HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	小笠原諸島周辺海域における海洋構造の季節変化
Author(s)	藤原, 将平; 磯田, 豊; 妹尾, 浩太郎; 高木, 省吾
Citation	北海道大学水産科学研究彙報, 65(1), 1-15
Issue Date	2015-03-16
DOI	10.14943/bull.fish.65.1.1
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/58036
Type	bulletin (article)
File Information	bull.fish.65.1.1.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北 大 水 産 彙 報
65(1), 1–15, 2015.
DOI 10.14943/bull.fish.65.1.1

小笠原諸島周辺海域における海洋構造の季節変化

藤原　将平[1)]・磯田　　豊[1)]・妹尾浩太郎[2)]・高木　省吾[3)]

(2014 年 11 月 21 日受付，2014 年 12 月 8 日受理)

Seasonal variations of the hydrographic structure around the Ogasawara islands

Shohei FUJIWARA[1)], Yutaka ISODA[1)], Kotaro SENOO[2)] and Shogo TAKAGI[3)]

Abstract

Using a two-layer model driven by the annual change in wind stress, Isobe and Imawaki (2002) suggested that the topographic effect of Izu-Ogasawara Ridge generates the baroclinic activity through the impinging process due to the barotropic response over the bottom slope, but there is no observed evidence for such process. To seek the indirect evidence of the impinging process in this study, seasonal variations of isopycnic vertical displacement over the ridge are investigated through analysis of monthly sea level at Chichijima and hydrographic data around the Ogasawara islands. Although annual signals of sea level and density field were largely masked by the westward propagating synoptic eddies with several-month time scale, we could detect annual cycle of isopycnic surfaces around the permanent pycnocline out of phase with that of sea surface mixed layer, i.e., it moves downward in summer (May to July) and upward in winter (November to January). Furthermore, this annual cycle was relatively amplified along the eastern hydrographic line at the intruding side of westward propagating barotropic waves. These results indirectly support the seasonal occurrence of impinging over the ridge.

Key words : Izu-Ogasawara ridge, hydrographic data, seasonal variations, impinging

諸　　言

伊豆小笠原海嶺はその東側の伊豆小笠原海溝とともに，北太平洋の亜熱帯循環域をほぼ南北に横切る特徴的な海底地形である (Fig. 1 左側)。黒潮に対する海嶺地形の影響に関しては，黒潮の蛇行・直進流路の選択において海嶺地形がゲートの役割を演じていることが示されている (例えば，White and McCreary, 1976 ; Masuda, 1982)。季節変化する亜熱帯循環流に対する海嶺地形の影響に関しては，数値モデルを用いた力学研究が先行している。Greatbatch and Goulding (1990) や Kubota et al. (1995) では現実的な海底地形を取り入れた風強制順圧モデルを用いて，海嶺地形による順圧流の堰き止め効果と局所的な風応力の両影響によって，黒潮流量の季節変動幅が極端に小さくなる可能性を指摘した。最近では現場観測された黒潮流量の季節変動幅が風応力から見積もられるスベルドラップ輸送量の季節変動幅よりも顕著に小さいことが注目され，その原因として海嶺上の密度場変化に伴う渦度生成・消滅の関与が議論されている (Isobe and Imawaki, 2002 ; 阪本, 2006)。例えば，Isobe and Imawaki (2002) では風強制 2 層モデルを用いて，順圧流の海嶺斜面への衝突 (以下，Impinging と呼ぶ) による傾圧運動が再現されることで，より定量的な季節変動幅が議論できることを示した。彼らが提示した Impinging 過程は海嶺斜面上で鉛直流を励起し，大きな内部境界面変位を伴う傾圧流の季節変化の存在を予測している。しかし，この Impinging 過程を支持する観測事実を提示した研究はまだない。

海嶺上で季節変化する内部境界面変位 (または，等密度面変位) の存在を証明するためには，少なくとも月単位の継続した海洋観測が必要である。伊豆小笠原海嶺上において，ほぼ月一回の頻度で海洋観測が実施されている海域が父島周辺にある。この定期海洋観測は東京都小笠原水産センターにより行われ，父島を挟んで東西 2 本の観測線で構成されている (Fig. 1 右側)。この観測は CTD (Conductivity Temperature Depth) を用いた水温・塩分計測が主体であり，観測線長は決して長くないものの，海嶺上における海洋内部の密度場の時空間変化を捉えている唯一のデータである。

[1)] 北海道大学大学院水産科学研究院海洋環境科学分野
(*Laboratory of Marine Environmental Science, Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University*)
[2)] 東京都小笠原水産センター
(*Ogasawara Fisheries Center, Tokyo*)
[3)] 北海道大学水産学部附属練習船おしょろ丸
(*Training Vessel Oshoro-Maru, Faculty of Fisheries, Hokkaido University*)

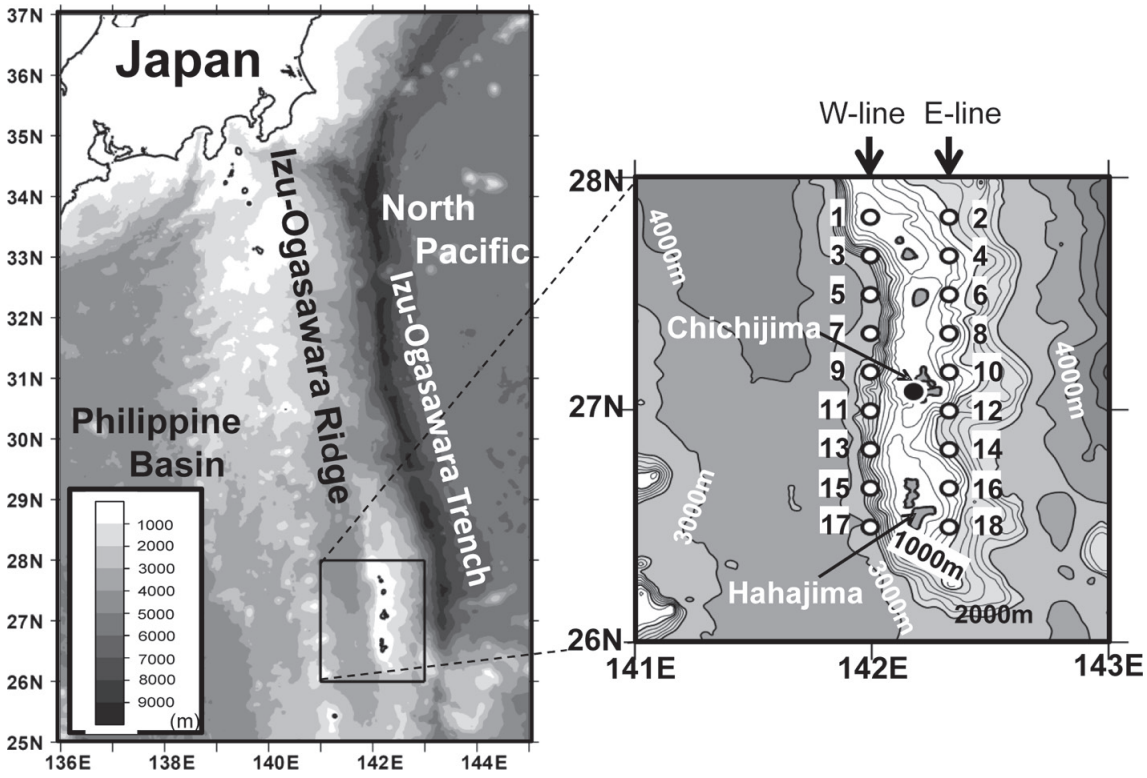

Fig. 1. Left panel shows the bottom topography of Izu-Ogasawara Ridge. Right panel shows the detail bottom topography around the Chichijima of Ogasawara Islands. Locations of the tide gage station of Chichijima and the eighteen hydrographic stations by the R/V Koyo are denoted by solid and open circles, respectively.

