

黒潮続流域における海洋変動 - 黒潮・親潮システムモデルの計算結果と TOPEX/POSEIDON 海面高度計データの比較 -

田口 文明^{*1} 吉川 泰司^{*2}
三寺 史夫^{*3} 中村 啓彦^{*4}

黒潮・親潮流域における高解像度海洋数値モデル(黒潮・親潮システムモデル)を用いた研究を行っている。本報告では、黒潮続流域の中規模現象に着目して、モデル計算結果と観測データの比較を行った。モデルから得られた海面高度の平均場は、房総沖での離岸や東経144度付近での蛇行など、良く知られている黒潮続流の平均的な構造を良く再現した。時間変動場に関しては、モデル及びTOPEX/POSEIDON海面高度計データの両者について海面高度アノマリの明瞭な西向き伝搬が確認できた。経度・時間方向の自己ラグ相関を計算することにより、東経140度から東経160度で平均された東西方向の位相速度を見積もったところ、亜熱帯から黒潮続流における両者の位相速度はほぼ一致し、混乱水域から亜寒帯水域では、モデルの西向き位相速度はTOPEX/POSEIDONの位相速度より遅かった。さらに時間変動場の空間分布に関して、東経145～東経149度と151～東経153度を中心にほぼ定在する年周期の変動が、衛星海面高度アノマリに対する複素経験直交関数(CEOF)の第1モードとして検出された。モデルにおいても東経145～東経150度に定在する年周期変動がCEOFの第2モードとして検出され、両者の年周期変動の位相の時系列も良く一致していることがわかった。

キーワード：黒潮続流、高解像度海洋数値モデル、TOPEX/POSEIDON 海面高度計

Oceanic variability in the Kuroshio Extension -Comparison between the Kuroshio/Oyashio System Model results and the TOPEX/POSEIDON Altimetry data-

Bunmei TAGUCHI^{*5} Yasushi YOSHIKAWA^{*6}
Humio MITSUDERA^{*7} Hirohiko NAKAMURA^{*8}

Mesoscale features and their variability in the Kuroshio extension region are investigated using simulated results of a high-resolution numerical ocean model and TOPEX/POSEIDON altimetry data. The model represents realistic mean flow pattern of the Kuroshio extension such as a separation off the Boso Peninsula, a sharp front and a well-known meander around 144° E. Mesoscale variation both in the model ocean and in the T/P data also corresponds well each other.

The phase propagation of sea surface height (SSH) anomaly of the model results and the T/P data are estimated by the lagged auto correlation method. The westward phase speed averaged over 140°E-160°E almost agrees each other, especially in subtropical region and Kuroshio extension region. But both in mixed water region and in subpolar region, the phase speed of model ocean is a little

*1 三菱総合研究所システム科学部

*2 海洋観測研究部

*3 地球フロンティア研究システム・国際太平洋研究センター

*4 鹿児島大学水産学部

*5 Mitsubishi Research Institute, Inc.

*6 Ocean Research Department.

*7 International Pacific Research Center, Frontier Research System for Global Change.

*8 Kagoshima University

slower than those of the T/P data.

Temporal variation of the characteristic spatial pattern of the SSH anomaly has been found to be similar for the model results and T/P data by the complex empirical orthogonal function (CEOF) analysis. The CEOF 1st mode of the model(18.5% of the signal) appears around the first crest of the Kuroshio extension at $145^{\circ}\text{E}, 34^{\circ}\text{N}$ and it has rather an episodic feature than has a characteristic time scale. It seems to be related with the cold eddy detachment from the Kuroshio extension in the model. The 2nd mode of the model(13.4% of the signal) shows a quasi-stationally oscillation around $145^{\circ}\text{E}-150^{\circ}\text{E}$ and its time period is 1 year. It likely corresponds to the 1st CEOF mode of the T/P data(21.6% of the signal), which has also annual cycle and quasi-stationary feature located around $145^{\circ}\text{E}-149^{\circ}\text{E}$ and $151^{\circ}\text{E}-153^{\circ}\text{E}$.

Key Words: Kuroshio Extension, high-resolution numerical ocean model, TOPEX/POSEIDON altimetry

1 はじめに

黒潮統流は、房総沖で日本南岸から離岸した黒潮が、東に向かって北太平洋海盆に侵入する強い流れである。黒潮統流域において、低緯度から黒潮によって運ばれた大量の熱が、冬季に大気へ放出されることなどにより、黒潮統流や中緯度の海洋変動は、気候変動に積極的な役割を果たすと考えられている。このため海洋科学技術センターでは、トライアングル計画の一貫として亜熱帯循環系の観測研究を行っており、黒潮統流域における係留測流観測等を実施してきた。また平成13年より、TRITON ブイや音響トモグラフィなどを用いた黒潮統流域の集中観測が計画されている(Yoshikawa et al.,1998)。

これに備え、海洋科学技術センターでは、平成8年度より黒潮・親潮領域の高解像度海洋循環モデル(以下、黒潮・親潮システムモデル)を用いた研究を行ってきた(三寺ら,1997)。黒潮・親潮システムモデルは領域モデルであるため、側面境界における流量や水温・塩分分布を与える必要があるが、逆に側面や海面における外力に対して黒潮・親潮システムがどのように応答するかを調べるといった、現実的な地形や成層を考慮した数値水槽としてモデルを用いることが可能である。その例として、黒潮流量と本州南岸の流路変動の力学を調べたMitsudera et al.(1998)の研究が挙げられる。数値水槽としての役割に加え、黒潮・親潮システムモデルは、計算領域を黒潮・親潮流域に限っているため、限られた計算資源で高解像度な計算が実行可能である。黒潮統流域で南北方向に約 $1/8$ 度 $\sim 1/6$ 度、東西方向に約 $1/5$ 度の水平解像度を持ち、統流の蛇行や渦の切離などの中規模現象を解像することができる。したがって、今後黒潮統流域の集中観測で取得される観測データの解釈や、データ同化の手法を用いた観測データの力学的内挿などの役割を果たすことが期待できる。

黒潮・親潮システムモデルを観測データとの比較やデータ同化の基盤モデルとして用いるためには、モデルが現実の海況を良く再現しうることが必要である。そこで本報告では、特に黒潮統流域の中規模現象に着目して、黒潮・親潮システムモデルの計算結果を観測データと比較しモデルの性能について調べた。

2 モデル

黒潮・親潮システムモデルは、基盤として Princeton Ocean Model(Blumberg and Mellor,1987)を用いた3次元ブリミティブ方程式モデルである。日本南岸と黒潮流路にできるだけ沿うような曲線直交座標を設定し、水平方向には $1/12$ 度から $1/6$ 度の解像度を持ち、鉛直方向には地形に沿った σ 座標を32レベル設定した。初期条件としては、Levitus(1982)(以下 Levitus と記述)の1月の月平均気候値の水温・塩分分布の静止状態(流速ゼロ)を与え、時間積分を開始する。海表面では、Hellerman and Rosenstein(1983)の月平均気候値の風応力と COADS(Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) Release 1a(MSTG COADS product)(Slutz et al.,1985)による海上気象データからバルク法により算出した熱フラックスを境界条件として与える。塩分フラックスは、モデルの海面塩分をLevitusの年平均海面塩分に緩和して与えている。側面境界条件は、PN線における黒潮流入量を $25[\text{Sv}]$ 一定で与え、4 ~ 11 月に $18[\text{Sv}]$ 、12 ~ 3 月に $28[\text{Sv}]$ の親潮流入量流を与えた。また側面境界の水温・塩分はLevitusの月平均値を与えるのに加え、水平距離 $300[\text{km}]$ 程度のスポンジ層を設けた。モデル計算領域に含まれる、クリル列島から北のオホーツク海では、全層でモデルの水温、塩分をLevitusの月平均気候値に1日の時定数で緩和している。なおモデルの設定の詳細は、三寺ら(1997)に記述されている。

3 データ

モデルの計算結果と比較する観測データには、TOPEX/POSEIDON(以下、T/P と記述する)海面高度計と Levitus による水温・塩分・密度 σ_{θ} の年平均気候値を用いた。用いた高度計データのソースは、AVISO CD-ROM Volume AVI0036 に収録された Sea Level Anomaly altimeter products (SLAs)(AVISO/Altimetry,1996)である。データを東経 125 度 ~ 170 度、北緯 20 度 ~ 55 度の領域で切り出し、軌道に沿った方向に2倍に間引いて用いた。軌道に沿ったデータの解像度は約 $14[\text{km}]$ になる。1cycle(約10日)の期間に観測されたデータを一時刻のデータとして扱い、相関距離 100km の最適内挿法(水野,1995)を用いて 0.5 度間隔の格子に内挿した。

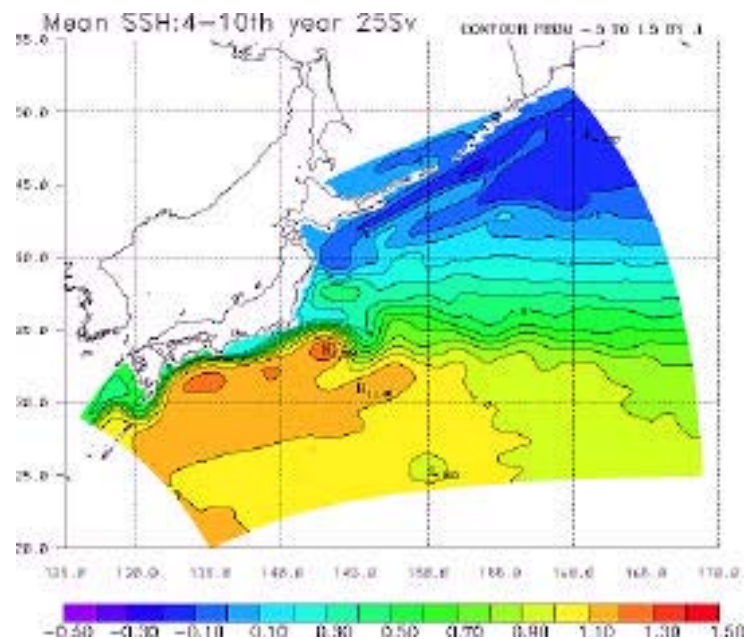


図1 海面高度の平均場(4年目から10年目まで7年間平均)。等値線間隔は0.1m。
 Fig.1 Mean Sea Surface Height averaged over 7 years(from 4-th to 10-th year). Contour interval is 0.1m.

