼ同位相で変動しているが、より短い数ヶ月程度の周期のモードは位相がずれていることを示している。特に南北の位相のずれが顕著なのは、1987年7月で偏差の分布が南負北正、1991年6~7月で南正北負、1995年8月で南正北負である。より短い変動を見ると他にも逆位相の分布は多く見られ、概して、流軸南偏時に南正北負、北偏時に南負北正の分布を呈するようである。このように、水溫の時間変動は南北で有意な差が認められる。そこで、以下では、海域ごとに北から順に黒潮変動との関係を見ていき、最後に南北間の位相のずれについて検討する。

最初に流軸の北側、通称内側域の水溫変動と流軸と

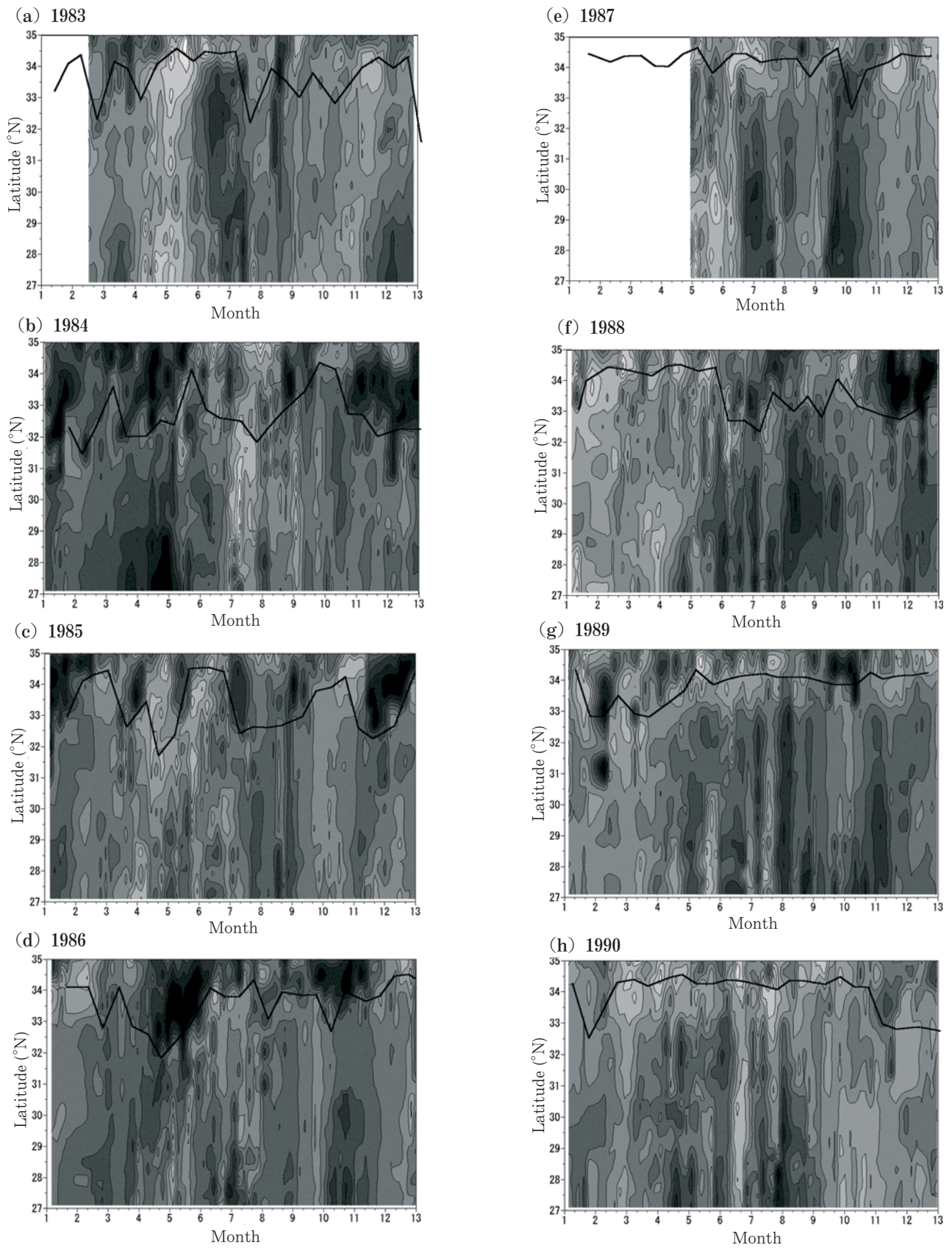


Fig. 4. Contours of time-latitude distribution of the anomaly of SST which are calculated by subtracting seasonal components from the raw data and smoothed by a polynomial trend component model. The thick black line denotes latitude of the Kuroshio axis and the contour interval is 0.5 °C.

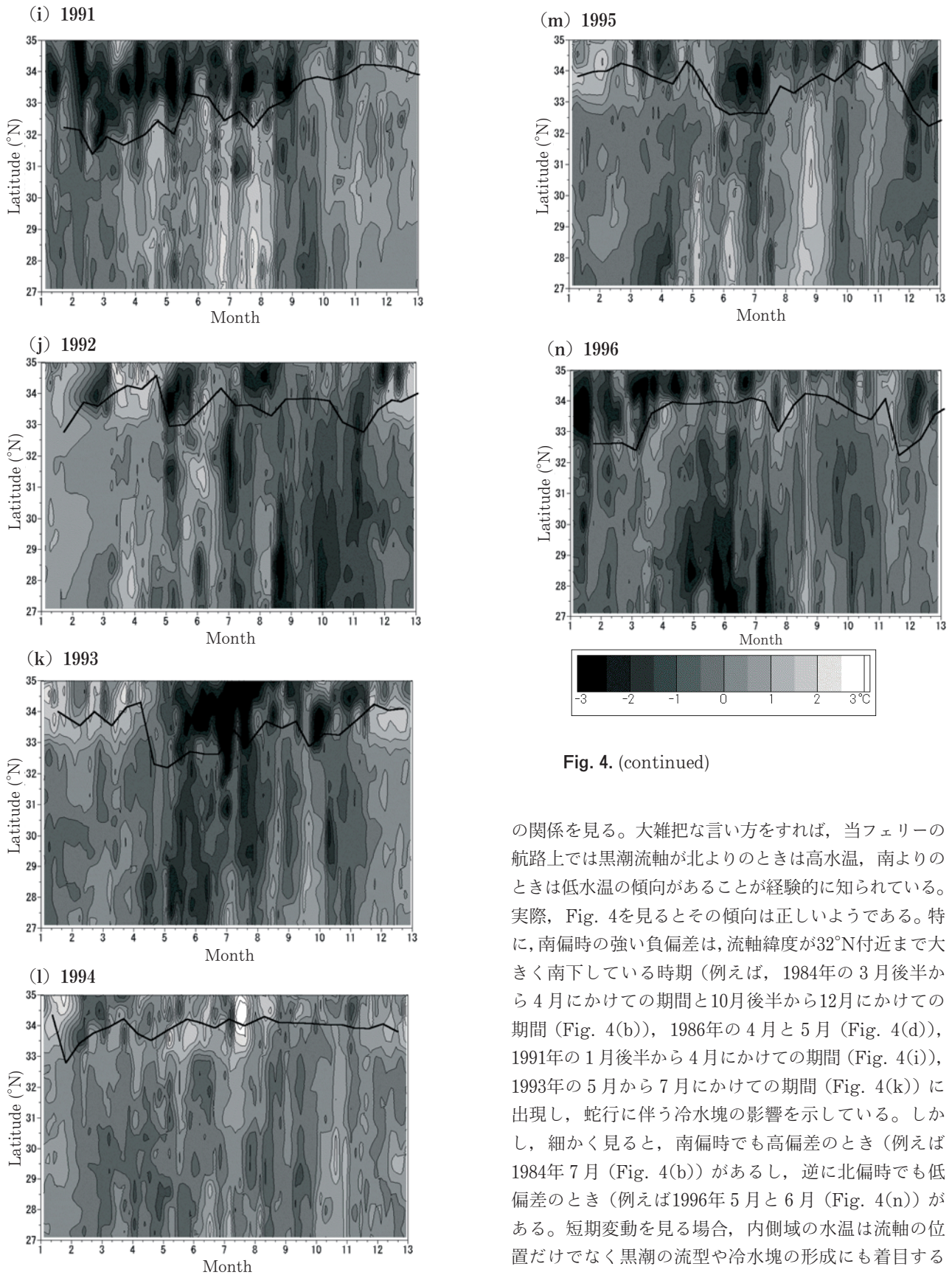


Fig. 4. (continued)