もし，海洋内部の密度変化もしくは等密度面変位が顕著であれば，その影響は重力ポテンシャルの差として海面水位変化にも現れる。また，毎時単位で継続した潮位データには欠測がほとんどなく，変動の周期性を議論する上では海洋観測データよりも信頼性が高い。そこで，本研究では 2 定線の中間に位置する父島潮位の時系列を指標として，その海面水位変動と海洋内部の密度構造変化の季節的な関係，小笠原諸島を挟んだ東西海域の海洋応答の相違について議論することを目的とした。なお，後述するように，父島潮位及び海洋観測データの時系列には一年周期の季節変化をマスクするほどに卓越した数カ月変動が存在している。それゆえ，小笠原諸島周辺海域における海洋構造の季節変化を議論するためには，この数カ月変動の原因と考えられる中規模渦 (Ebuchi and Hanawa, 2000 ; Kobashi and Kawamura, 2001) についても言及される。

解析資料とデータ処理方法

本解析に使用した父島 (地点は Fig. 1 右側の●印) の月平均潮位資料は気象庁のホームページ (http//www.data.kishou.go.jp/db/tide/gaikyo/) で公開されている値を使用し，解析期間は後述する定期海洋観測と同じ 1997 年 1 月から 2010 年 12 月の 14 年間とした。また，父島潮位の気圧補正を行うため，同期間の月平均海面気圧データを気象庁のホームページ (http//www.jma.go.jp/jma/menu/report.html) から入手した。気圧補正は −1 cm/1 hPa で行い，解析では 14 年平均水位からの偏差値を使用した。

東京都小笠原水産センターは調査船「興洋」を用いて，月 1 回の定期海洋観測を Fig. 1 右側の○印で示した Stn. 1 〜18 の計 18 定点で実施している。これらの観測定点は父島を挟んで東側の偶数番号 9 点と西側の奇数番号 9 点の 2 本の南北観測線 (以下，東側観測線を E-line，西側観測線を W-line と呼ぶ) により構成される。観測項目は CTD で計測した 1 db 毎の水温と塩分であり，本研究では 1997 年 4 月から 2010 年 8 月までの 14 年間のデータを使用した。ただし，悪天候などによる欠測月が存在しており，全点で欠測となる年や定点毎に欠測月が異なる年が混在している。本解析では 1 カ月間の欠測の場合のみ，その月を挟む両月の値で水深毎に線形補間を行い，できるだけ時系列が途切れないようにした。CTD の最大観測水深は 500 m 前後であるため，水温はポテンシャル水温 (以下，水温と呼ぶ) に換算して使用した。また，1 db 毎の生データには内部波と思われる鉛直スケールが数 m の細かな変動が多数存在していた。本研究ではこのような現象には注目しないため，生データに水深幅 31 m の移動平均を施した値を本解析の基本データとした。

海洋内部の密度変化による海面水位変化は，海面からの重力ポテンシャルの差 (dynamic height : D) として計算される。本解析では基準海水の比容 $\alpha_{35,0,p}$ (下付き添え字

の $S=35$ は塩分値，$T=0$℃ は水温値，p は水圧値) からの偏差値 δ を水深 p から海面まで鉛直積分した ΔD_p (dynamic height anomalies) を海面水位との比較に用いた。すなわち，

$$\Delta D_p = \int_0^p \delta dp \qquad (1)$$

ここで，

$$\delta = \alpha_{S,T,p} - \alpha_{35,0,p} \qquad (2)$$

である。

また，ポテンシャル密度を $\sigma_\theta = (\rho_{(S,\theta,0)} - 1) \times 10^3$ (θ はポテンシャル水温) としたとき，Δst は下記の式を用いて計算される。

$$\Delta st = \alpha_{S,\theta,0} - \alpha_{35,0,0} = \frac{1}{\rho_{S,\theta,0}} - \alpha_{35,0,0}$$

$$= \frac{\rho_{S,\theta,0} - \sigma_\theta 10^{-3}}{\rho_{S,\theta,0}} - \alpha_{35,0,0} = 1 - \frac{\sigma_\theta 10^{-3}}{1+\sigma_\theta 10^{-3}} - \alpha_{35,0,0}$$

$$= 0.02736 - \frac{\sigma_\theta 10^{-3}}{1+\sigma_\theta 10^{-3}} \quad (\because \alpha_{35,0,0} = 0.97264) \qquad (3)$$

諸言で述べたように，卓越した数カ月変動の原因として小笠原諸島を西向きに通過する中規模渦の影響を考え，本研究では Chelton et al. (2011) が AVISO Reference Series の海面高度偏差 (Sea Surface Height Anomaly：以下 SSHA と略す) データを用いて作成した中規模渦追跡データ (http://cioss.coas.oregonstate.edu/eddies/) の緯度・経度，渦振幅，半径，伝播速度の情報を使用した (渦の同定及び各渦パラメータの定義は付録 A を参照)。AVISO Reference Series は，約 10 日周期 (TOPEX/POSEIDON, Jason-1, Jason-2) と 35 日周期 (ERS-1, ERS-2, Envisat) の衛星海面高度計から得られた SSHA が組み合わせられ，補間処理プログラム (SSLTO/DUACS) を用いて，時間間隔が 7 日，空間分解能が 1/4° 格子として再構成されたデータである。解析期間は海洋観測と同じ 1997 年 1 月から 2010 年 12 月の 14 年間，解析対象領域は伊豆小笠原海嶺を含む 130～160°E，10～35°N の矩形範囲とした。