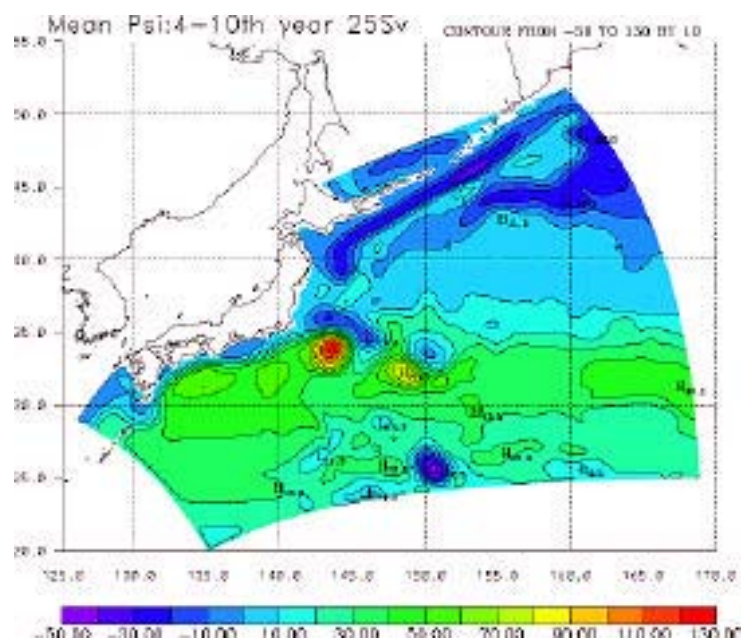


図2 流線関数の平均場(4年目から10年目まで7年間平均)。等値線間隔は10 Sv。
 Fig.2 Mean Streamfunction averaged over 7 years(from 4-th to 10-th year). Contour interval is 10~Sv.

4 平均場

4.1 海面高度と流線関数

図1と図2に、モデルの4年目～10年目までの期間で平均した海面高度と流線関数の水平分布を示す。日本南岸で直進流路をとる黒潮は、房総沖の北緯35度付近で離岸した後、黒潮続流として東向き強いジェットを形成している。黒潮続流には、東経144度と東経150度の位置に、2つの準定常的な蛇行が存在することが指摘されており(Kawai,1972)、Mizuno and White(1983)では300[m]深の水温平均場で、Qiu et al.(1991)ではGeosat 高度計から推定した平均場で確認されている。モデル平均場で再現されている東経143～144度を峰とした蛇行は、これら観測から求められた平均場の1つめの蛇行と良く対応している。モデル平均場では東経148度付近に2つめの蛇行が見られるが、東経145度以東の続流のジェットは南北に広がりを見せる。

図3には、T/Pによる海面高度アノマリの標準偏差とモデルによる海面高度の標準偏差の比較を示した。T/Pは、サイクル2からサイクル149までの4年間のデータによ

る標準偏差で、モデルは4年目から10年目までの7年間の計算結果による標準偏差である。東経150度よりも西では、モデル海面高度の変動の大きさは、T/Pによる海面高度アノマリの変動の大きさを良く表現している。特に北緯34度、東経145～146度近傍の変動のピークは、その位置と大きさが良く一致している。

一方、東経150度よりも東では、モデルの変動はT/Pと比較して小さい。T/Pにみられる東経152度付近の変動のピークもモデルには見られない。その理由の1つとして、モデルでは、東へ行く程計算格子間隔が粗くなることや、東岸境界の影響(境界から約300[km]にスポンジ層を設定し、気候値へ緩和している。)、東経152度以東では続流の強さは弱くなっている可能性が挙げられる。

モデルで得られた海面高度の標準偏差は、東経150度以東で変動を過小評価しているものの、変動の位置や大きさは概ねT/P海面高度アノマリの標準偏差と良く対応しており、モデルによって得られたデータセットは、仮想的な黒潮続流域のデータセットとして、解析に値するものと考えられる。

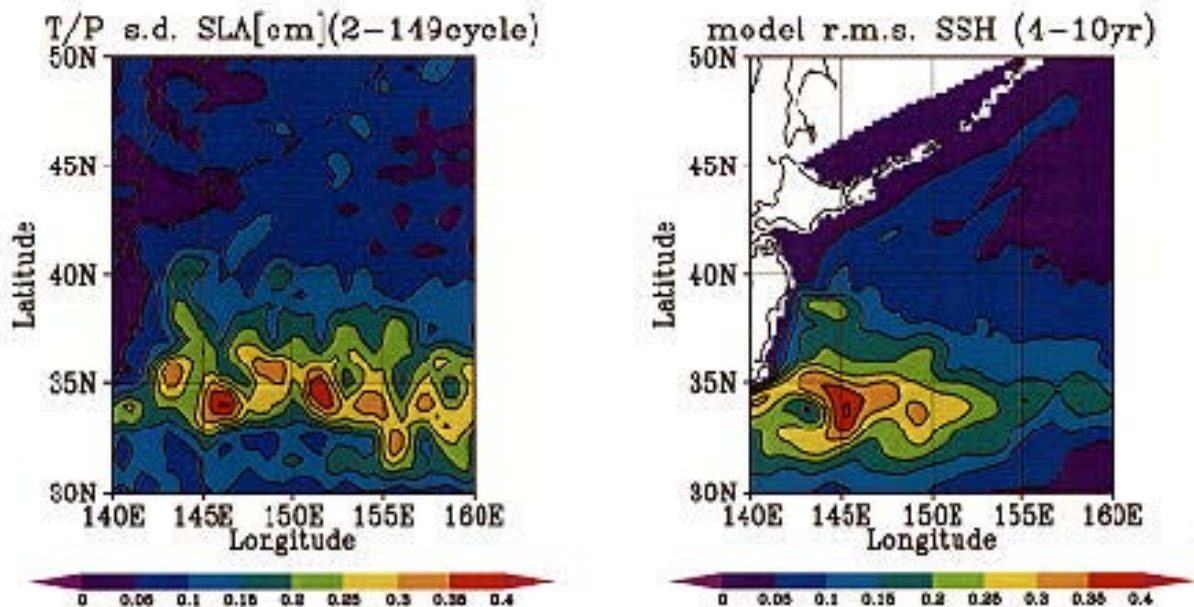


図3 T/P 海面高度アノマリの標準偏差(左)とモデル海面高度標準偏差(右)。等値線間隔は 0.05m。

Fig.3 Standard deviation derived from T/P Sea Surface Height(SSH) anomaly(left-hand panel)and model SSH anomaly(right-hand panel).Contour interval is 0.05m.