の関係を見る。大雑把な言い方をすれば、当フェリーの航路上では黒潮流軸が北よりのときは高水温、南よりのときは低水温の傾向があることが経験的に知られている。実際、Fig. 4を見るとその傾向は正しいようである。特に、南偏時の強い負偏差は、流軸緯度が32°N付近まで大きく南下している時期（例えば、1984年の3月後半から4月にかけての期間と10月後半から12月にかけての期間 (Fig. 4(b)), 1986年の4月と5月 (Fig. 4(d)), 1991年の1月後半から4月にかけての期間 (Fig. 4(i)), 1993年の5月から7月にかけての期間 (Fig. 4(k)) に出現し、蛇行に伴う冷水塊の影響を示している。しかし、細かく見ると、南偏時でも高偏差のとき（例えば1984年7月 (Fig. 4(b))）があるし、逆に北偏時でも低偏差のとき（例えば1996年5月と6月 (Fig. 4(n))）がある。短期変動を見る場合、内側域の水温は流軸の位置だけでなく黒潮の流型や冷水塊の形成にも着目する必要がある。蛇行時には流路北上域で暖水波及がしばしば見られるし、直進型の流路であっても冷水塊の形

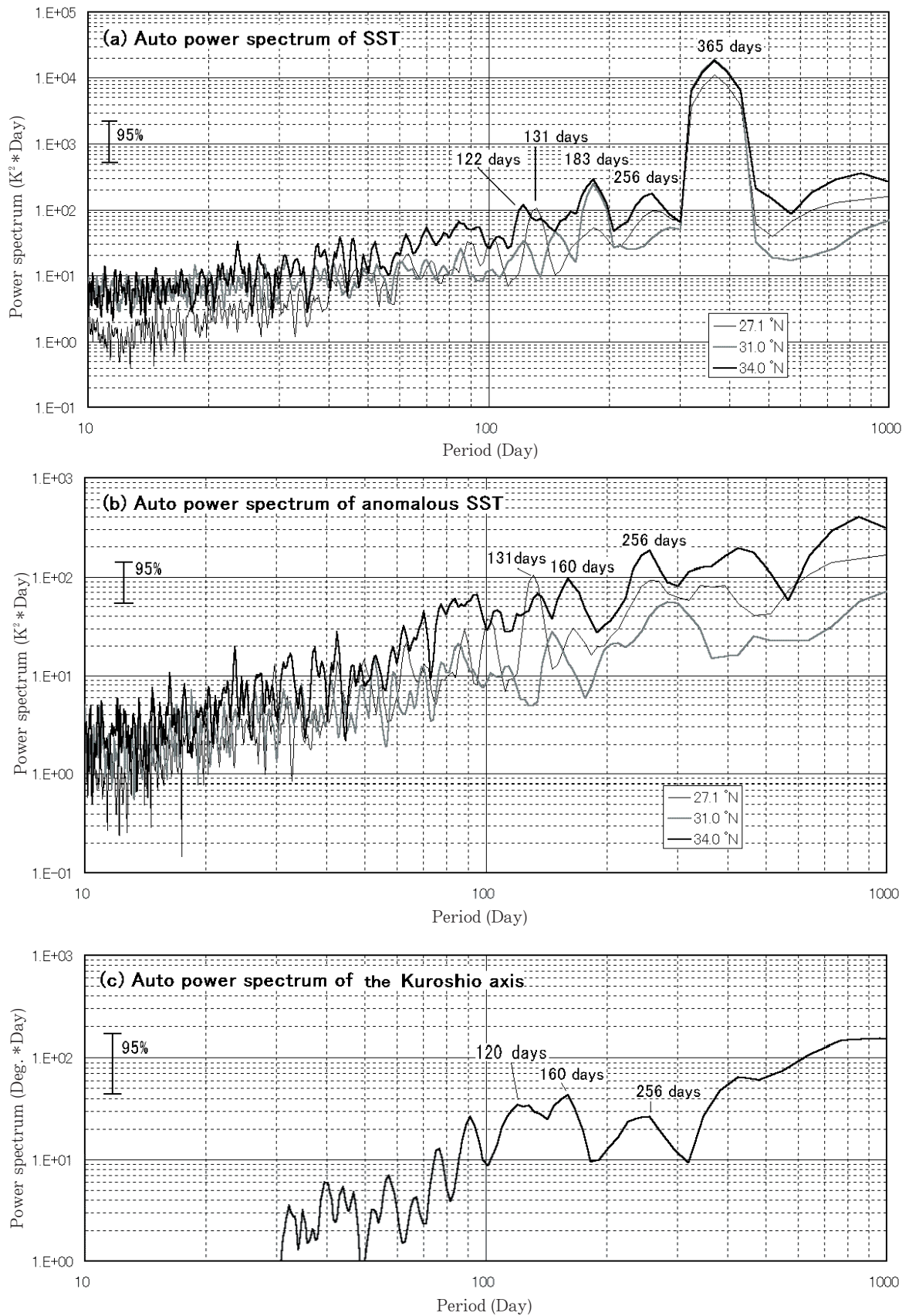


Fig. 5. (a) Auto power spectra of raw SST observed at 27.1, 31.0 and 34.0°N. (b) Auto power spectra of anomaly of SST deviated from the seasonal cycle observed at 27.1, 31.0 and 34.0°N. (c) Auto power spectrum of latitude of the Kuroshio axis crossing the observation line.

成を伴うこともあるからである。しかし、冷水塊は別として、急潮や内側反流といった暖水波及現象は一時的なものであり、先の事例、1984年7月の高温の期間は一月ほどあってこれらの現象がこの期間持続していたとは考えにくい。この時期は南側の海域も高い正の偏差を示しており、同様に、北偏時に低温だった1996年5月と6月には南側に強い負の偏差の領域が広がっている (Fig. 4(n)) ことから、水温変動における両海域間の強い関係が伺える。

次に、流軸付近の海域に着目する。この海域で特徴的なのが、偏差分布の縞構造が縦縞ではなく概して右斜め上に向かって傾いており、南側の方が位相が進んでいるように見えることである。そして、このずれの程度は黒潮流軸の変動と関係が深いように見える。そこで、まず、流軸が北上している時期に注目する。例として1983年を見ると (Fig. 4(a)), 流軸は2月, 4月, 7月, 9月, 10月に大きく北上しているが、分布の縞構造はこの流軸緯度の傾きに沿うように傾いており、黒潮に伴って水温フロントが北上していることを示している。では、流軸が南下するときはどうか。水温フロントの南下を伴うのであれば、内側域において流軸緯度に沿って右下がりの縞構造が見られるはずであるが、いかなる場合もそのような構造は見られない。黒潮の北上時と南下時で水温フロントの強度に違いがあるのは興味深い。その一因として考えられるのが、蛇行に伴って内側域にしばしば形成される冷水域、もしくは冷水塊の存在である。この海域では、黒潮は北上時に通常蛇行流路をとる。北上時の例としてFig. 1に1984年春季の黒潮流型の変動を示す。北上時にはこの冷水域の存在のため、黒潮との境界 (黒潮フロント) において南下時に比べてより強い水温フロントが生じる可能性が高いものと考えられる。このことは、右上がりの縞構造が内側域で強い負偏差が生じた時期に特に多く見られることでも理解できる (例えば、1985年の12月後半 (Fig. 4(c)), 1986年の5月後半 (Fig. 4(d)), 1988年の12月後半 (Fig. 4(f))。なお、水温フロントの時空間変動については次項で水温の南北勾配の分布を見ながら改めて述べる。