解　析　結　果

父島潮位の時系列と水温・塩分・Δst の水深-時間ダイヤグラム

Fig. 2(a) は 14 年間の父島潮位の時系列と 14 年平均の月別変化 (右端) である。なお，父島潮位の 1 年毎の区切り

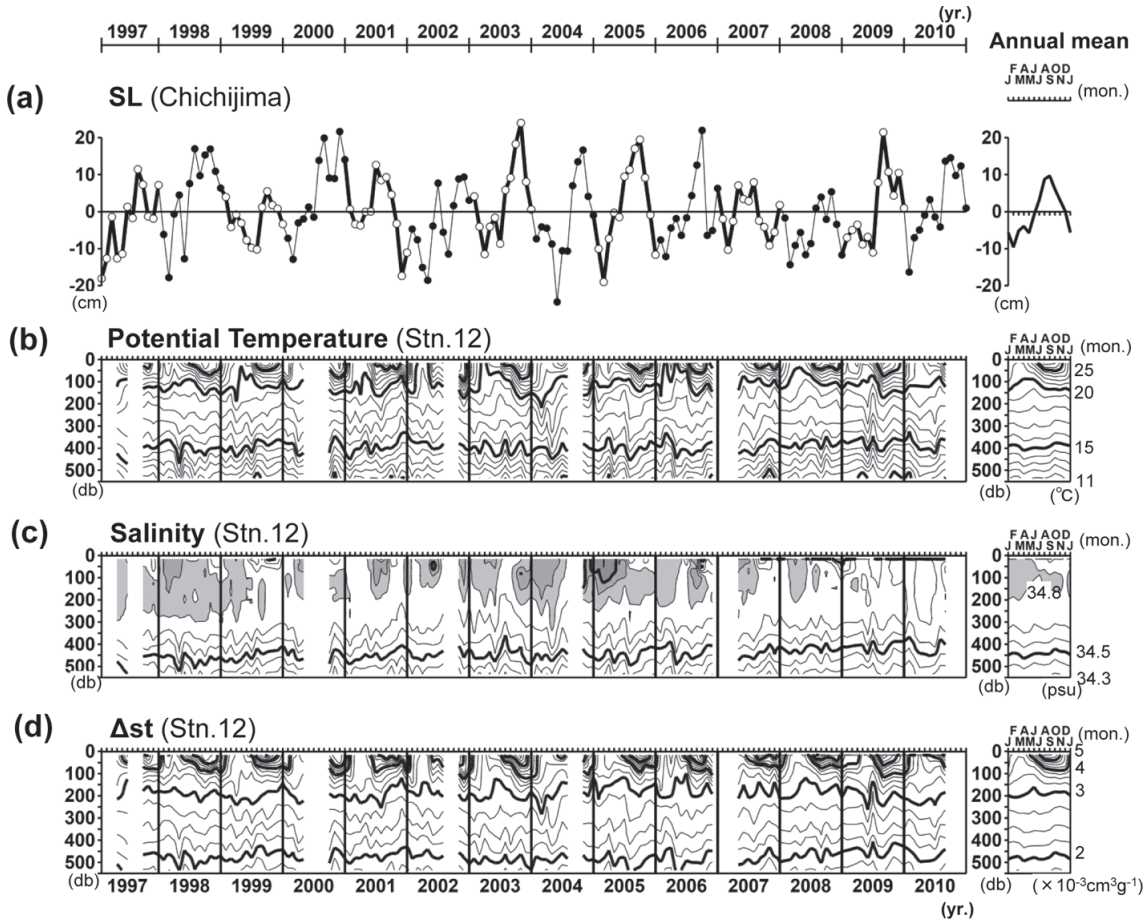

Fig. 2. (a) Time series of the monthly sea level at Chichijima. Time-depth diagrams of (b) potential temperature, (c) Salinity, and (d) Δst at the hydrographic station 12, respectively. Annual mean states are depicted on the right-hand side of each panel.

を示すため，年毎交互に○印付きの太線と●印付きの細線で区別している。父島潮位には比較的振幅の大きな数カ月変動が重なっているようにみえ，年毎の極大極小値が異なり，1 年周期の正弦曲線からは大きく歪んだ季節変化を示している。14 年平均の月別変化には一年周期変化はみられるものの，平均操作によりその振幅は 10 cm 程度と小さくなり，その形は 5〜9 月の急増と 9〜2 月の急減が特徴的である。

CTD データが示す海洋構造の特徴的な変動パターンは全地点でほぼ同じであった。それゆえ，ここでは父島からの距離が最も近い Stn. 12 を代表地点として選択し，水温・塩分 ·Δst の各水深-時間ダイヤグラムを Fig. 2(b)(c)(d) に示した。父島潮位と同様，各ダイヤグラムの 14 年平均月別変化をそれぞれ右端に示す。なお，等値線が描かれてない区間はこの地点の欠測期間 (2 カ月以上) である。冬季の海面冷却と夏季の海面加熱に伴う一年周期の季節変化はおよそ 150 db 以浅の水温にみえ (14 年平均月別変化では 3 月の極小，9 月の極大)，塩分の 300 db 以浅にも冬季から春季に高塩化の傾向がみられる。300 db 以浅の密度変化 (Δst) に対する寄与は塩分より水温の方が大きく，密度の等値線変化は水温のそれと良く似ている。水深 400 db 以深に永年水温躍層の存在が示唆されるが，最大観測水深が 500 db 前後であるため，その全体像は捉えられていない。この水温躍層は下層ほど低塩化する塩分勾配に対応しているため，密度 (Δst) 躍層は水温躍層ほど顕著ではない。この躍層付近の水温·塩分·密度 (Δst) の等値線は，ほぼ同振幅の数カ月周期の上下変動を示し，これは等密度面の変動を捉えていると理解される。

父島潮位と ΔD_p の比較

Fig. 2(a) に示した父島潮位変化が海洋内部の密度変化でどの程度定量的に説明できるかを調べるために，代表地点 Stn. 12 の Δst を用いて，3 つの水深 p = 50 db·250 db·500 db を基準とした ΔD_p の経月変化を調べた。Fig. 3 の太線が ΔD_p の各時系列であり，父島潮位を破線として重ねて表示した。水深 50 db は顕著な季節変化を示す季節水温躍層内にあるため (Fig. 2(a))，$\Delta D_{50\,db}$ は各年ほぼ同振幅の比較的きれいな一年周期変化を示す。しかし，その振幅値は父島潮位が示す振幅よりも小さく，数カ月変動はほとんどみられない。ΔD_p の基準水深を深くするほど，年毎に異なる潮位変化量の季節・経年変化を説明できるようになる。ただし，潮位変化にみられる数カ月変動については $\Delta D_{500\,db}$ でも定量的にはまだ不十分である。この原因としては，毎月の海洋観測日は一カ月以内でばらつきがあるのに対して潮位は時系列データの月平均値であること，水深 500 db を基準として潮位変化量を説明するにはまだ浅すぎる可能性，ΔD_p では順圧応答成分が表現されないことが考えられる。

父島潮位と Stn. 12 における $\Delta st(p)$ の卓越周期と両者の相関関係

父島潮位を ΔD_p で定量的に見積もることは，最大観測水深 (500 db 付近) まで積分しても不十分であった。よって，以下の解析では両者の定量的な関係よりも，潮位変化と密度 (Δst) 変化にみられる周期変動の定性的な関係に注目する。まず確率定常過程を仮定し，FFT (Fast Fourier Trans-