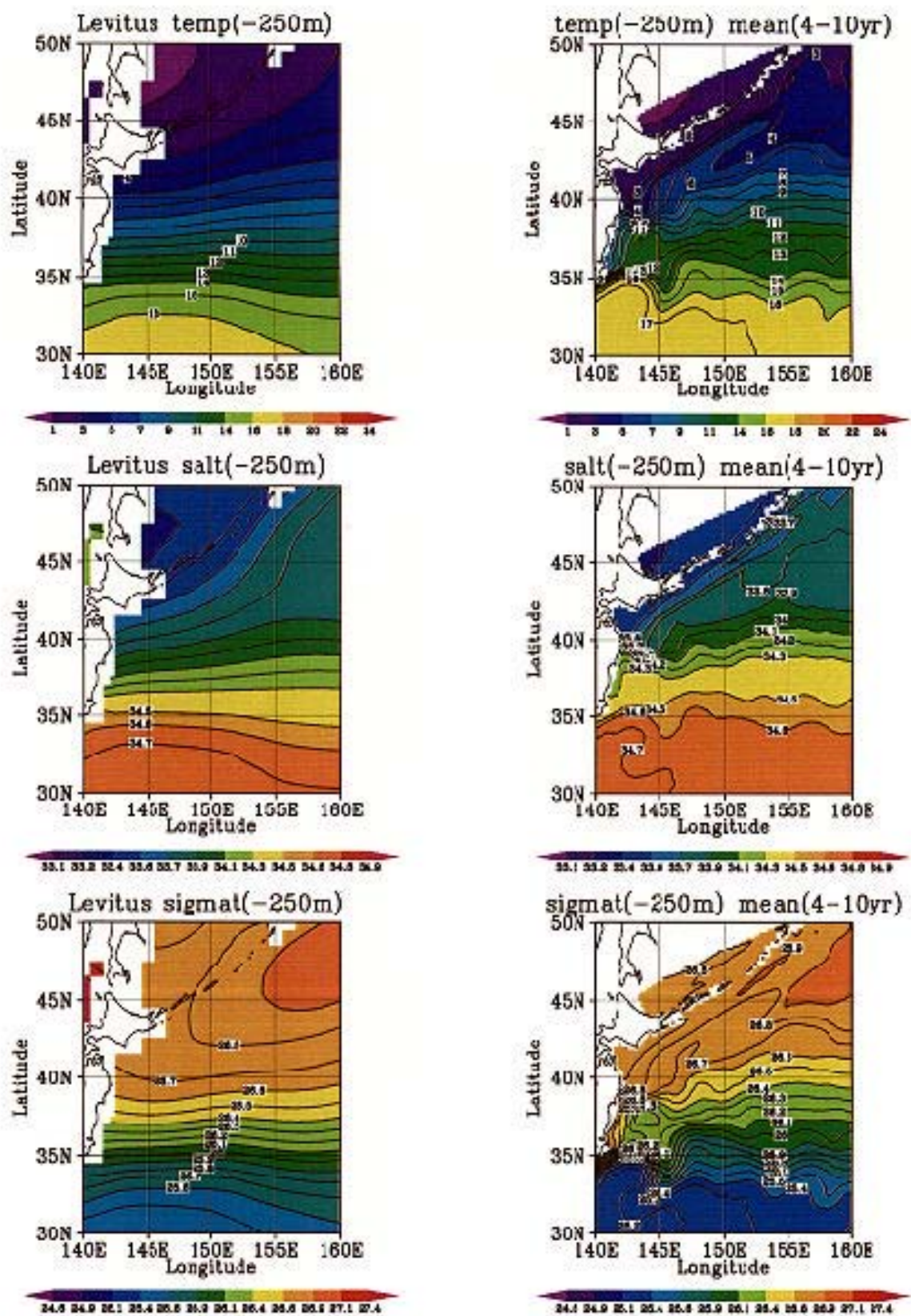


図4 水深250[m]における水温(上段)・塩分(中段)・密度(下段)の水平断面図。左が Levitus の気候値、右がモデル計算結果。水温の等値線間隔は1℃、塩分の等値線間隔は0.1psu、密度の等値線間隔は0.1 σ_θ 。

Fig.4 Mean temperature(upper panel), mean salinity(middle panel) and mean density(lower panel) on depth of 250[m]. Left-hand panels show Levitus climatology and right-hand panels show model results. Contour intervals are 1℃ for temperature, 0.1psu for salinity and 0.1 σ_θ for density.

4.2 水温・塩分・密度場

図4には、東経140度から160度までの黒潮統流域、混乱水域、親潮流域の250[m]深における水温、塩分、密度 σ_θ の年平均場の水平分布を示した。比較のために Levitus の年平均気候値の分布も併せて示した。水温の平均場(図4上段)を見ると、北緯30度から北緯40度にかけての亜熱帯循環域、黒潮統流域、混乱水域のモデル平均場は、気候値の分布を良く再現している。ただし10℃等値線が、気候値では北緯37度付近にあるのに対して、モデルでは北緯38度から北緯39度にかけてあり、混乱水域のモデル水温は気候値に比べ、やや暖かくなっている。水温の過大評価は、北緯40度以北の亜寒帯海域でより顕著になっている。特に親潮のリターンフローであるクリル列島沿いの北東向きの流れによって、黒潮系の高温水が移流されており、気候値に比べ2～3℃高くなっている。

塩分の平均場(図4 中段)で特徴的なのは、三陸沖の北緯39度付近から北緯40度付近にかけて塩分フロントが存在することである。これは亜寒帯フロントの位置に対応している。

水塊分布に対するオホーツク海の効果を調べるため、クリル列島以北を陸岸地形として扱い、オホーツク海を計算領域に含まない数値実験結果として、250[m]深における水温、塩分、密度 σ_θ 平均場の水平分布を図5に示した。オホーツク海を考慮したケースに比較して統流のフロントはシャープになっているものの、水温平均場にお

いて10℃の等値線は、東経150度以東で北緯41～42度付近まで北にシフトし、混乱水域から親潮流域にかけてかなり高温化しているのがわかる。塩分についても高塩化しており亜寒帯フロントに対応する塩分フロントも確認できない。以上の結果から、亜表層における水温・塩分・密度場は、オホーツク海と太平洋の水塊交換あるいは混合が重要であることが示唆される。

図6と図7には、東経144度および東経150度における水温・塩分・密度 σ_θ 平均場の南北断面図を示した。東経144度の水温(図6上段)や密度 σ_θ (図6下段)の分布を見ると、北緯35度では表層から1000[m]深にかけて、黒潮による水温及び密度躍層がシャープな傾きを維持しているのが確認できる。また北緯39度付近で、表層からおおよそ600[m]深付近まで亜寒帯フロントによる躍層の傾きが存在する。亜寒帯フロントは、塩分のフロント(図6中段)としても確認できる。

より東側に位置する東経150度の断面(図7)では、黒潮や亜寒帯フロントによる躍層の傾きは、東経144度断面に較べて鈍くなる。亜寒帯フロントは、北緯40度～41度にかけての塩分フロントとして確認できるが、それより北の親潮流域では気候値と比較して高温・高塩になっている。これは4.2節で示したクリル列島沿いの北東向きの流れによる黒潮系の水の移流に因るものであると考えられる。水温断面(図7上段)では、北緯44度付近にこの流れが確認できる。

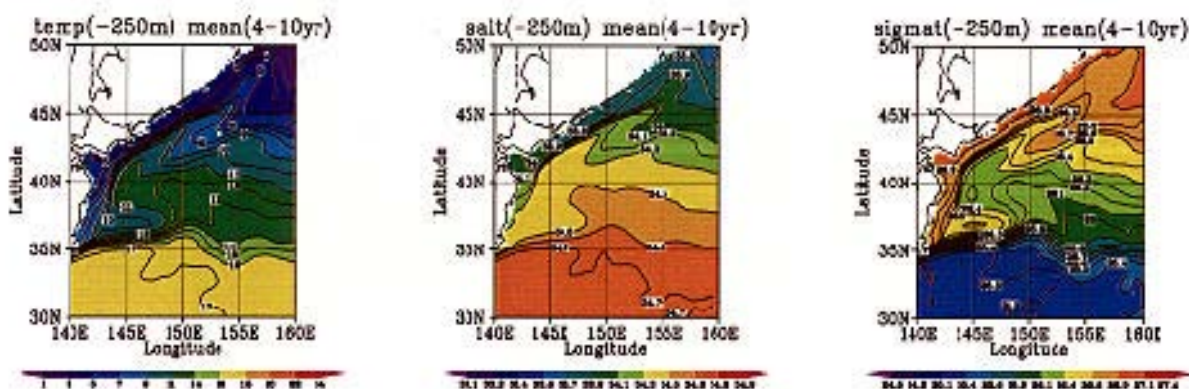


図5 水深250[m]における水温(左)・塩分(中)・密度(右)の水平断面図。クリル列島以北を陸岸地形として設定したモデル結果。

Fig.5 Mean temperature(left-hand panel),salinity(middle panel) and density(right-hand panel) on the depth of 250[m]. The results is from a calculation in which the model domain northern from Kuril Islands is treated as a coast.