最後に、より南側の海域も含めた南北間の水温変動の位相差、並びに水温変動と黒潮変動との関係を検討する。そのために、まず、変動の周期特性を調べてみる。水温と航路を横切る黒潮流軸緯度の時系列をフーリエ変換し、いろいろな周期を持つモードに分解して、パワースペクトルを算出する。

Fig. 5(a)は、季節変動成分を除去していない生の水温変動のパワースペクトルである。1年周期のいわゆる季節変動成分が卓越しており、その2倍調、3倍調

のピークも目立つ。100日以上周期帯では256日のピークと27.1°Nのみに見られる131日のピークが特徴的である。また、70日から100日の周期帯では34.0°Nのパワーが低緯度域に比べて大きいこと、そして、さらに短周期の数十日の周期帯では27.1°Nのパワーが他に比べて小さいのが特徴的である。しかし、このスペクトルでは季節変動成分の影響で黒潮変動や擾乱に関連する周期特性が埋没している可能性が高いので、季節変動成分を除去した偏差成分のパワースペクトルを計算してみる (Fig. 5(b))。季節変動成分とその高調波成分が消えて、256日, 160日, 131日のピークが卓越している。そして、31°Nのパワーが他と比べて小さいことが特徴的である。前報 (小松ら, 2002) や瀬川 (1989) が指摘しているように、31°Nは水温変動の比較的小さい海域であり、この図はそのことを明瞭に物語っている。低周期側を見ると、27.1°Nのパワーは他と同程度であり、Fig. 5(a)で見たこの周期帯でのパワーの差は季節変動成分の影響によって生じたものであることが分かる。Fig. 5(c)は、航路を横切る黒潮流軸緯度の南北変動のパワースペクトルである。256日, 160日, 120日, 90日のピークが顕著であり、これらのピークが出現する周期はFig. 5(b)の水温偏差のピーク周期とほぼ一致する。このことから、黒潮と水温変動の強い関連性が伺える。では、両者の相関の強度と位相のずれはどの程度あるのか。続いて、この点について調べてみる。

まず、緯度方向の水温偏差のスペクトル分布を見るために、Fig. 5(b)で示した自己スペクトルの周期-緯度分布をFig. 6(a)に示す。256日のピークが33.5~34.2°Nを中心に北部海域で卓越している。160日のピークも同じ海域で強く、80日より長い周期帯では南側の海域に比べてパワーの大きさが目立ち、この海域を流去する黒潮に付随した変動の影響が示唆される。そして、30°Nから33°Nにかけての中間領域は全体的にパワーが小さいのが特徴的である。

Fig. 6(b)は黒潮流軸変動と水温変動のクロススペクトルを計算して得たコヒーレンシー (モードごとの相互相関係数) である。256日の相関は全体的に高いが、29°Nから32°Nの中間領域で特に高いのが特徴的である。北部海域では160日, 120日, 78日の相関が高く、中間領域を挟んで、南部海域も同じ緯度帯で相関が高い。黒潮の流去する北部海域は妥当な結果としても、南部海域でも北部海域と同程度に相関が高いのは注目すべきである。では、水温変動の各モードの位相は黒潮変動の対応するモードとどの程度位相がずれているのだろうか。Fig. 6(c)は両者の位相スペクトルの周期-緯度分布図である。正值 (明るい灰色) は水温変動の方が黒潮よりも位相が進んでいることを示し、負値 (暗

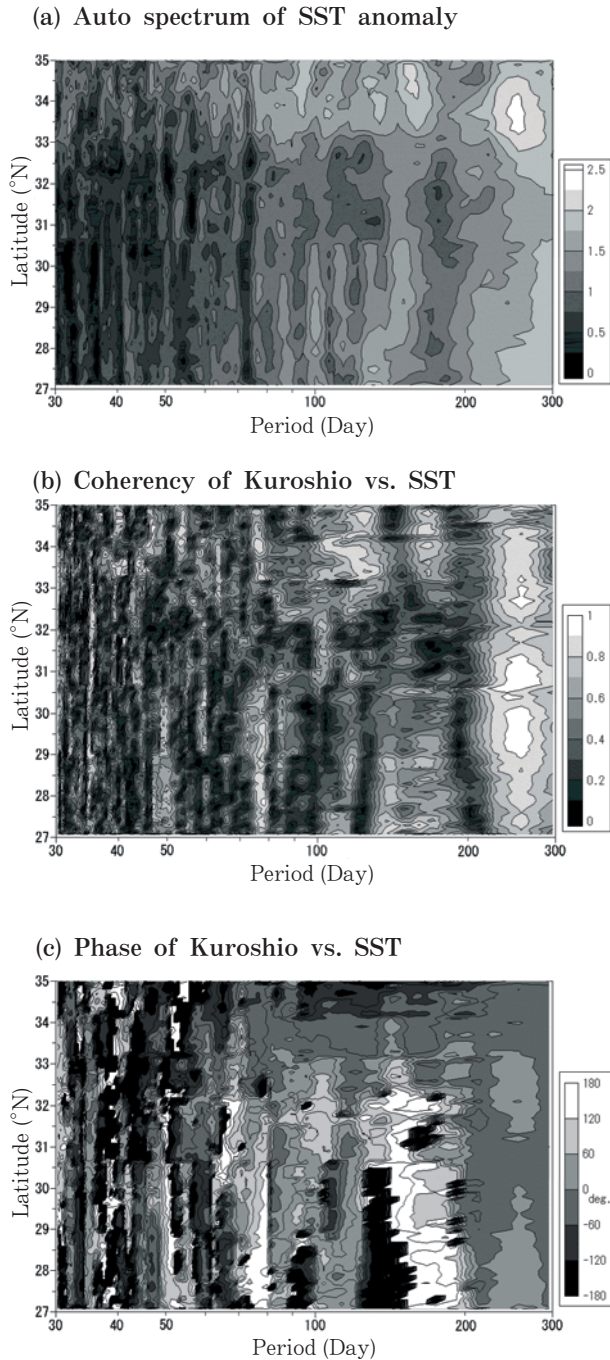


Fig. 6. (a) Contour of period-latitude distribution of auto power spectrum of anomaly of SST. The values are logarithmic and the contour interval is $10^{0.25} \text{ K}^2 \text{ day}$. (b) Contour of period-latitude of coherency of latitude of the Kuroshio axis versus anomaly of SST. The contour interval is 0.1. (c) Contour of period-latitude of phase spectrum of latitude of the Kuroshio versus anomaly of SST, where positive values denote advanced phase of SST relative to the Kuroshio. The contour interval is 60 degree.

い灰色)は水温の方が遅れていることを示す。この図を見ると全体的に 33°N 以南の海域で黒潮に対して位相

が進んでおり、逆に 33°N 以北では遅れていることが分かる。 33°N 以北は黒潮が流去する海域なので、黒潮の直接的な影響を受けた結果、水温変動の位相が黒潮より遅れることは妥当な結果だとしても、南部海域で位相の進みが見られるのはどのような理由だろうか。この事実は、位相の進んだ南部海域の水温情報をもとにした北部海域の黒潮変動の予測可能性を示唆している点で非常に興味深い。なお、この南北間の位相のずれの原因は次節で中規模渦の西進と絡めて考察する。

水温南北勾配の変動と黒潮流軸変動との関係

次に、水温の南北勾配を計算することで、南北間の変動の違いを際立たせ、黒潮変動との関連を調べてみる。

Fig. 7は前節の手法で計算した水温の南北勾配の時間-緯度分布図である。瀬川(1989)は本稿で扱う水温データの前半部分を用いて同様の解析を行っており、1 mileの北上で水温が 0.04°C 以上減少する海域に印を付けた分布図を作成し、以下のような結果を得ている。第一に、水温分布のパターンが、南北勾配の大きい黒潮流軸北側の海域、勾配の小さい流軸南側から 29°N までの海域、そして再び南北勾配の大きくなる 29°N 以南の海域に大別されることである。第二に、黒潮流路が伊豆海嶺の東側を北上する時期には(Fig. 1参照)、航路上を水温フロントが南から北へ伝播する現象が見られ、その速さが約 8 cm/s であるということである。これらは非常に興味深い結果であるが、以下の疑問が残る。第一に、海域を三つに分けることができるとして、三者間の変動に関連性はあるのか。また、黒潮の流去する海域とそれ以南の二つではなく、どうして間に中間域(小松ら, 2002)が存在するのか。次に、第二の点として瀬川(1989)は水温フロントの伝播は流路北上部の変動を捉えたものとしているが、内側域以南にもそのようなフロントの伝播のような現象は見られないか、そして見られるとしたとき、それは何に起因するのか、ということである。以上は、前項で指摘した水温変動の南北位相差が生じる原因と深く係わっている。