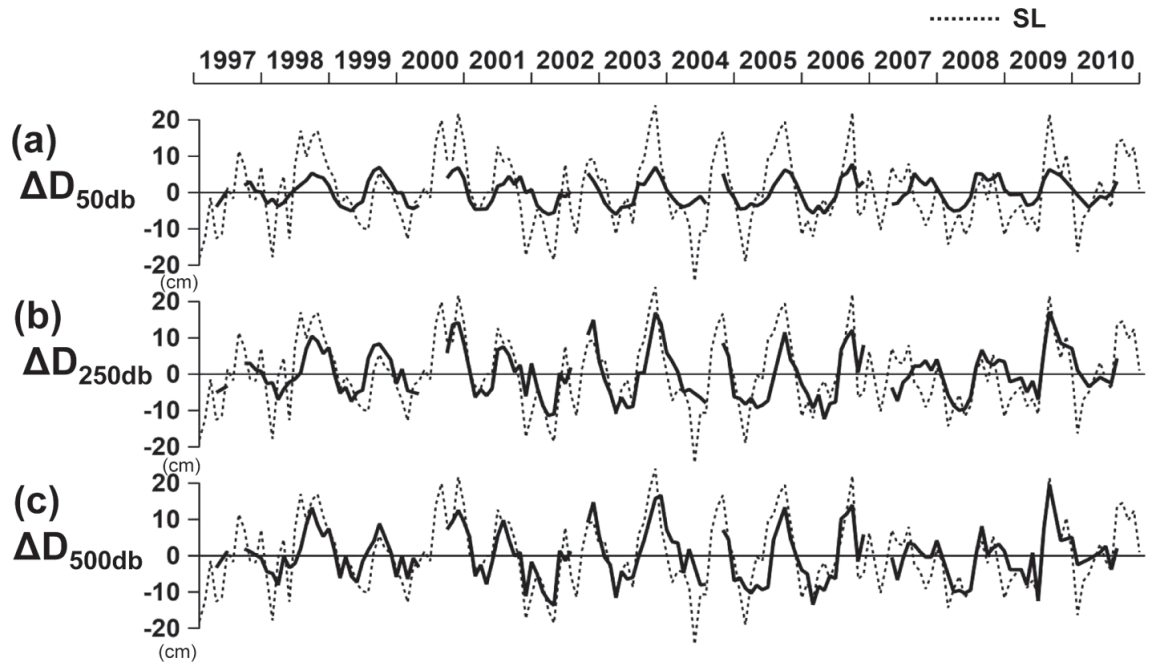

Fig. 3. Comparisons of the Chichijima sea level (SL ; dotted line) with the dynamic height anomalies ΔD_p (solid line) referred to (a) p=50 db, (b) p=250 db, and (c) p=500 db, respectively, which are calculated from the hydrographic data at station 12.

form) 法を用いて父島潮位と Stn. 12 の各深度における $\Delta st(p)$ の卓越周期，そして潮位と $\Delta st(p)$ の相関関係を調べた。FFT 法の解析に使用した期間は 1997 年 9 月から 2008 年 4 月までの 128(=2^7) カ月とし，三角形周波数フィルターによる平滑化を 3 回行い，それゆえ自由度は 38 となる。なお，$\Delta st(p)$ は 14 年間の平均値 (欠測期間のデータは省いた平均値) からの偏差値とし，2 カ月以上の欠測期間には零値を与えた。Fig. 4(a)(b) は卓越周期を求めるためのパワースペクトル解析の結果であり，それぞれ，父島潮位と $\Delta st(p)$ のエネルギー周波数分布を分散型スペクトル (振幅値の 2 乗) として表示した。その下段の Fig. 4(c)(d) は父島潮位と $\Delta st(p)$ の相関関係を示したクロススペクトル解析の結果であり，それぞれ，2 乗コヒーレンスと位相差の周波数分布である。なお，クロススペクトル解析において，$\Delta st(p)$ の欠測期間は父島潮位も欠測として扱い (零値を与える)，欠測による両時系列の歪みを同等とした計算を

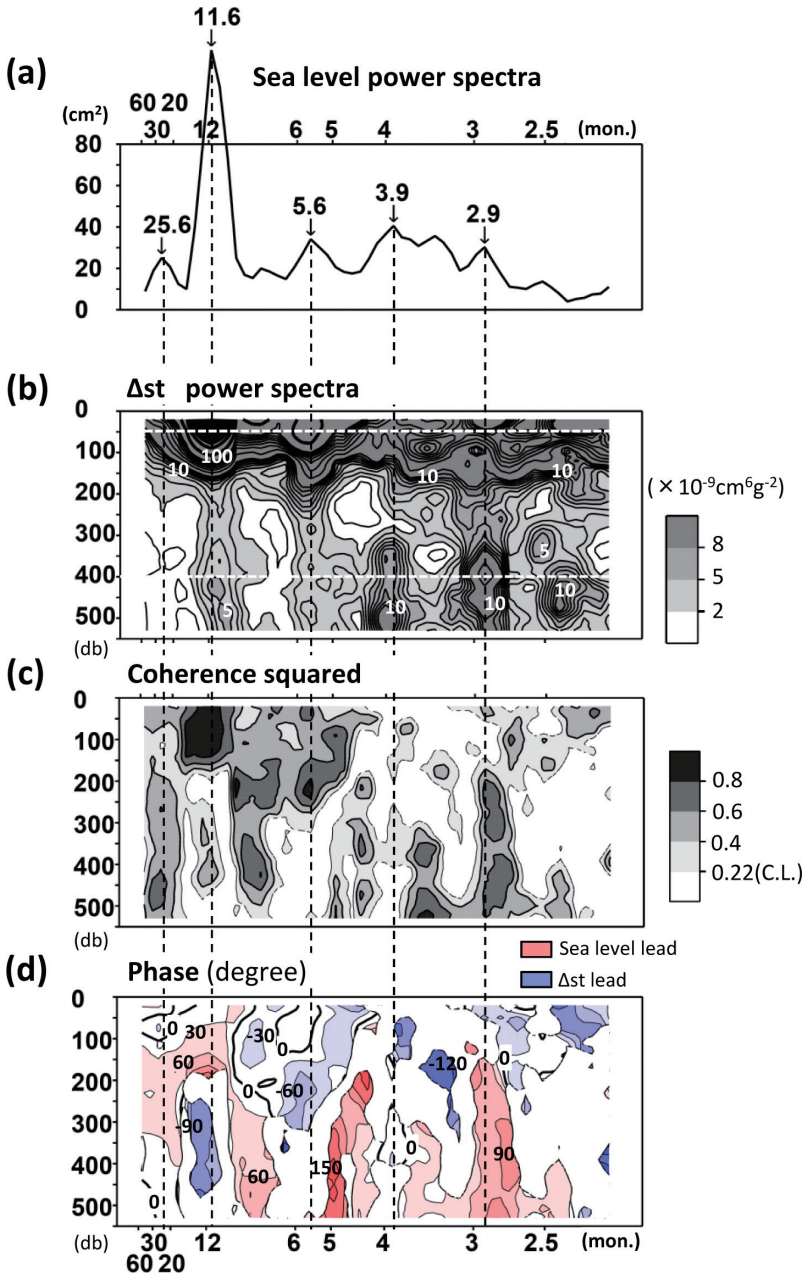

Fig. 4. Variance-preserving spectra of (a) Chichijima sea level, and (b) Δst from surface to 550 db at hydrographic station 12. Unit of Δst spectra is 10^{-9} cm^6g^{-2}. Contour intervals of Δst spectra are 1 for the values less than 10, 5 for between 10 and 50, and 100 for more than 100. White broken lines in panel (b) indicate the depth of 50 db and 400 db. (c) Squared-coherence and (d) phase lags between Chichijima sea level and Δst from surface to 550 db at station 12. A positive phase lag means that the sea level leads the Δst. Areas with the squared-coherence lower than 99% confidence limits (=0.22) are masked in panels (c) and (d). Vertical broken lines correspond to the five predominant periods of the sea level spectra.