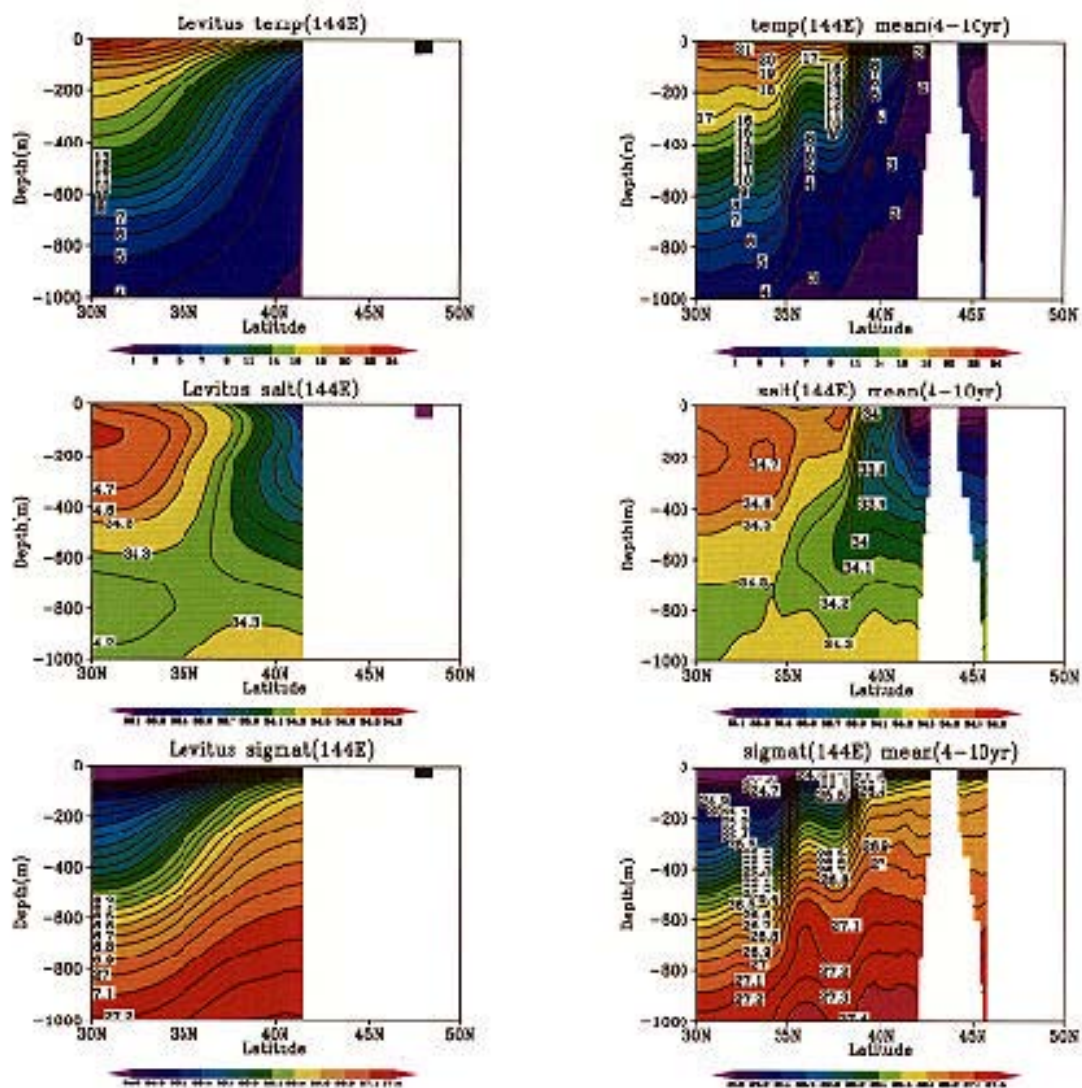


図6 東経144度に沿った水温(上段)・塩分(中段)・密度(下段)の南北断面図。左がLevitus 気候値、右がモデル計算結果。水温の等値線間隔は 1°C 、塩分の等値線間隔は 0.1 psu 、密度の等値線間隔は $0.1\sigma_{\theta}$ 。

Fig.6 North-south sections of temperature(upper panel),salinity(middle panel) and density(lower panel) along 144°E . Left-hand panels show Levitus climatology and right-hand panels show model results.Contour intervals are 1°C for temperature, 0.1 psu for salinity and $0.1\sigma_{\theta}$ for density.

5 変動場

5.1 海面高度アノマリの経度・時間断面

図8に、亜熱帯、黒潮主流、亜寒帯を代表する緯度における T/P 及びモデル海面高度アノマリの経度・時間断面を示した。T/P データについては cycle2 から cycle149 までのほぼ4年間のデータを、モデルについては計算4年目から10年目の7年間のデータについて示した。T/P については1992年1月1日、モデルについては4年目の1月1日を時間軸の原点としている。

亜熱帯海域を代表して北緯31度、黒潮主流域を代表して北緯34度、亜寒帯海域を代表して北緯37度の3つの T/P 海面高度アノマリの経度・時間断面図を図8に示す。亜熱帯の北緯31度における T/P 海面高度アノマリの経

度・時間断面(図8上段左)には、steric 変動による東西一様な1年周期の海面高度アノマリの変動に、西向きに伝搬する海面高度アノマリのシグナルが重なっている様子が示されている。モデル海面高度アノマリの経度・時間断面図(図8上段右)にも、明瞭な西向き伝搬のシグナルが確認でき、伝搬の位相速度は T/P 海面高度アノマリのものと良く一致しているように見える。しかし、モデル海面高度アノマリの伝搬シグナルが明瞭なのは、東経155度以西に限られる。また海洋表層の蓄熱量の季節変化に伴う密度変化による海面高度変動(steric 変動)は、モデル海面高度に表現されていないため、モデル海面高度アノマリの経度・時間断面図には、東西一様な年周期変動は確認できない。

黒潮統流域の北緯34度におけるT/P海面高度アノマリの経度・時間断面(図8下段左)は、北緯31度における同様の図よりも複雑である。東経150度の西と東で、シグナルの伝搬の様子が異なっている。すなわち東経150度以西では、東西一様な年周期のsteric変動に重なって、東経146度付近に定在する非伝搬性のシグナルが確認できるが、東経150度以东では西向きにシグナルが伝搬している。このような海面高度アノマリの東西の伝搬構造のコントラストは、モデル(図8下段右)でも確認できる。す

なわち東経147度付近よりも西では定在性の、東では伝搬性のシグナルが確認できる。

亜寒帯の北緯37度におけるT/P海面高度アノマリの経度・時間断面(図8続き左)は、亜熱帯(北緯31度)における経度・時間断面と同様に、年周期のsteric変動に西向きに伝搬するシグナルが重なっている。しかし亜熱帯と比較して、伝搬シグナルの連続性が低いように見える。西向きに伝搬するシグナルは、モデル(図8続き右)でも確認できるが、伝搬の位相速度はT/Pよりも遅い。

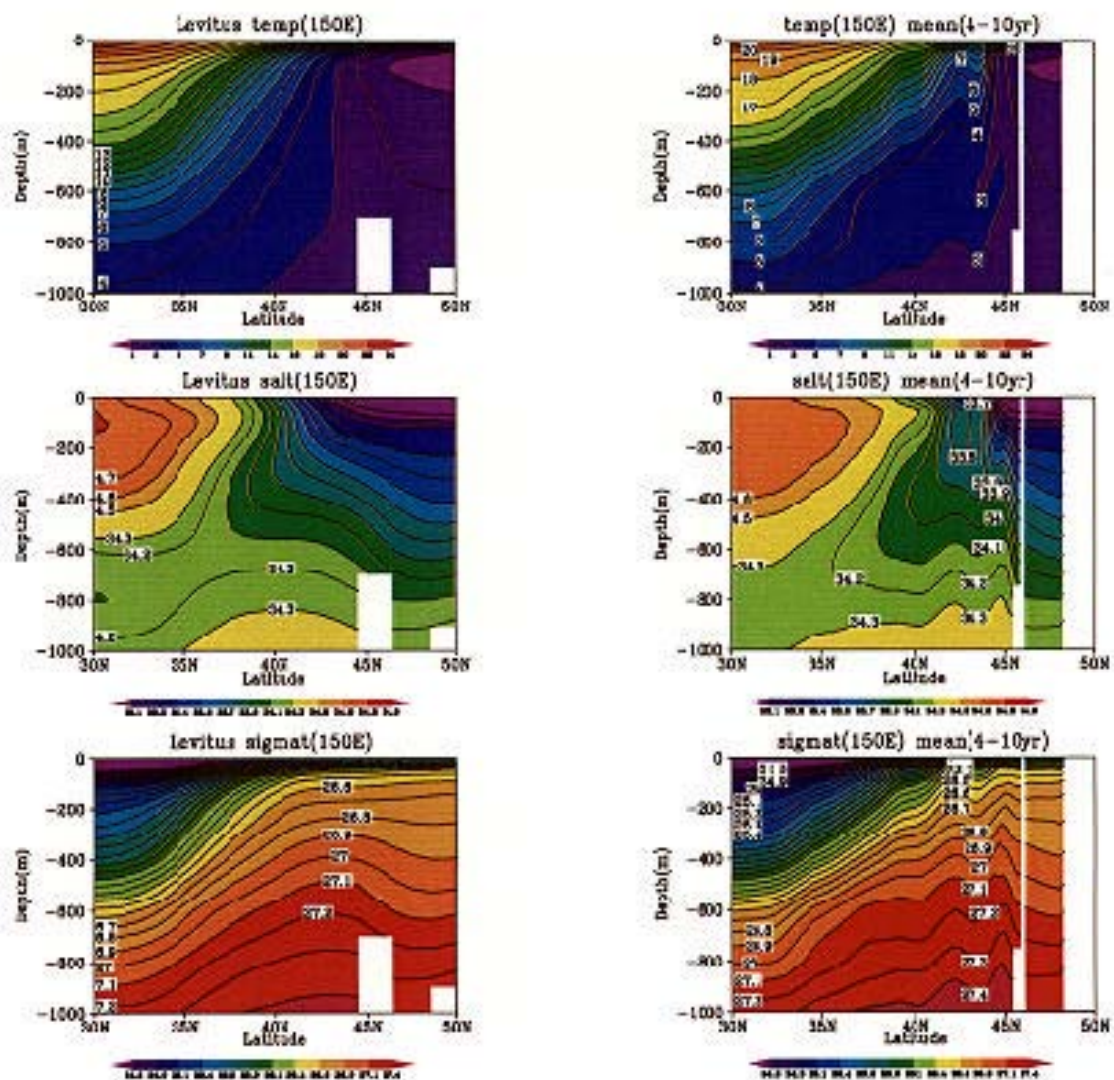


図7 東経150度に沿った水温(上段)・塩分(中段)・密度(下段)の南北断面図。左がLevitus気候値、右がモデル計算結果。水温の等値線間隔は1°C、塩分の等値線間隔は0.1psu、密度の等値線間隔は0.1 σ_t 。

Fig.7 North-south sections of temperature(upper panel),salinity(middle panel) and density(lower panel) along 150°E. Left-hand panels show Levitus climatology and right-hand panels show model results.Contour intervals are 1°C for temperature,0.1psu for salinity and 0.1 σ_t for density.