Fig. 7には緯度方向に 1° 当たりの水温勾配を示している。符号は北の方が高ければ正、低ければ負である。勾配が 2°C より大きい領域は白く、 -2°C より小さい領域は黒く塗りつぶしてある。ちなみに瀬川(1989)の設けたフロントの基準は 1° 当たりの勾配に換算すると -2.4°C になる。勾配の値は緯度方向の平滑化の手法に依存するので、その絶対値には不確実性が伴う。しかし、本稿で算出した勾配でも、強い負の勾配が出現する領域とそうでない領域との境界は黒潮流軸の緯度とよく一致しており、黒潮変動に伴う水温フロントの変動を示している。そして瀬川(1989)が指摘している

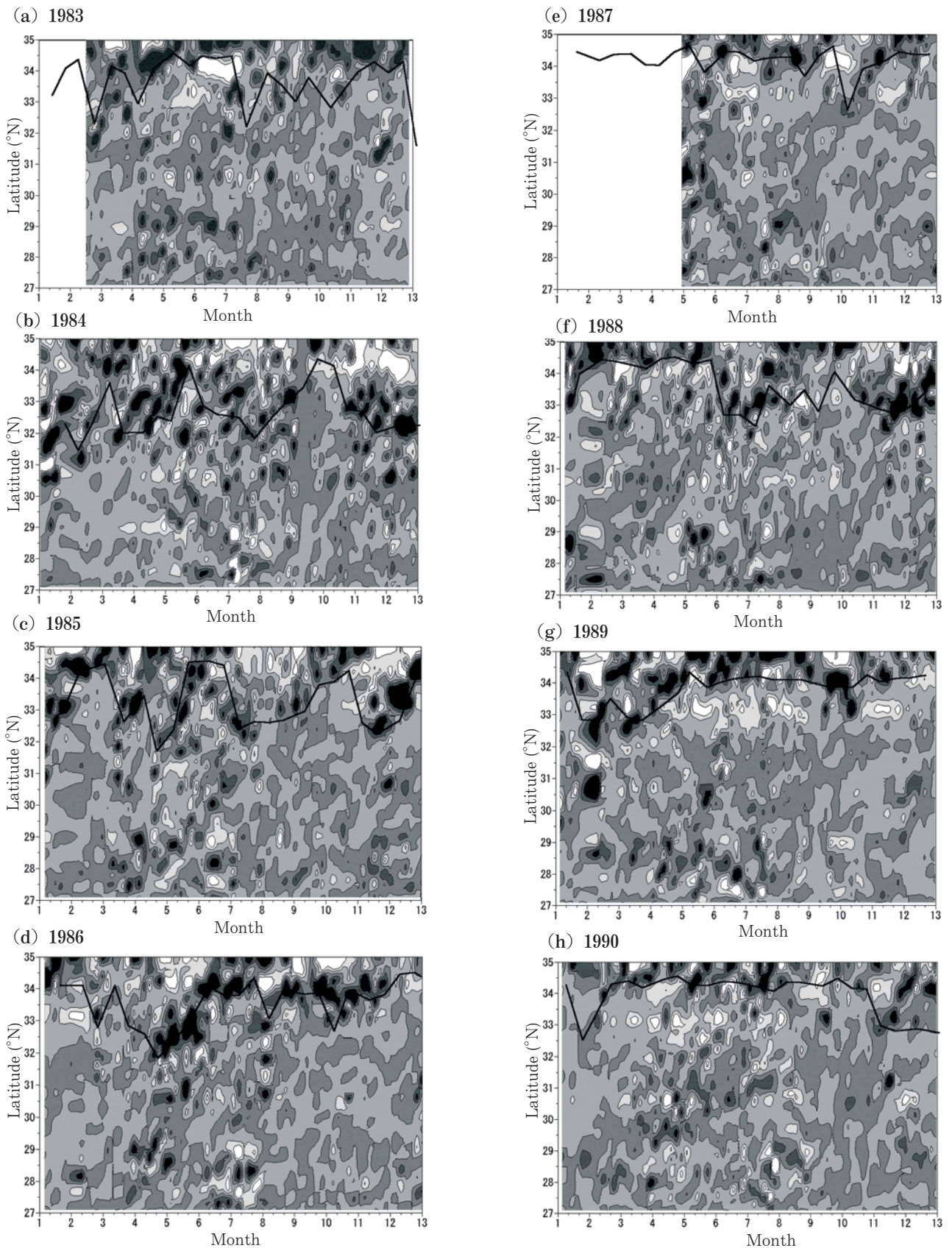


Fig. 7. Contours of time-latitude distribution of meridional gradient of SST obtained by a polynomial trend model. The thick black line denotes latitude of the Kuroshio axis and the contour interval is 1.0°C.

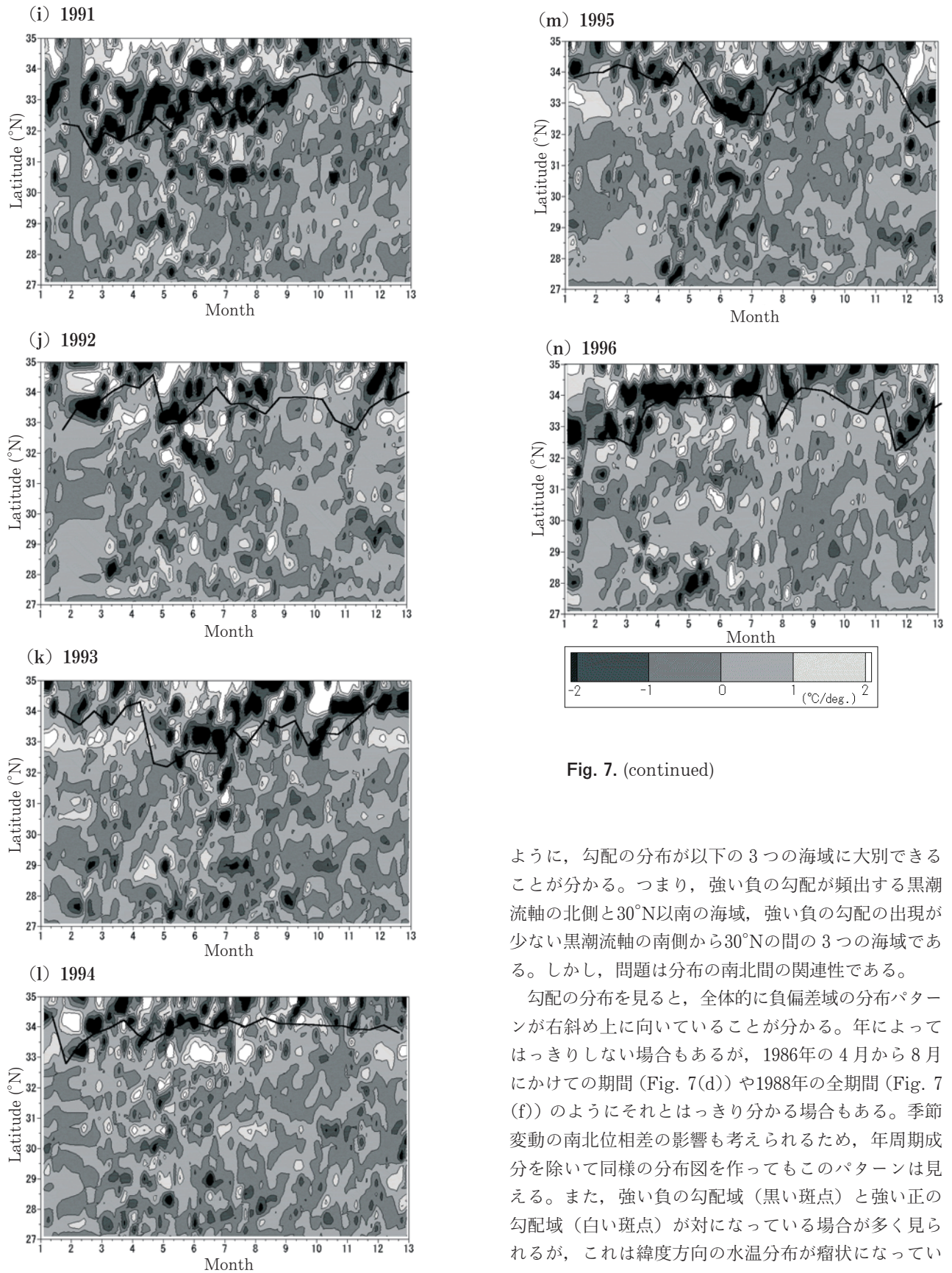


Fig. 7. (continued)