行っている。2乗コヒーレンス等値線図(Fig. 4(c))において，値が 99% の信頼限界 (= 0.22) 以下の部分は白抜きとし，この領域の位相差の等値線 (Fig. 4(d)) は統計的信頼性が低いため描いていない。赤色系表示の正 (青色系表示の負) の位相差は父島潮位 ($\Delta st(p)$) の変動が先行していることを示す。

父島潮位の主な卓越周期は 25.6・11.6・5.6・3.9・2.9 カ月にみられる (Fig. 4(a))。128 カ月のデータ数では時間分解能が低く，小数点以下の値には信頼性がないため，以下の記述における各卓越周期は約 2.1 年・1 年・半年・4 カ月・3 カ月の周期変動として扱う。これらの周期変動の中では 1 年周期変動が最も振幅値が大きい。父島潮位と $\Delta st(p)$ の関係を議論するため，5 つの卓越周波数値を縦破線で強調し，下段の各図にも引き延ばして表示している。

$\Delta st(p)$ の分散型スペクトル値は水深 p の違いにより大きな差があるものの，父島潮位にみられた卓越周期とほぼ同じ周期帯に $\Delta st(p)$ の変動も存在している (Fig. 4(b))。2.1 年周期変動は Δst の明瞭なピークとしては存在していないが，2 乗コヒーレンスは 200 db 以深で比較的高い相関がみられ，位相差は潮位が先行もしくはほぼ零付近にある。1 年及び半年周期変動は Δst の 150 db 以浅の季節躍層内 (Fig. 2(d) を参照) において最も振幅が大きく，150 db 以深の領域にも連続した卓越ピークがみられる。1 年周期変動は 200 db 以浅と 300 db 以深の二つに分離された高い相関を示し，上層側では潮位先行，下層側では Δst 先行の傾向がみられる。半年周期変動は 250 db 以浅に高い相関があり，位相差は表層付近で零付近，水深が増加するにつれて Δst 先行の傾向がみられる。なお，1 年周期と半年周期の間には，$\Delta st(p)$ の振幅値は小さいものの (卓越ピークはない)，海面から 500 db 付近まで高い相関がみられ，位相は上層側が $\Delta st(p)$ 先行，下層側が潮位先行の傾向がある。一カ月間隔のデータで 3 カ月と 4 カ月の周期変動を時系列として区別することは難しいが，Δst のスペクトル解析でも両周期変動は分解されている。この 3-4 カ月変動の卓越ピークは 300 db 以深にみられ，その振幅値は同水深の 1 年・半年周期変動の値よりも大きい。よって，Fig. 2 でみた永年 (水温) 躍層付近の等密度面変位の上下変動には，この 3-4 カ月周期変動が卓越していると思われる。4 カ月周期変動の相関は低いが，その両側近傍周波数帯の 300 db 以深には高い相関があり，位相は潮位先行の傾向がある。3 カ月周期変動は 200 db 以深に連続した高い相関がみられ，位相は 4 カ月変動と同様に潮位先行の傾向がある。ただし，3-4 カ月周期変動が示す位相差の信頼性は非常に低いと思われる。例えば，一カ月データ間隔の一カ月位相差は 3(4) カ月周期の場合, ±120°(±90°) にもなり，海洋観測日のちょっとした時間誤差が位相差に大きく反映される可能性がある。

以上の解析の結果，父島潮位や密度 ($\Delta st(p)$) 場が示す季節内変動には，両者に共通した 1 年・半年・3-4 カ月周期変動が存在することがわかった。これらの変動は水深 150-300 db 付近を境界として，その上下層で卓越や位相関係の様子が異なり，大気海洋相互作用が卓越する上層と等密度面変位が卓越する下層に分けて議論する必要性がある。そこで，以下の解析では，上層と下層の代表水深として，Fig. 4(b) に白抜き横破線で示した水深 50 db と 400 db を選択し，Stn. 12 以外の観測点を解析に含め，季節内変動の時空間構造を調べる。

水深 50 db と 400 db における Δst 地理的周期特性

本節でも確率定常過程を仮定し，前節と同期間で，同じ平滑化を用いた FFT 法により，全観測点 (Stn. 1-18 : Fig. 1 参照) の水深 p = 50 db と 400 db における $\Delta st(p)$ の卓越周期を求めた。Fig. 5 の上段は Fig. 4(a) と同じ父島潮位の分散型スペクトル，下段の二つは水深 50 db と 400 db における Δst 分散型スペクトルの地点-周波数分布である。Fig. 4 と同様に，父島潮位にみられた 5 つの卓越周期 (2.1 年・1 年・半年・4 カ月・3 カ月) の周波数を縦破線で強調し，下段の各図にも引き延ばして表示した。後述するように，水深 400 db における Δst の分散型スペクトル値には奇数番号地点 (西側) と偶数番号地点 (東側) で差異がみられた。それゆえ，水深 400 db の Δst 分散型スペクトルの偶数番号地点の位置に横破線を引き，西側と東側を区別している。

水深 50 db の Δst 分散型スペクトルは，前節の Stn. 12 の解析結果と同様に，全観測点において 1 年と半年周期に卓越したピークがみられる。1 年周期のスペクトル値が特に卓越しており，半年周期に対する 1 年周期の振幅比に換算すると約 6 倍となり，この比率は地点によらずほぼ一定である。水深 400 db の Δst 分散型スペクトルは，3-4 カ月周期帯に明瞭なピークが存在し，そのスペクトル値は 1 年周期よりも大きい。3-4 カ月周期帯を詳しくみると，4 カ月周期付近では奇数番号地点 (W-line 側 : 横破線の間) で振幅が大きくなる傾向，3 カ月周期付近では逆に偶数番号地点 (E-line 側 : 横破線上) の振幅値が大きくなる傾向がみられる。すなわち，永年水温躍層付近で卓越する 3-4 カ月周期帯の変動において，小笠原諸島もしくは海嶺を挟んで東西海域の応答が違うことを示唆している。

東西観測線毎の Δst と父島潮位における時系列の比較

本節では東西観測線を区別し，各年毎，各観測線の時系列が示す極大極小値が南北方向にどのような位相関係にあるのかを調べる。Fig. 6 の上段は Fig. 2(a) に示した父島潮位の時系列と同じである。この時系列と東西観測線 (大文字の E と W で表示) における水深 50 db (中段)・400 db (下段) の Δst 空間-時間ダイヤグラムを比較して Fig. 6 に示した。なお，Δst 値は 14 年平均値 (欠測期間のデータは省いた平均値) からの偏差値であり，正の偏差値を赤色濃淡，負の偏差値を青色濃淡，欠測を緑色で表示した。また，父島潮位に最も近い観測点 Stn. 12 を横線で強調して表示した。このような表示の仕方は，後述する Figs. 8・