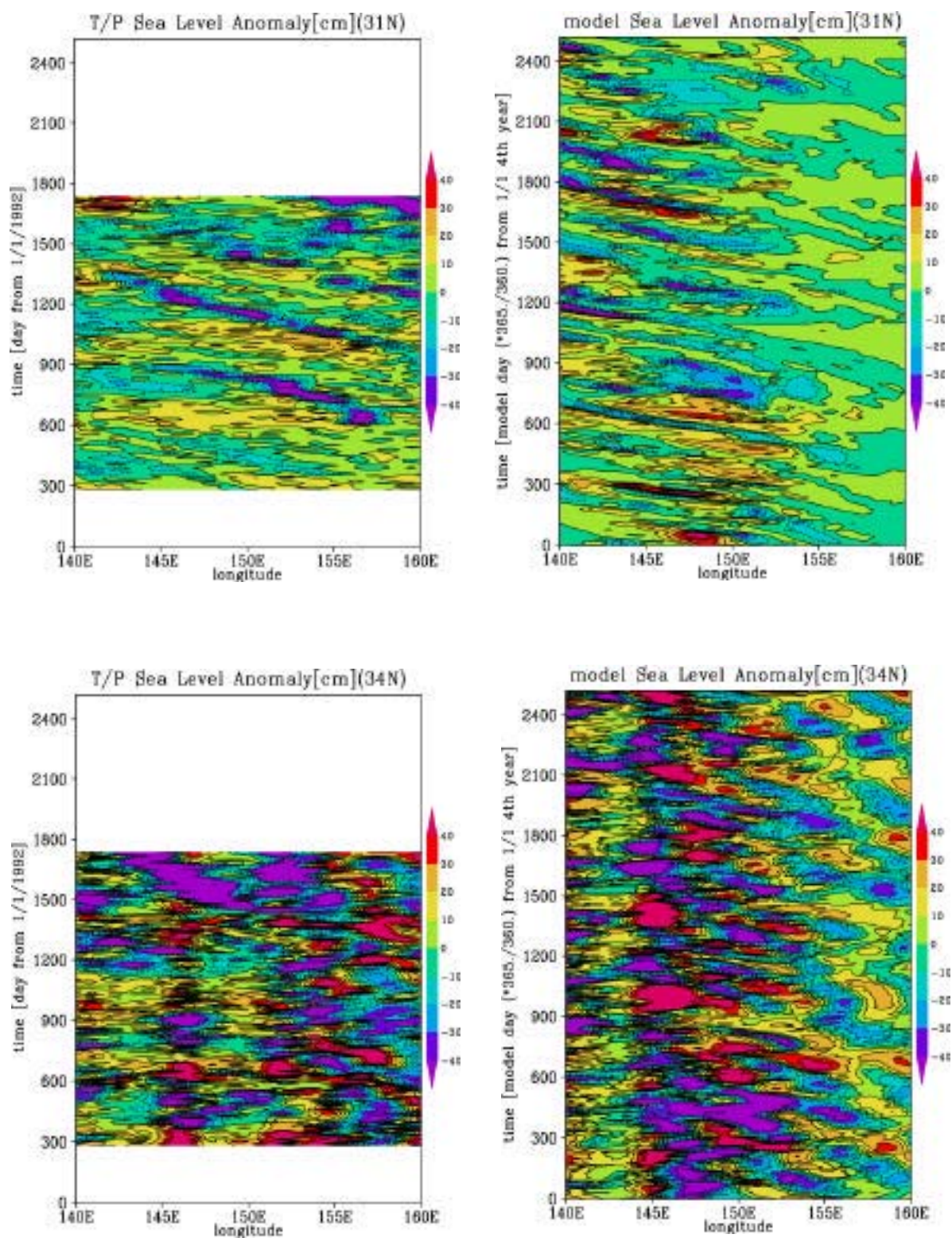


図8 北緯 31 度、34 度における海面高度アノマリの経度・時間断面図(左:TOPEX/POSEIDON、右:モデル) T/P については 1992 年 1 月 1 日を時間軸の原点とし、モデルについてはモデル時間 4 年目の 1 月 1 日を原点としている。

Fig.8 SSH anomaly at 31°N(upper panel) and 34°N(lower panel) as a function of longitude and time(Left-hand panels show TOPEX/POSEIDON and right-hand panels show the model. Vertical axes are time from 1/1/1992 for T/P and time from January 1st of 4-th year for the model.

上に示した亜熱帯、黒潮統流域、亜寒帯の3つの緯度における海面高度アノマリの経度・時間断面には、T/P及びモデルともに、明瞭な西向きの伝搬が認められ、伝搬の位相速度は、亜熱帯ではT/Pとモデルで良く一致しているが、亜寒帯では必ずしも一致していないことが確認できた。次に、海面高度アノマリの(東西伝搬の)位相速度の緯度分布を評価した。まずT/P及びモデルの各格子点で経度・時間方向の海面高度アノマリの自己ラグ相関を計算し、相関値を各緯度で東経140度から東経160度の範囲で平均した。東西平均したラグ相関のコンターから相関値のピークを拾い、拾った東西距離ラグ、時間ラグから最小二乗法により、傾きとその標準偏差を求めた。求めた位相速度の緯度分布を図9に示す。T/Pとモデルの両者とも、線形長波ロスビー波の理論で知られているように、低緯度ほど西向きの位相速度が速く、高緯度ほど遅くなる。また北へ行くにつれて位相速度は遅くなりながらも、北緯37度付近で極大値も持つ特徴は、T/Pとモデルの両者にみられる。北緯30度から34度程度では、位相速度の大きさも良く一致している。

Aoki and Imawaki(1996) は、1986-87年の約1年間のGEOSAT衛星データを用いて、東経140度から160度で平均された位相速度プロファイルを求めた。位相速度が高緯度ほど遅くなる傾向や、亜寒帯で再び位相速度が速くなる極大値が存在するなど、定性的な結果は我々がT/Pより求めた結果と一致している。しかし大きさについて見ると、Aoki and Imawaki(1996)の結果は北緯30度で約7cm強、北緯34,36,38度で約4cm、亜寒帯(北緯39度)での極大値が7cm弱であるなど、総じてT/Pの位相速度よりは速くなっている。

北緯35度以北の混乱水域から亜寒帯にかけて、モデルの位相速度がT/Pの位相速度に比較して遅い。原因として、この海域での密度成層場の再現性が不十分であることが考えられる。以上のように、混乱水域から亜寒帯にかけてはモデルの改善の余地があるものの、モデルは亜熱帯域から黒潮統流域にかけて、T/P海面高度アノマリの位相伝搬の構造を良く再現していると考えられる。

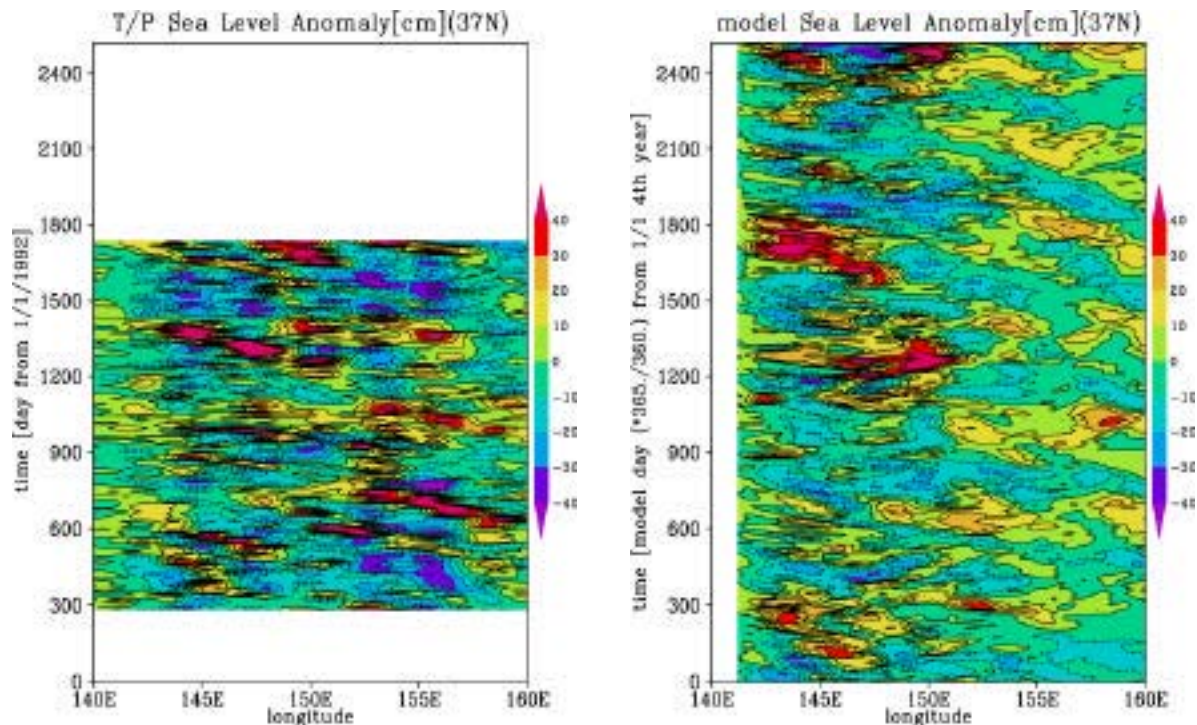


図8 続き北緯 37 度における海面高度アノマリの経度・時間断面図(左:TOPEX/POSEIDON、右:モデル)

Fig.8 continued. SSH anomaly at 37° N as a function of longitude and time(Left-hand panel shows TOPEX/POSEIDON and right-hand panel shows the model.