ように、勾配の分布が以下の3つの海域に大別できることが分かる。つまり、強い負の勾配が頻出する黒潮流軸の北側と30°N以南の海域、強い負の勾配の出現が少ない黒潮流軸の南側から30°Nの間の3つの海域である。しかし、問題は分布の南北間の関連性である。

勾配の分布を見ると、全体的に負偏差域の分布パターンが右斜め上に向いていることが分かる。年によってはっきりしない場合もあるが、1986年の4月から8月にかけての期間 (Fig. 7(d)) や1988年の全期間 (Fig. 7(f)) のようにそれとはっきり分かる場合もある。季節変動の南北位相差の影響も考えられるため、年周期成分を除いて同様の分布図を作ってもこのパターンは見える。また、強い負の勾配域 (黒い斑点) と強い正の勾配域 (白い斑点) が対になっている場合が多く見られるが、これは緯度方向の水温分布が瘤状になっていることを示す (Fig. 3)。そして興味深いことに、黒い斑点の列を右上に辿っていくと、黒潮流軸が北上して

いる時期に行き着く事例がいくつか見られる。比較的明瞭な例を挙げると、1983年7月後半から8月中盤にかけての黒潮北上に先んじて、27.5°N、3月下旬に見られた斑点が徐々に北上しているように見える (Fig. 7(a))。かといって、右上がりの斑点の列があるからといって必ずしも黒潮の北上があるわけではない (例えば1990年前半 (Fig. 7(h)))。それほど明瞭ではないが、Fig. 6(c)で示したように、これらは全体的に南の方が北よりも位相が進んでいたことを考えると妥当な分布パターンである。

以上、水温の南北勾配の時間-緯度分布図から、南の方が北よりも位相が進んでいる可能性が高いことを確認したが、では、この位相のずれは何に起因するのか。次節でこの点を考察する。

考 察

南北位相差の問題について考察すると、前節の結果を検証するために、まず、衛星海面高度場の時系列を見てみる。なお、ここで使用する海面高度偏差データはTOPEX/POSEIDON衛星で計測された海面高度偏差を最適内挿法により0.2°×0.2°に格子点化したデータをおがさわら丸の航路上に線形内挿した10日間隔の時系列である。Fig. 8は水温偏差、海面高度偏差、黒潮流軸緯度の時系列を期間の標準偏差で規格化し、60日の移動平均をかけて平滑化した時系列であるが、27.2°Nおよび29.0°Nは三者の変動に顕著なずれが認められる。一方、33.0°Nおよび34.0°Nでは黒潮の変動と、水温並びに海面高度の変動がよく一致している。この結果は、沿岸定地水温と沿岸潮位との関係でも同様である (Fig. 9)。これらの結果は、北部海域の変動が、ほぼ黒潮によって規定されていることを明瞭に示している。続いて、海面高度偏差の時間-緯度分布を見る (Fig. 10)。33°N以北の北部海域では、水温と同様に流軸北偏時には正偏差、南偏時には負偏差となっている。そして、流軸付近では水温変動に見られたような右上がりの縞構造が見える。

南方海域において、海面高度のこのような偏差分布を形成しているのは東方から伝播してくる中規模渦であることが知られている。Ebuchi and Hanawa (2001)はTOPEX/POSEIDON衛星の海面高度場からその伝播速度を7 cm/sと見積もっている。おがさわら丸の航走水温の変動、特に黒潮以南の変動を考えたとき、その変動は中規模渦の影響を受けていることが推察される。とりわけおがさわら丸が航行する海域は伊豆小笠原海嶺域であり、西進してきた中規模渦がこの海底地形の影響を受けて、擾乱を発生させている可能

性が高い。黒潮以南の29~32°Nに水温変動が比較的小さい海域 (中間領域) が存在することを瀬川 (1989) や前報 (小松ら, 2002) でも指摘しているし、前節でもこの領域の変動が小さいことを見た。この海域の海底地形図 (小松ら (2002) のFig. 1を参照) を見ると、ちょうどこの海域は海嶺が低い、つまり南北両側に比べて水深が深い海域に相当している。この海域の水温変動が小さい理由として、下層流の傾圧成分と海底地形との相互作用によって生じた順圧流による傾圧渦の移流効果との関連が示唆される (Sakamoto and Yamagata, 1996) が、実態は不明である。

Fig. 11は同緯度における水温偏差と海面高度偏差との時間-経度ラグ相関図である。28°Nでは相関係数の分布が左斜め上に向けた縞構造を成しており、水温変動が航路の東側での過去の海面高度変動と相関が強いことを示す (Fig. 11(a))。これは、東方から伝播してきた中規模渦が航路上の水温変動に影響していることを示唆する結果である。しかも、相関が最大になるのが経度にして2°ほど東側の海面高度であることは興味深い。一方、黒潮域の34°Nでは左斜め上向きの縞構造は見られない (Fig. 11(b))。そして、相関が最大になる海面高度偏差は経度で0.8°西側にあり、西方から流れてくる黒潮との関係を伺わせる。これらのことから、水温変動の南北位相差の一因として中規模渦の影響の時間的かつ空間的ずれ、特に、中規模擾乱の西向き伝播の南北非一様性が示唆される。

このような伝播特性は、擾乱が東方よりロスビー波モードで伝播して来ることを示すものであるが、傾圧ロスビー波は太平洋東岸で発生するとされ (e.g., White and Saur, 1983), 伝播途中でハワイ島や天皇海山等の影響で擾乱を発生させているという報告もある (Jacobs *et al.*, 1993; Mitchum, 1995)。ただし、伊豆小笠原海嶺域の擾乱の発生原因については、前述の通りこの海嶺自体の影響はもちろんだが、黒潮続流域で発生する擾乱 (Mizuno and White, 1983) や特に30°N以南では黒潮反流の影響 (Ebuchi and Hanawa, 2001) も無視できないため、その詳細は不明である。しかし、伝播の南北非一様性という点に着目すると、Killworth *et al.* (1998) は傾圧と順圧双方の東西流の存在下でロスビー長波の位相速度を太平洋上で算出しており、これを参照すると、おがさわら丸の航路の北端35°Nと南端27°Nでは2 cm/s程度南の方が北よりも位相速度が速くなっている。このことは、東方における擾乱の発生源が同一であってもこれが西に伝播するにつれて位相速度の南北差によって擾乱の影響が南では北よりも速く現れるということが推察される。