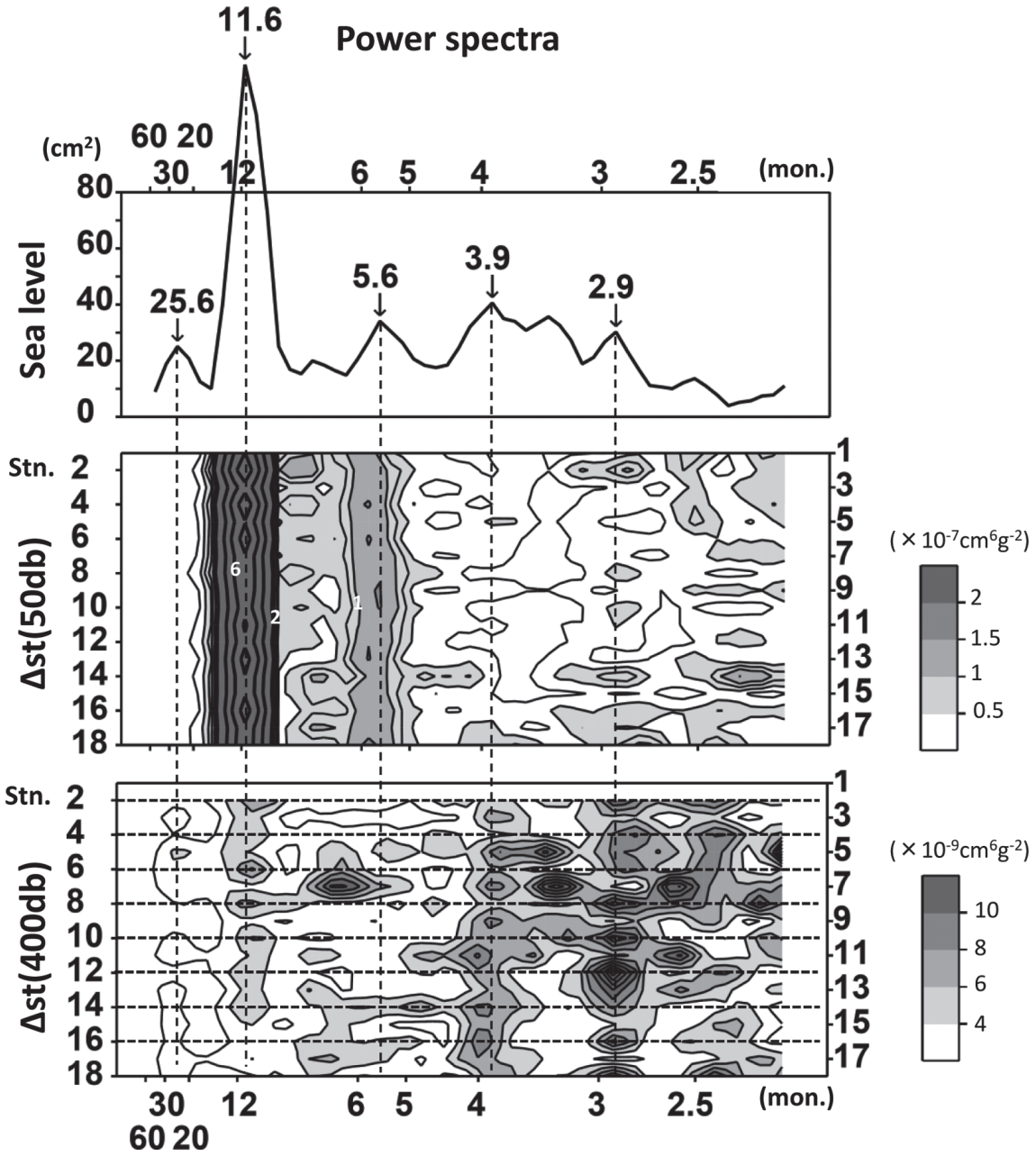

Fig. 5. Variance-preserving spectra of Chichijima sea level (top) and *Δst* at 50 db (middle) and 400 db (bottom) at all 18 hydrographic stations. Units of *Δst* spectra in the middle and bottom panels are 10^{-7} cm^{6}g^{-2} and 10^{-9} cm^{6}g^{-2}, respectively. Contour intervals for *Δst* spectra in the middle panel are 0.25 for the values less than 1, 0.5 for between 1 and 2, and 2 for more than 2, and in the bottom panel, contour interval is 2. Vertical broken lines correspond to the five predominant periods of the sea level spectra.

9 でも同様である。

水深 50 db の *Δst* には東西及び南北の区別がほとんどなく, 1〜6 月ころの青色 (負偏差) から 7〜12 月ころの赤色 (正偏差) に変化する一年周期変動が卓越している。父島潮位にみられる一年周期の振幅が小さい年 (例えば，1999・2001・2007・2008 年など) では，水深 50 db の *Δst* の振幅も小さくなる傾向がみられ，海面加熱冷却による表層の海洋構造変化が海面水位にも影響を与えていることが示唆される。水深 400 db の *Δst* は数年程度の経年変動に数カ月変動が重なっている様子が顕著であり，スペクトル解析から示された一年周期変動は認識し難い。

(a) 「1 年＋半年周期」の季節変化

Fig. 2(a) 右端に示した 14 年平均の月別父島潮位変化でみたように，その変化の形状は 5〜9 月の急増と 9〜2 月の急減が特徴的であり，1 年周期の正弦波曲線から外れた季節変化を示していた。一般に，このような季節変化は 1 年周期の倍潮である半年周期との重ね合わせで表現される。逆に言えば，急増急減する季節変化であるため，調

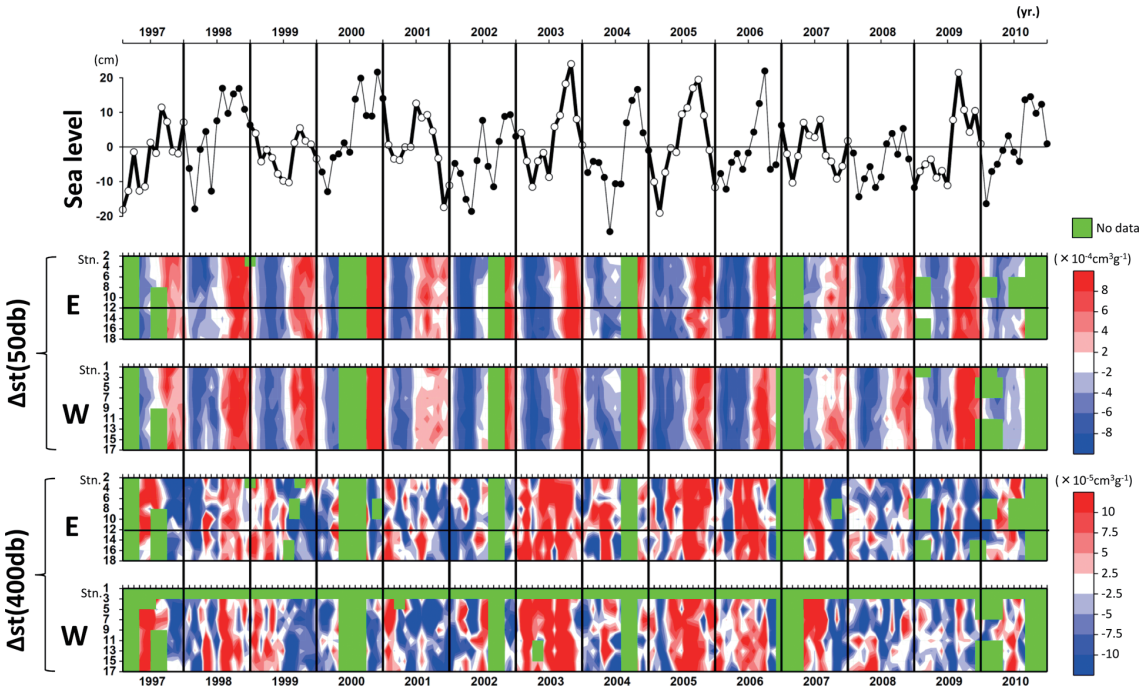

Fig. 6. Time series of Chichijima sea level (top), and time-space diagrams of *Δst* anomaly at 50 db (middle) and 400 db (bottom) along the eastern (even numbered stations) and western (odd numbered stations) hydrographic lines. For the diagrams of *Δst*, areas with missing data are filled with green color. The solid horizontal lines correspond to station 12.