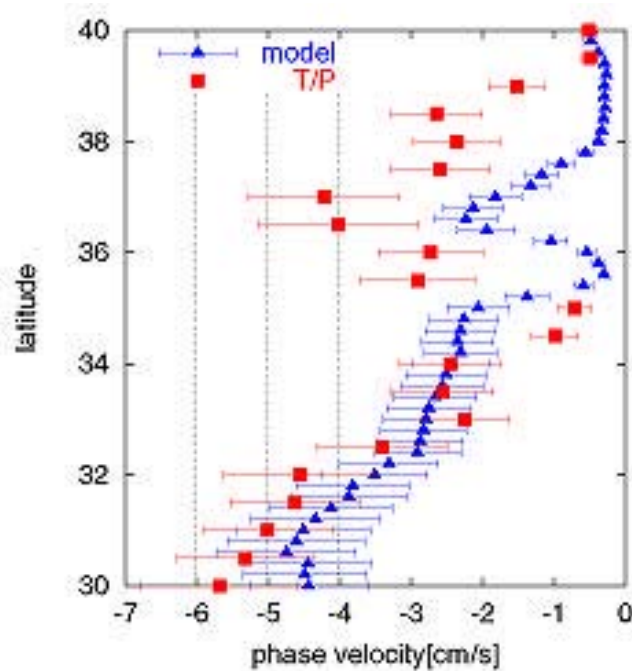


図9 東経 140 度から 160 度まで平均した 海面高度アノマリの東西位相速度の緯度分布
Fig.9 Eastward phase velocity profile in latitude averaged over 140°E-160°E

5.2 海面高度アノマリの CEOF モード

5.1節の経度・時間断面図で示したように、黒潮主流域の海面高度変動は、伝搬性のシグナルと定在波性のシグナルが混在している。それらの変動が、どのような時間・空間構造を持って変動しているかに着目して、CEO (Complex EOF:複素経験直交関数)解析を行った。

5.2.1 解析手法の概要

CEO 解析の特徴は、通常の EOF 解析のように空間的に coherent は変動のパターンを抽出できることに加えて、伝搬する変動を抽出できる点である。まず、Barnett(1983) に従い CEO 解析の概略を記述する。今、スカラー場の時系列 $u_j(t)$ が与えられているとする。 j は空間のインデックスを表し、 t は時間を表す。スカラー場の時系列とは、本解析では T/P 高度計及び海洋モデルから得られた海面高度アノマリの時系列である。 $u_j(t)$ データは次のようにフーリエ級数で表すことができる。

$$u_j(t) = \sum_{\omega} a_j(\omega) \cos(\omega t) + b_j(\omega) \sin(\omega t)$$

ここで、空間的に伝搬する位相の情報を得るために、複素数時系列 $U_j(t)$ を構成する。

$$U_j(t) = \sum_{\omega} c_j(\omega) \exp(i\omega t)$$

$c_j(\omega) = a_j(\omega) + ib_j(\omega)$ であり、これを用いると上式は次のように展開できる。

$$U_j(t) = \sum_{\omega} \left\{ \begin{aligned} & \left[a_j(\omega) \cos(\omega t) + b_j(\omega) \sin(\omega t) \right] \\ & + i \left[b_j(\omega) \cos(\omega t) - a_j(\omega) \sin(\omega t) \right] \end{aligned} \right\} \\ = u_j(t) + i\hat{u}_j(t)$$

$U_j(t)$ の実数部は、予め与えられたスカラー場の時系列 $u_j(t)$ で、虚数部は $u_j(t)$ の時間の位相を全ての周波数帯で $\pi/2$ ずらした時系列である。 $U_j(t)$ の共分散行列

$$C_{jk} = \left\langle U_j^*(t) U_k(t) \right\rangle_t$$

(アスタリスクは複素共役をあらわし、 $\langle \dots \rangle_t$ は時間平均をあらわしている。)は、クロススペクトルを全ての周波数帯で平均したものであり、時間領域での位相伝搬の情報を含む。通常の EOF と同様に、 C_{jk} の複素固有ベクトル $B_n(x)$ を用いて、複素数時系列 $U(x,t)$ は、

$$U(x,t) = \sum_n A_n(t) B_n^*(x)$$

と表現でき、主成分の時系列(複素数)は

$$A_n(t) = \sum_x U(x, t) B_n(x)$$

とかける。複素主成分と複素固有ベクトルを用いて、複素固有ベクトルの振幅と位相の空間分布、及び複素主成分の振幅と位相の時系列を求めることができる。位相の空間分布 $\theta_n(x)$ は、

$$\theta_n(x) = \arctan \left[\frac{\text{Im} B_n(x)}{\text{Re} B_n(x)} \right]$$

であり、各固有モードに対応する変動の空間的な位相の関係を表す。 $\theta_n(x)$ の空間微分は、各固有モードに対応する変動の波数ベクトルを与える。振幅の空間分布 $S_n(x)$ は、

$$S_n(x) = \left[B_n(x) B_n^*(x) \right]^{1/2}$$

で各固有モードに対応する変動の大きさの空間分布を与える。位相の時系列 $\phi_n(t)$ は、

$$\phi_n(t) = \arctan \left[\frac{\text{Im} A_n(t)}{\text{Re} A_n(t)} \right]$$

で各固有モードに対応する位相の時間変動を与え、振幅の時系列 $R_n(t)$ は、

$$R_n(t) = \left[A_n(t) A_n^*(t) \right]^{1/2}$$

で各固有モードに対応する空間パターンの振幅の時間変動を与える。

5.2.2 解析結果

T/P 及びモデル海面高度アノマリに CEOF 解析を施した結果を示す。北緯30度から40度、東経140度から158度を解析領域とした。まず各モードの寄与率を図10に示す。各モードに対する寄与率はT/Pもモデルも似通っており、第1から4モードまでで全分散のおよそ50%を説明する。図11に、CEOF固有関数の振幅の空間分布 $S_n(x)$ と位相の水平勾配ベクトル $\nabla \theta_n(x)$ を示す。図の上段がT/Pについてのモードで第1モード(左)が21.6%、第2モード(右)が12.6%の寄与率を持つ。下段はモデルについてのモードで第1、第2モードの寄与率はそれぞれ18.5%、13.4%である。

T/P に対する CEOF 第1モードの振幅の空間分布(図11左上)の特徴は、解析領域全体にほぼ一様に分布する弱い変動の上に、北緯34度・東経146度、北緯34度・152度に定在する強い変動のピークが重なっていることである。一方、T/P に対する CEOF 第2モードの振幅の空間分布(図11右上)は、東経155度近傍の変動が顕著である。この変動は第1モードの定在波動的なシグナルとは対照的に、南西向きの位相伝搬を示している。

モデルに対する CEOF 第1モードの振幅の空間分布(図11左下)では、東経145度付近の南向きに時計回りに位相

伝搬する変動が顕著である。モデル海面高度のスナップの時間発展を確認することにより(図は省略)、この変動は、黒潮統流から冷水渦が切離される変動を表していることがわかる。一方、モデルに対する CEOF 第2モードの空間分布(図11右下)では、東経145度から150度にかけての、東西方向にはほぼ定在的な、南北方向には南から北へや位相伝搬する変動を示している。このシグナルの位置は、T/P に対する CEOF 第1モードの北緯34度・東経146度を中心とするシグナルと良く対応している。

次に、上で得られた各 CEOF モードの変動の時間構造を確認するために、各 CEOF モードの複素主成分の位相の時系列 $\phi_n(t)$ を調べた。その結果、T/P の CEOF 第1モードとモデルの CEOF 第2モードが、どちらも約1年の周期を持ち、時間に対する位相関係が良く一致していることがわかった(図12左)。この T/P とモデルの両者より抽出された年周期変動については、次節で言及する。図12右には、T/P の CEOF 第2モードとモデルの CEOF 第1モードの位相の時系列 $\phi_n(t)$ を示した。こちらについては、モデルと T/P の位相の時間構造の一致は見られない。T/P の CEOF 第2モードは1年よりも長い周期で変動しており、モデルの CEOF 第1モードは、周期はまちまちで、どちらかと言えばイベント的な変動を示している。

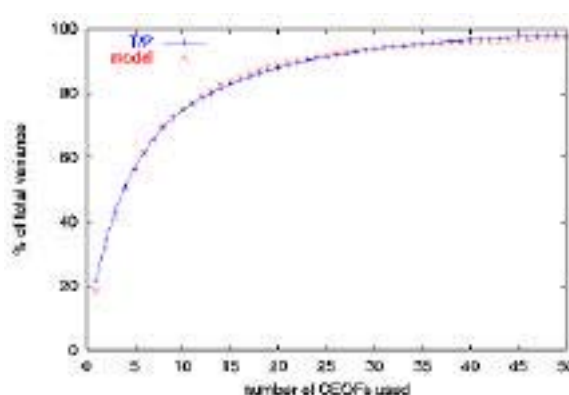


図10 海面高度アノマリに対する CEOF モードの寄与率
Fig.10 Percentage variance in the SSH anomaly field, captured by the CEOF's.