Fig. 12は時間方向に60日の移動平均を施してデータ

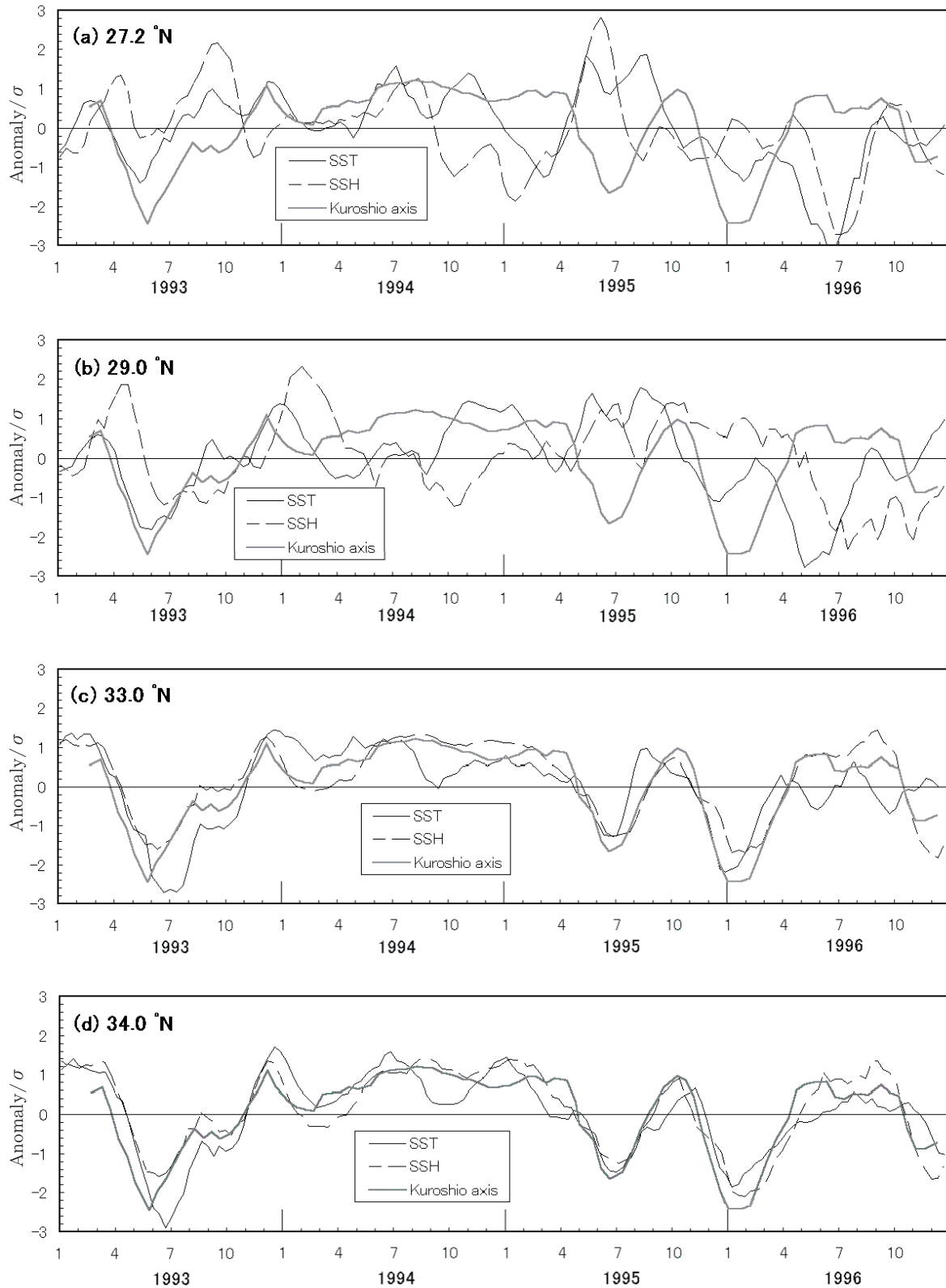


Fig. 8. Time series of anomaly of SST and SSH, the latitude of the Kuroshio axis which are smoothed by 60 days running mean and normalized by standard deviation of the period from 1993 to 1996. (a) Time series at 27.2°N. The mean value and standard deviation of SST, SSH and Kuroshio are $T=-0.22^{\circ}\text{C}$ and $\sigma_T=0.56^{\circ}\text{C}$, $H=0.41\text{cm}$ and $\sigma_H=5.6\text{cm}$, and 33.6°N and 0.45°, respectively. (b) At 29.0°N. $T=-0.33^{\circ}\text{C}$, $\sigma_T=0.60^{\circ}\text{C}$, $H=0.28\text{cm}$, and $\sigma_H=4.0\text{cm}$. (c) At 33°N. $T=-0.20^{\circ}\text{C}$, $\sigma_T=0.63^{\circ}\text{C}$, $H=0.22\text{cm}$, and $\sigma_H=18\text{cm}$. (d) At 34°N. $T=-0.15^{\circ}\text{C}$ and $\sigma_T=1.0^{\circ}\text{C}$, and $H=-0.26\text{cm}$ and $\sigma_H=20\text{cm}$.

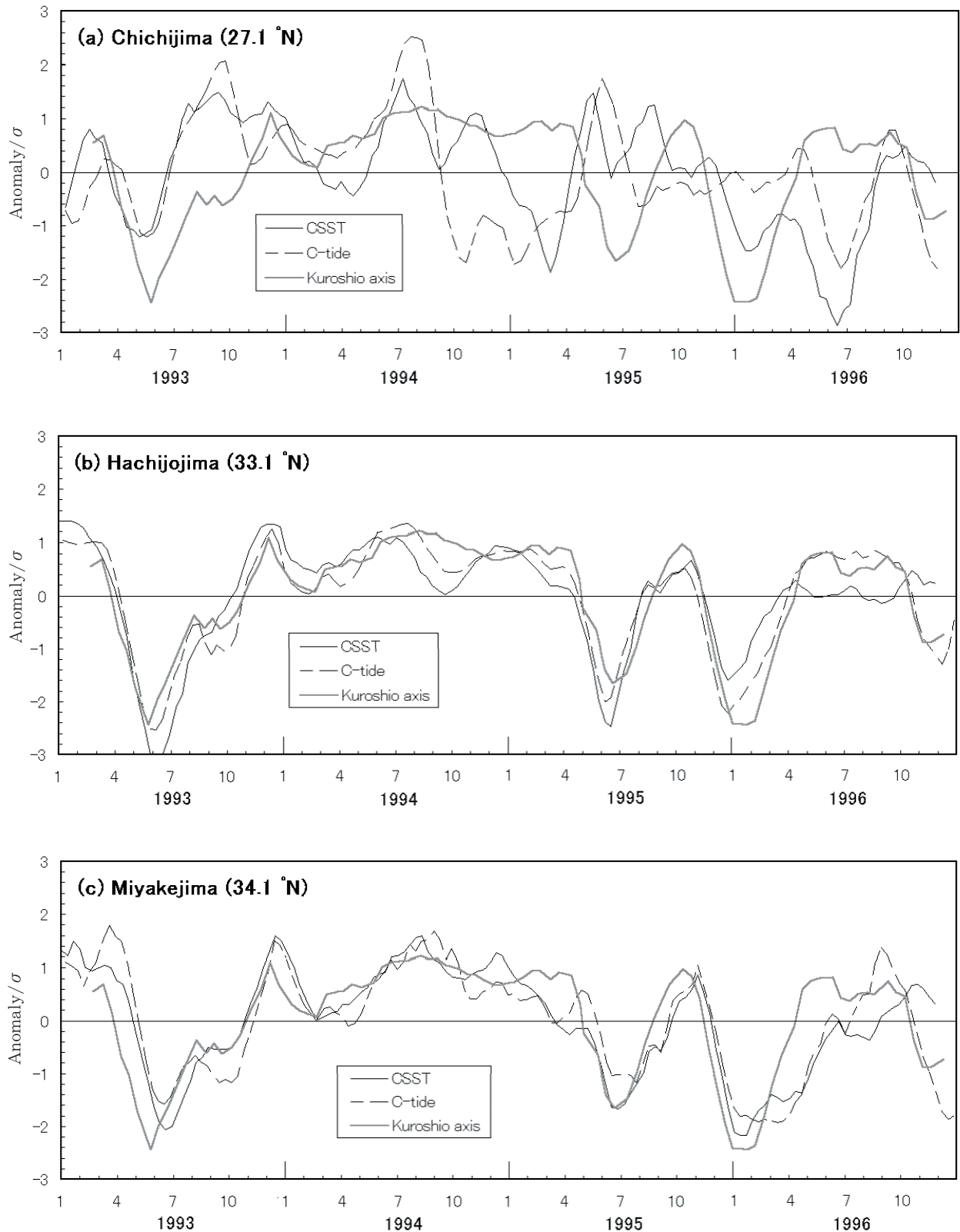


Fig. 9. Time series of anomaly of coastal sea surface temperature (CSST) and coastal tide (C-tide), the latitude of the Kuroshio axis which are smoothed and normalized same as Fig. 8. (a) Time series at Chichijima. The mean value and standard deviation of CSST and C-tide are $T=-0.15^{\circ}\text{C}$ and $\sigma_T=0.62^{\circ}\text{C}$, $H=1.2\text{cm}$ and $\sigma_H=6.4\text{cm}$, respectively. (b) At Hachijojima. $T=-0.23^{\circ}\text{C}$, $\sigma_T=1.3^{\circ}\text{C}$, $H=13\text{cm}$, and $\sigma_H=24\text{cm}$. (c) At Miyakejima. $T=-0.41^{\circ}\text{C}$, $\sigma_T=1.3^{\circ}\text{C}$, $H=-6.5\text{cm}$, and $\sigma_H=14\text{cm}$.