和解析 (本論ではパワースペクトル解析) では 1 年周期と半年周期に分解されたと考えられる。それゆえ，本節では 1 年周期と半年周期の重ね合わせで季節変化を表現し，これらの周期帯のバンドパスフィルターを用いて，父島潮位と *Δst* の季節変化成分を抽出し，その変動パターンの特徴について記述する。

本解析に使用したバンドパスフィルターは，黒田ら (2003) が提案した HAB 法 (Harmonic Analysis Band-Pass Method) である。HAB 法の利点は，注目した周期帯変動の振幅を減じることなく抽出できること，調和解析 (最小二乗法による正弦波関数のフィッティング) を基本としているため，途中の欠測期間もその両側データによって推測可能であることが挙げられる。Fig. 7 は 1 年及び半年周期変動を抽出するための HAB 法による周波数応答関数を示す。なお，この応答関数は月 1 回のデータに対して，抽出周期を 1 年として分解期間を 1 年とした計算結果 (太線)，抽出周期を半年として分解期間を 1 年 (抽出周期の 2 倍) とした計算結果 (細線) である。これら 2 つの周波数応答関数をもつバンドパスフィルターを Fig. 6 の生の時系列にそれぞれ別個に施し，抽出した値を月毎に足し合わせ

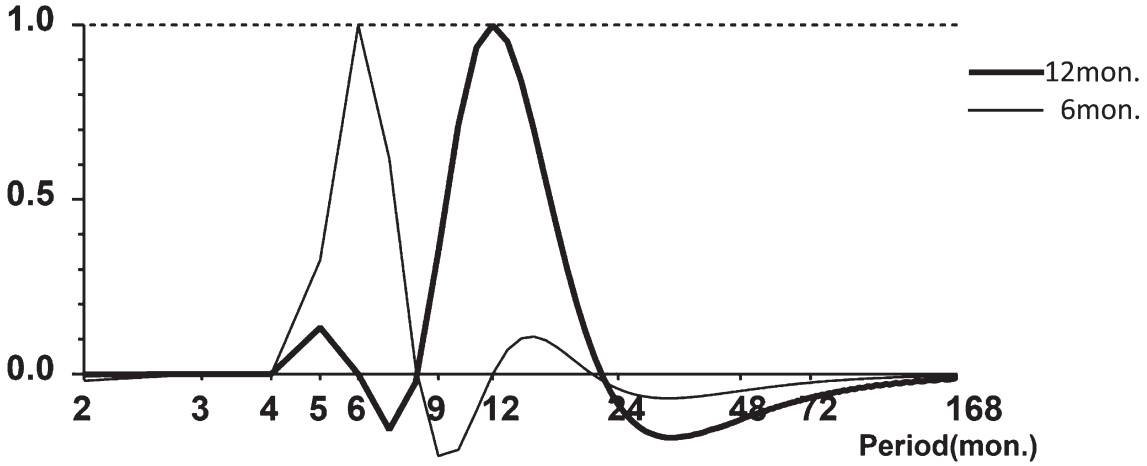

Fig. 7. Frequency response functions of the HAB method used for 1+0.5 year periodic variation. Thick line shows the case of annual (12 months) variation with a 12-month resolved period, and thin line shows the case of semiannual (6 months) variation with a 12-month resolved period.

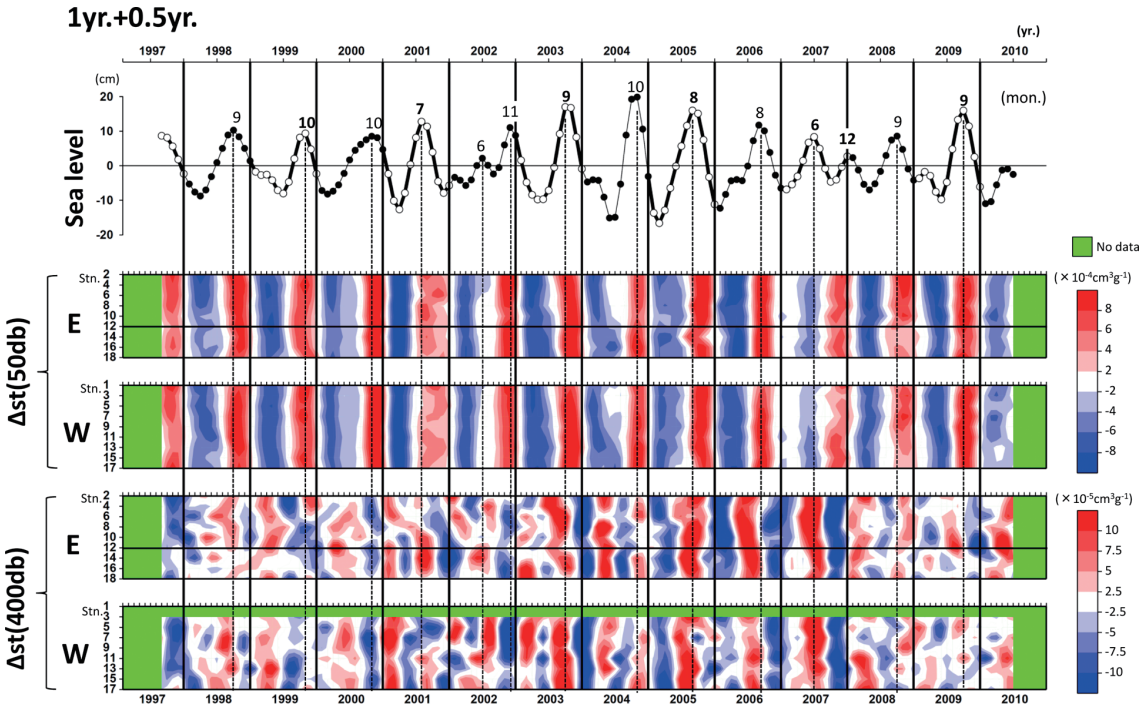

Fig. 8. This is the same as Fig. 6, but for the sum of annual and semiannual band-pass data using HAB method. The vertical broken lines and the month numbers correspond to the months of local maximum.

た時系列を「1 年＋半年周期」のバンドパス時系列として Fig. 8 に表示した。先にも述べたように, *Δst* の生データ (Fig. 6) にある欠測期間は，HAB 法により補間されている (時系列の始めの 1997 年半年と終わりの 2010 年半年，Stn. 1 は欠測のまま)。この図では各年の極大月 (時系列に示した数字) を縦破線で強調し，下段の *Δst* 空間-時間ダイヤグラムまで引き延ばして表示した (後述する Fig. 9 も同様な表示)。

数カ月変動が削除されると，年毎でも急増急減する 1 年周期の季節変化が明瞭となる。ただし，季節変化の振幅が比較的小さな 2002 年や 2007 年では半年周期変動が強調され，年 2 回の極大月がみられる。父島潮位が極大となる月にはバラツキがあるものの，1998 年～2009 年の 12 年間では 9 月 (4 回) と 10 月 (3 回) の回数が多い。水深 50 db の *Δst* には 1 年周期の季節変化が卓越していたため，バンドパスしても生データ (Fig. 6) と大差はない。一方，水深 400 db の *Δst* では数カ月変動が卓越していたが，それが除去されたバンドパス時系列は生データ (Fig. 6) とは大きく異なる。大まかな傾向としては，振幅が比較的大きな時期 (2004～2007 年) は南北方向に位相が揃った 1 年周期変動が認められるものの，そうでない期間は地点による位相のバラツキが大きな 1 年もしくは半年周期変動にみえる。ここで，父島潮位と *Δst* の位相関係 (極大月を指標) をみると，水深 50 db の *Δst* の極大月 (正偏差を示す赤色領域) は 1～2 カ月遅れている年が多いのに対し，水深 400 db の *Δst* の極大月は同位相もしくは数カ月も位相が先行している年が多い。