5.2.3 年周期変動

5.2.2節で示した T/P データとモデル結果から得られた年周期の CEOF モードの対応を見るために、T/P に対する CEOF 第1モード(領域平均値も含む)のみを用いて再合成した海面高度アノマリと、モデルに対する CEOF 第2モードのみを用いて再合成した海面高度アノマリを北緯34度における経度・時間断面図を図13に示した。T/P における東経146度と152度の変動とモデルにおける東経146度から150度にかけての変動は、変動の位置と位相が良く対応している。すなわち4月(470日目付近)に負の

極大をとっており、10月(650日目付近)に正の極大をとっている。

中緯度海洋の海面高度変動には、季節的な海表面の加熱・冷却による海洋表層の密度変化に起因する steric 変動の成分が卓越していることが知られており (Stammer and Wuncsh,1994)、図11左上に示した年周期の変動にも、steric変動によるシグナルが含まれていると考えられる。そこで T/P 海面高度アノマリに対する CEOF 第1モードとして検出された東経146度と東経152度の2つのシグナルが、steric変動によるものか、それ以外の力学的な変動によるものかを確認するために、T/P 海面高度アノマリから予め見積もった steric 変動を差し引いた場に対して、同様の CEOF 解析を行った。steric変動を見積もるの

は簡単なことではないので、ここでは第1近似として北緯20度から55度、東経125度から170度の領域で平均した海面高度アノマリ(図14)を steric 変動の推定値とした。領域平均した海面高度アノマリは、約10[cm]弱の振幅を持って季節変動している。この領域平均値を差し引いた T/P海面高度アノマリに CEOF 解析を行って得られた第1モード固有関数の振幅の空間分布と位相の水平勾配ベクトルを図15に示した。領域平均値を含んだ T/P海面高度アノマリに対する CEOF 第1モード(図11左上)と同様に、東経146度と東経152度の2つの変動のピークが確認できる。領域平均値を差し引いたことにより、図11左の解析領域全体に分布する変動はなくなっており、力学的な変動を表すシグナルだけが示されていると考えられる。

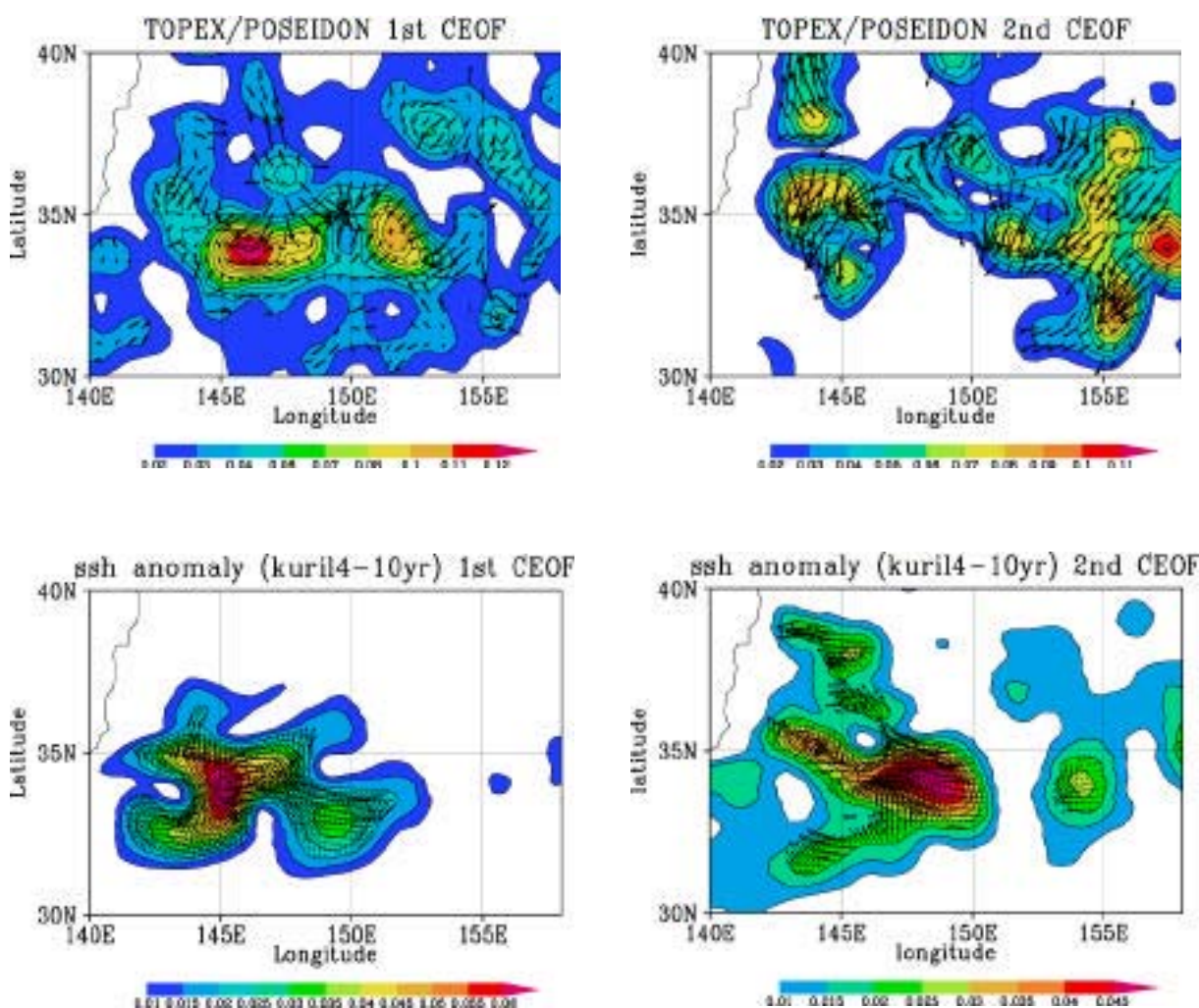


図11 T/P(上)及びモデル(下)海面高度アノマリに対する CEOF 固有関数の振幅の空間分布と位相の勾配ベクトル(第1モード(左)と第2モード(右))
Fig11 Spatial amplitude contour and horizontal gradient vector of the spatial phase for the CEOF of T/P(upper panel) and the model(lower panel) SSH anomaly.(Left-hand panels show 1st mode and right-hand panels show 2nd mode.)

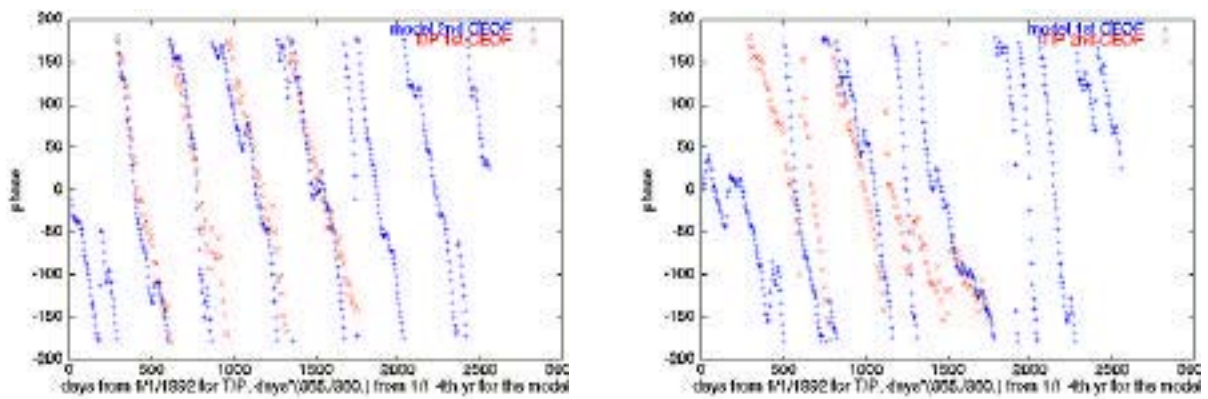


図12 海面高度アノマリに対する CEOF の位相の時系列(T/P第1モードとモデル第2モード(左)、T/P第2モードとモデル第1モード)
Fig.12 Time serieses of temporal phase for the CEOFs of SSH anomaly.Left-hand panel shows 1st mode for T/P and 2nd mode for the model while right-hand panel shows 2nd mode for T/P and 1st mode for the model.

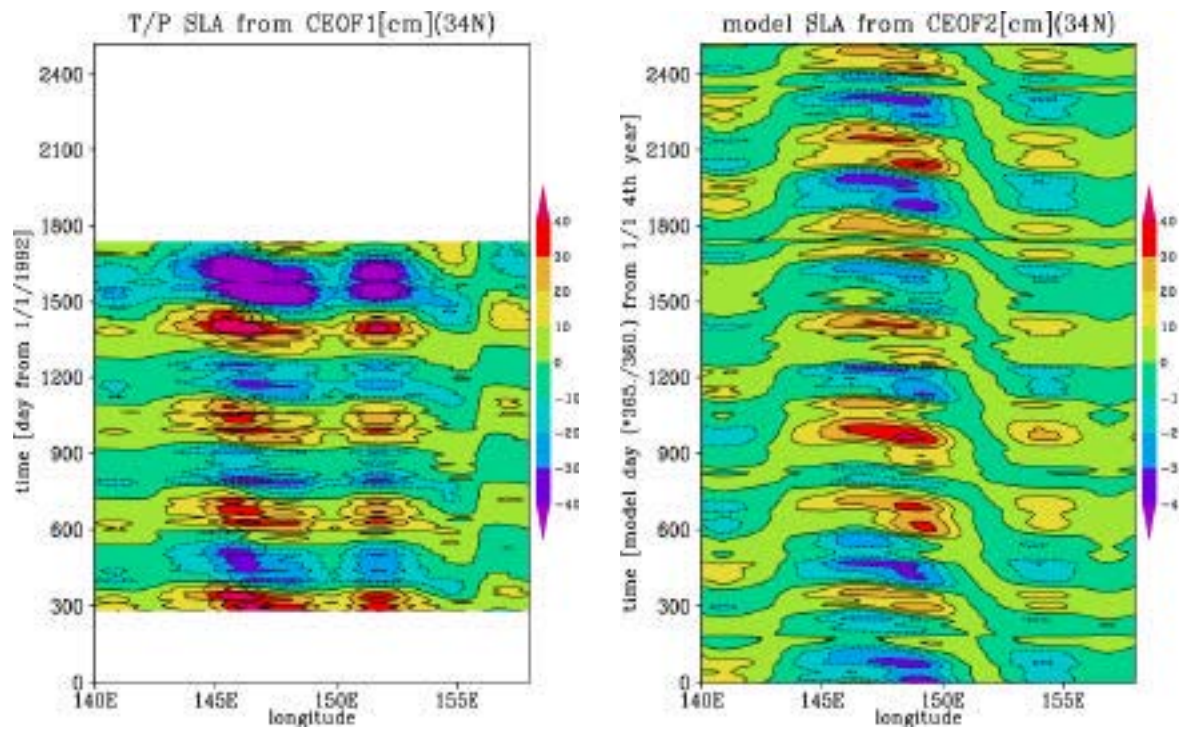


図13 北緯34度におけるCEOFモードから再合成した海面高度アノマリの経度・時間断面図(左:TOPEX/POSEIDONのCEOF第1モード、右:モデルのCEOF第2モード)
Fig.13 SSH anomaly reconstructed from a CEOF mode at 34° N as a function of longitude and time(Left-hand panel shows TOPEX/POSEIDON SSH anomaly from 1st CEOF mode and right-hand panel shows the model SSH anomaly from 2nd CEOF mode.