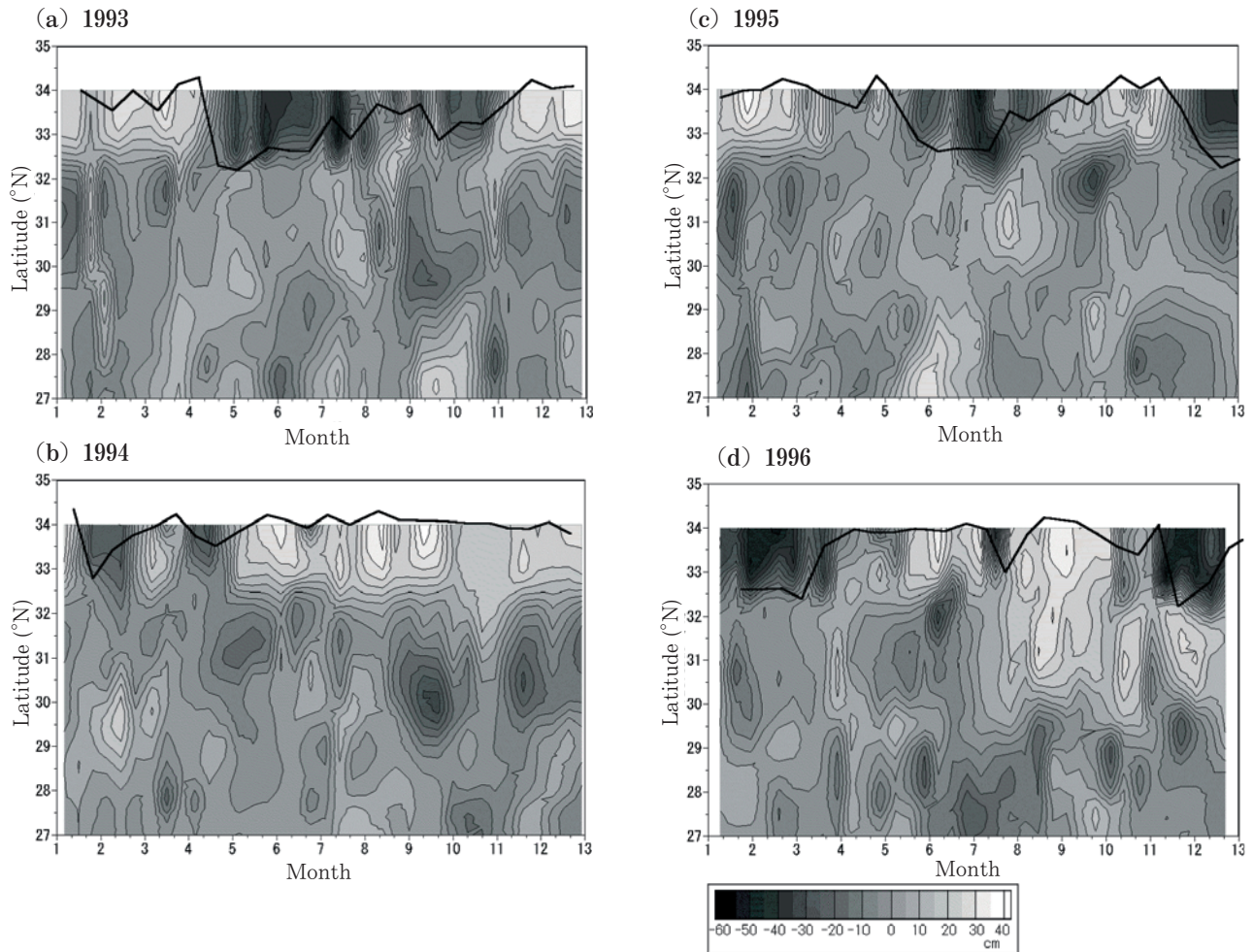


Fig. 10. Contours of time-latitude distribution of anomaly of sea surface height (SSH) along the observation line obtained by the altimetry satellite TOPEX/POSEIDON. The values are estimated by the optimal interpolation method. The thick black line denotes latitude of the Kuroshio axis and the contour interval is 10cm.

を平滑化した海面高度偏差の時間-緯度分布で、Fig. 10の領域を拡大したものである。なお、図に示した黒潮流軸変動も同様の平滑化を施してある。これを見ると、正偏差と負偏差の縦長斑点状の領域が右上がりに分布しているように見える。この分布は右斜めに連続していないので図は偏差が航路に沿って北上していることを示すものではない。むしろ、前述したロスビー波の位相速度の南北差、つまり、北よりも南の方が波の伝播が速い現象を反映しているように見えるが、この例からだけでは推測の域を出ない。ただし、黒潮予測の点で興味深いことに、正偏差領域を南から北に向かって右斜め上に辿っていくと黒潮北偏時に行き着き、負偏差を辿っていくと南偏時に行き着くことが分かる。Fig. 12は負偏差域の出現緯度と時期から黒潮南偏のおおよその時期がある程度推定され、正偏差域の出現緯度と時期から黒潮北偏時期が推定できることを示唆している。例えば、1993年10月に24.5°Nに出現した負偏差から22ヵ月後(1995年8月)の黒潮南偏が予想できる。

同じことを他の海域で試みたところ、Fig. 12のような明瞭な縞構造は見られなかった。原因は不明だが、黒潮予測の可能性を示す事例として興味深い。

結 語

伊豆小笠原海嶺域を南北に運航する定期船おがさわら丸に設置した航走水温計で14年間にわたり連続的に計測された表面水温値を解析した。まず、最適内挿法により、生データを時間と緯度方向に格子点化し、緯度方向について多項式トレンドモデルを当てはめることで中規模スケールの水温の南北不連続(水温フロント)を抽出した。続いて、水温変動の周期特性と黒潮流軸変動との相関関係を調べた。そして以下のような結果を得た。

(1) 1年より短い時間規模の変動に着目すると、季節変動を除去した水温偏差の変動は緯度によらず黒潮流軸変動とほぼ同じ周期特性を持つこと、しかし、変動

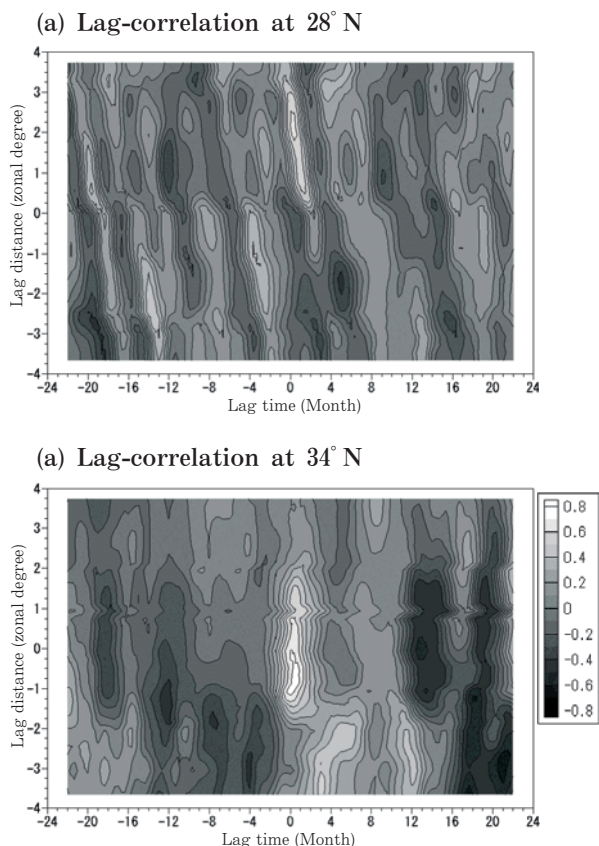


Fig. 11. Cross correlation between anomaly of SST on the section line and SSH of TOPEX/POSEIDON at 28°N (a) and 34°N (b)

には南北に位相差が存在し、黒潮の流去している33°N以北は黒潮と連動した変動を示すが、黒潮流軸以南の海域では位相が黒潮よりも南側ほど速いことが分かった。(2) 上記の南北の位相のずれは東方から伝播してくる中規模渦の影響によるものであることを示唆する結果を得た。

(3) 衛星海面高度偏差の時間-緯度分布を見ると、偏差域がほぼ平行に列状に分布しており、この海域に限れば、南方海域の正偏差域（負偏差域）の出現緯度と時期から2年後の黒潮の北偏（南偏）のおおよその時期が予測可能なことを示す結果を得た。原因は不明だが、他の時期についても検討する必要がある。

伊豆諸島域に限らず、黒潮が流去する本州南岸の水産資源変動の実態解明並びに変動予測の精度向上には、黒潮流路の変動機構の解明と予測手法の確立が不可欠である。本稿で論述した黒潮の変動機構と予測手法が他の海域でも適用できるかどうかは検討する必要がある。また、内側域では、急潮や内側反流といった一時的な暖水の波及現象が見られ、しばしば漁業に大きな打撃を与えることがあるが、その物理的な機構は未だ不明である（柳, 2001）。本稿で述べた中規模擾乱の伝

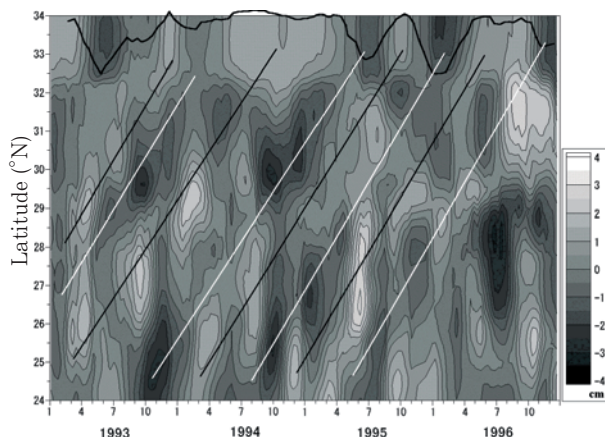


Fig. 12. Contours of time-latitude distribution of anomaly of SSH along the observation line obtained by the TOPEX/POSEIDON with the position of the Kuroshio. These values are smoothed by 60 days running mean. The black (white) straight lines indicate a reference line to be used to predict the period when the Kuroshio crosses the observation line at the northern (southern) latitude from the position of positive (negative) patches in the southern region from 24-25°N.

播がこれらの現象の一因となっていることが示唆されるが、数日規模の現象であるため、より時間分解能の細かい観測が必要である。

最後に、本稿の結果は長期にわたる不断のモニタリングの成果であることを記しておきたい。しかも、中規模渦の伝播とこれが黒潮流路変動に及ぼす影響に着目すれば、黒潮予測のためには流軸付近の観測だけでは不十分で、はるか南方海域の時間-緯度情報が必要である。その意味でも、おがさわら丸によるモニタリングは非常に重要である。そして、より詳細な黒潮変動の実態解明とより高精度の予測手法の確立には同様のモニタリングを拡充しシステムとして整備する必要があることを指摘して本稿を終えたい。

謝 辞

本論文で使用したデータは遠洋水産研究所の瀬川恭平博士が中心となって計測、整理されたものである。おがさわら丸を運航している小笠原海運株式会社には、水温計測に伴うエンジン冷却水使用のため機関室の一部を快く提供していただき、観測に多大なるご協力をいただいた。東京都水産試験場、同大島分場、同八丈島分場、並びに同小笠原水産センターには、計測、管理している定地水温データを八丈島分場の江川紳一郎氏を通じて提供していただいた。科学技術振興事業団の瀬藤 聡博士には中規模擾乱の伝播特性について重要

な情報を提供していただき、かつ有益な議論をしていただいた。以上の関係者の皆様に心より感謝申し上げます。また、解析に使用した黒潮流路は海上保安庁海洋情報部(旧水路部)発行の「海洋速報(1983年~1997年)」を参照して算出した。

なお、本研究は、旧科学技術庁の研究プロジェクト「黒潮の開発利用調査研究」並びに中央水産研究所海洋生産部変動機構研究室の一般研究「日本周辺海域における水温等の長期変動特性の把握」の中で実施された研究の一部である。

文 献

- Ebuchi N. and Hanawa K., 2000: Mesoscale eddies observed by TOLEX-ADCP and TOPEX/POSEIDON altimeter in the Kuroshio recirculation region south of Japan. *J. Oceanogr.*, **56**, 43-57.
- Ebuchi N. and Hanawa K., 2001: Trajectory of mesoscale eddies in the Kuroshio recirculation region. *J. Oceanogr.*, **57**, 471-480.
- Jacobs G. A., Emery W. J., and Born G. H., 1993: Rossby waves in the Pacific Ocean extracted from Geosat altimeter data. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 1155-1175.
- 海上保安庁海洋情報部, 1983-1997: 海洋速報海流図.
- Kawabe M., 1985: Sea level variations at the Izu Islands and typical stable paths of the Kuroshio. *J. Oceanogr. Soc. Jap.*, **41**, 307-326.
- Killworth P. D., Chelton D. B., and de Szoeke R. A., 1997: The speed of observed and theoretical long extratropical planetary waves. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1946-1966.
- 北川源四郎, 1993: 時系列解析プログラミング, 岩波書店, 東京, 390pp.
- 小松幸生, 友定 彰, 川崎 清, 2002: 伊豆小笠原海嶺域における定期船航走水温の時空間変動特性 I. 年々変動, 水研センター研報, **5**, 24-38.
- Mitchum G. T., 1995: The source of 90-day oscillations at Wake Island, *J. Geophys. Res.*, **100(C2)**, 2459-2475.
- 黒田一紀, 1983: 黒潮と卵稚仔プランクトンの短期変動. 東海区長期漁海況予報, **59**, 15-29.
- 増沢穰太郎, 1965: 黒潮大蛇行. 科学, **35**, 588-593.
- Mizuno K. and White W. B., 1983, Annual and interannual variability in the Kuroshio Current System. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1847-1867.
- Sakamoto T. and Yamagata T., 1996: Seasonal transport variations of the wind driven ocean circulation in a two-layer planetary geostrophic model with a continental slope. *J. Mar. Res.*, **54**, 261-284.
- 瀬川恭平, 友定 彰, 1983: 定期船による東京~父島間の表面水温観測. 黒潮の開発利用調査研究成果報告書, **6**, 318-322.
- 瀬川恭平, 1989: 伊豆・小笠原海嶺域における表面水温変動の研究 - 黒潮フロントの変動について -. 黒潮の開発利用調査研究成果報告書, **12**, 406-410.
- 瀬川恭平, 1991: 伊豆・小笠原海嶺域の表面水温変動. 黒潮の開発利用調査研究成果報告書, **14**, 255-260.
- Senju T., Asano N., Matsuyama M., and Ishimaru T., 1998: Intrusion events of the intermediate Oyashio water into Sagami Bay, Japan. *J. Oceanogr.*, **54**, 29-44.
- 友定 彰, 玉木信子, 1989: 「すつれちあ丸」航走水温からの黒潮流路の推算. 黒潮の開発利用調査研究成果報告書, **12**, 395-405.
- White W. B. and Saur J.F.T., 1983, Sources of interannual baroclinic waves in the eastern subtropical North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 531-544.
- 柳 哲雄, 2001: 沿岸海洋学(第二版), 恒星社厚生閣, 東京, 153pp.