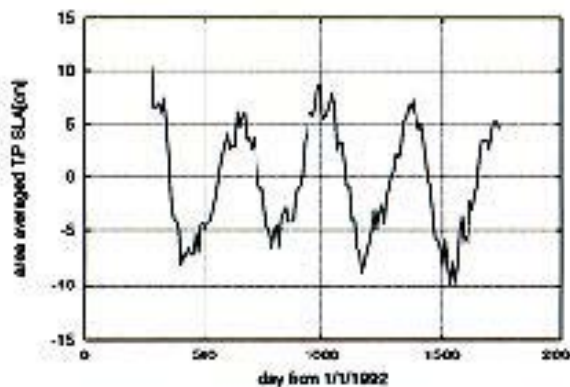


図14 領域平均した T/P 海面高度アノマリの時系列

Fig.14 Time series of SSH anomaly averaged over a area.

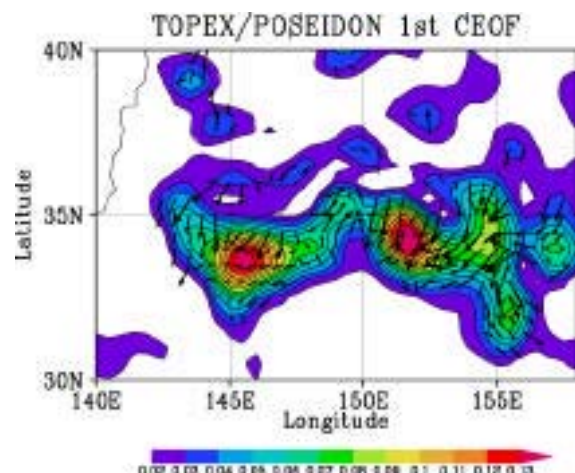


図15 領域平均値を差し引いた T/P 海面高度アノマリに対する CEOF 第1モード固有関数の振幅の空間分布と位相の勾配ベクトル

Fig.15 Spatial amplitude contour and horizontal gradient vector of the spatial phase for the 1st CEOF mode of the T/P SSH anomaly from which area averaged SSH anomaly is subtracted.

6 まとめ

黒潮・親潮流域における領域モデル(黒潮・親潮システムモデル)を月平均気候値で駆動し、特に黒潮統流域の中規模現象に着目して、計算結果と観測データの比較を行った。その結果以下のことがわかった。

- モデルから得られた海面高度の平均場(4年目から10年目までの7年間)は、房総沖での離岸や東経144度付近での蛇行など、良く知られている黒潮統流の平均的な構造を再現している。また海面高度変動の標準偏差もT/Pから得られたものと比較して、その位置や大きさが概ね一致している。
- モデルから得られた垂表層の水温・塩分・密度の平均場(4年目から10年目までの7年間)は、混乱水域から亜寒帯にかけて水温をやや過大評価しているものの、Levitusの気候値の分布を良く再現している。クリル列島以北を陸岸地形として扱った計算結果との比較により、モデルの垂表層における水塊分布の再現性には、オホーツク海と太平洋の水塊交換あるいは混合が重要であることが示唆された。
- 海面高度アノマリの経度・時間方向の自己ラグ相関を計算することにより、モデルおよびT/Pについて、東西方向の位相速度を見積もった。その結果、亜熱帯から黒潮統流における位相速度はモデルとT/Pで、ほぼ一致した。しかし混乱水域から亜寒帯では、モデルの西向き位相速度はT/Pのものより約2cm程度遅かった。
- T/P海面高度アノマリにCEOF解析を施すことにより、東経145～149度と151～153度を中心にほぼ定在する

年周期の変動が検出された。steric変動の近似値として領域平均の年周期変動を差し引いたT/P海面高度アノマリについても同様のモードが検出されたことから、検出された年周期変動は、黒潮統流の蛇行などに関連した力学的な変動であることが示唆された。一方モデルにおいても、第2モードとして東経145～150度に定在する年周期変動が検出され、T/P及びモデルの年周期変動は、変動の位相も良く一致した。

以上の結果より、黒潮・親潮システムモデルの計算結果は、水温・塩分・密度の平均場に関してはLevitusの気候値を良く再現し、海面高度アノマリの変動場に関しては、T/P海面高度計で観測された変動の統計的な振舞い(東西位相速度、変動の空間パターン)を良く再現していることが確認できた。したがって、モデル計算により得られたデータセットを仮想的なデータセットとして解析することにより、黒潮統流域における中規模現象の物理過程に関する知見が得られることが期待できる。また、今後予定されている黒潮統流集中観測で得られる観測データの解釈や力学的内挿(データ同化)のための基盤モデルとして、黒潮・親潮システムモデルが有効であることが示された。

今後、T/P高度計で観測されている黒潮統流における年周期変動や、位相速度を決定するメカニズムを、モデルの感度解析などを通じて調べて行く予定である。またモデル結果の解析と並行して、黒潮統流集中観測で得られるであろう観測データの有効利用を目指して、データ同化スキームのモデルへの組み込みと基礎実験を行っていく。

謝辞

本研究は海洋科学技術センタープロジェクト研究「亜熱帯循環系における観測研究」のもとで行われたものです。海洋観測研究部の皆さま、特に石田明生博士には、日頃の議論を通して有益な助言を頂きました。計算機の使用にあたって、情報管理室の皆さまにお世話になりました。ここに深く感謝いたします。なお、T/P データは AVISO、COADS データは NCAR より提供を受けたものです。

参考文献

- 1) Yoshikawa, Y.: Monitoring of the Kuroshio over the Izu Ridge, The International Symposium TRIANGLE '98 Proceedings, 74-80, 1998
- 2) 三寺史夫、吉川泰司、田口文明、中村啓彦: 高解像度黒潮・親潮システムモデル：序報, 海洋科学技術センター試験研究報告, 第36号, 147-155, 1997
- 3) Mitsudera, H., Y. Yoshikawa, B. Taguchi, H. Nakamura: Simulation of the Kuroshio and Oyashio System: Preliminary Results, The International Symposium TRIANGLE '98 Proceedings, 55-64, 1998
- 4) Levitus, S.: Climatological Atlas of the World Ocean, U.S. Dept. of Commerce and NOAA, 173pp, 1982
- 5) A. F. Blumberg and G. L. Mellor: A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in Three-Dimensional Coastal Ocean Models, 208pp, 1987
- 6) Hellerman, S. and M. Rosenstein: Normal Monthly Wind Stress over the World Ocean with Error Estimates, J. Phys. Oceanogr., 13, 1093-1104, 1983
- 7) Slutz, R. J., S. J. Lubker, J. D. Hiscox, S. D. Woodruff, R. L. Jenne, D. H. Joseph, P. M. Steurer and J. D. Elms: Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set; Release 1, NOAA Environmental Research Laboratories, Climate Research Program, Boulder, Colo., 268pp, 1985
- 8) 水野恵介: 大洋規模の海況解析と最適内挿法, 海の研究, 4, 187-208, 1995
- 9) AVISO/Altimetry: AVISO User handbook for Sea Level Anomaly altimeter products, AVI-NT-011-312-CN, edition 2.0, 1996
- 10) Kawai, H.: Hydrography of the Kuroshio Extension, Kuroshio Its Physical Aspects. H. Stommel and K. Yoshida, Eds., University of Tokyo Press, 235-352, 1972
- 11) Mizuno, K. and W. B. White: Annual and Interannual variability in the Kuroshio current system, J. Phys. Oceanogr., 13, 1847-1867, 1983
- 12) Qiu, B., K. A. Kelly and T. M. Joyce: Mean Flow and Variability in the Kuroshio Extension From Geosat Altimetry Data, J. Geophys. Res., 96, 18,491-18,507, 1991
- 13) Aoki, S. and S. Imawaki: Eddy Activities of the Surface Layer in the Western North Pacific Detected by Satellite Altimeter and Radiometer, J. Oceanogr., 52, 457-474, 1996
- 14) Barnett, T. P.: Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. part 1: The equatorial zone, Monthly Weather Review, 111, 756-773, 1983
- 15) Stammer, D. and C. Wunsch: Preliminary assessment of the accuracy and precision of TOPEX/POSEIDON altimeter data with respect to the large-scale ocean circulation, J. Geophys. Res., 99, 24,584-24,604, 1994

(原稿受理：1999年8月10日)