(b) 経年変動及び 3-4 カ月周期変動

Fig. 6 に示した生の時系列から Fig. 8 に示した 1 年＋半年周期変動を削除した偏差値を Fig. 9 に示した。父島潮位の偏差時系列には，Fig. 5(a) のパワースペクトル解析で示された約 2 年の長周期変動と 3-4 カ月変動がみられる。両水深の *Δst* 空間-時間ダイヤグラムにも 2 年程度の長周期変動は認められるが，南北方向にほぼ位相の揃った 3-4 カ月変動が明瞭に抽出されている。そして，この 3-4 カ月変動の正偏差の極大月に示した縦破線の位相に注目すると，その位相は *Δst* 空間-時間ダイヤグラムの赤色領域 (正偏差)，もしくは 2 つの青色領域 (負偏差) の間に位置しているケースが多い。ただし，水深 50 db と 400 db の *Δst* の間には 1～2 カ月程度の位相差がみられるケースも多々あり，この位相差が意味あるものか否かの判断はできない。少なくとも，父島潮位に現れた 3-4 カ月変動は海洋構造変化に同期した現象であることが示されている。

(c) 14 年平均の *Δst* と父島潮位の月別変化

Fig. 6 に示した父島潮位と各水深の *Δst* を 14 年間で単純平均した月別変化図 (2 年間表示) を Fig. 10(a) に示した。水深 p = 50 db と 400 db の *Δst*(p) の空間-時間ダイヤグラムは正の偏差値を赤色濃淡，負の偏差値を青色濃淡で示した。父島潮位を 14 年平均しても，1～6 月の期間には数カ月変動が残っている。14 年平均の水深 50 db の *Δst* では，主に海面加熱冷却による 1 年周期の季節変化 (正偏差は 1～7 月) が明瞭であり，水深 400 db の *Δst* の正偏差の時期は，水深 50 db とは異なる 4～8 月ころにある。

Fig. 10(a) の時系列に 1 年周期と半年周期の正弦波関数

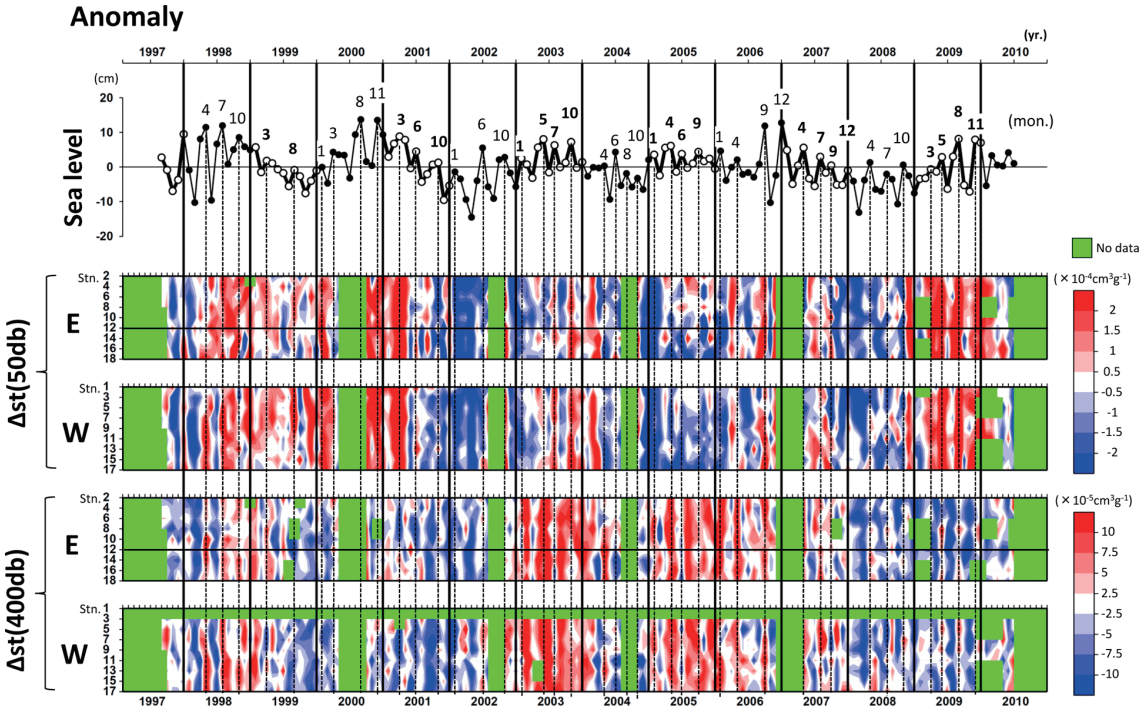

Fig. 9. This is the same as Fig. 6, but for the anomaly from the sum of annual and semiannual band-pass data (Fig. 8). The vertical broken lines and the month numbers correspond to the months of local maximum.

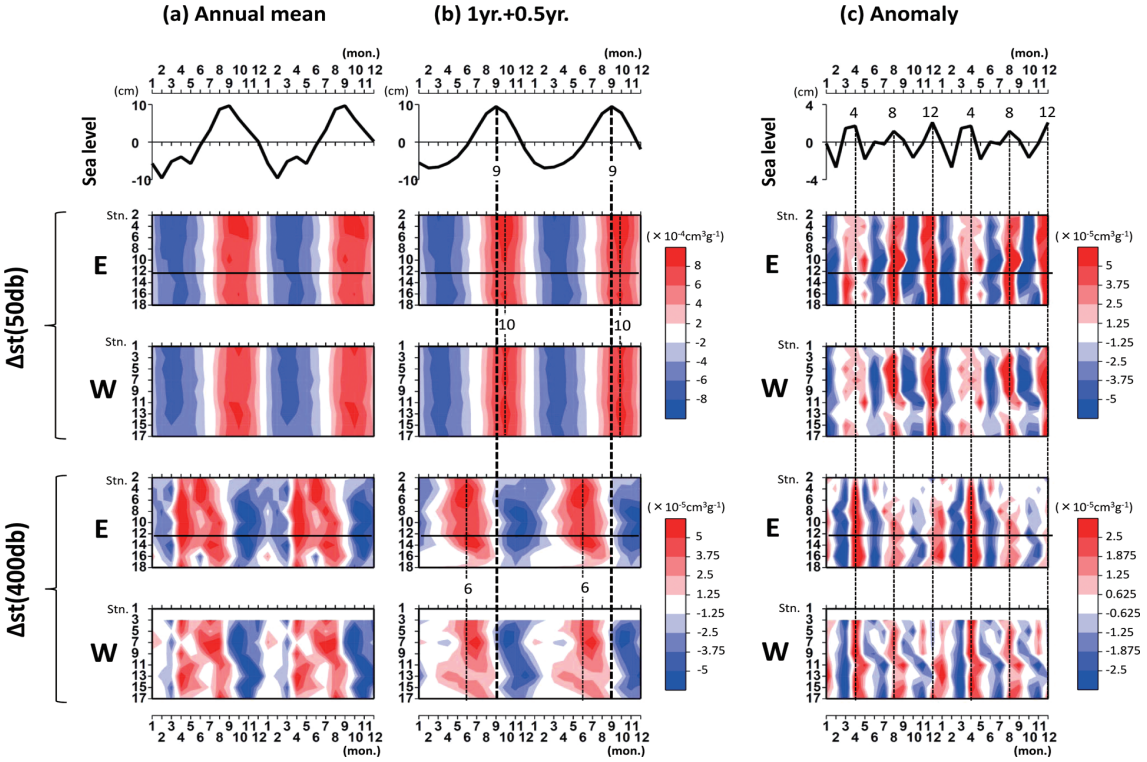

Fig. 10. (a) Mean seasonal variations of Chichijima sea level (top) and Δst anomaly at 50 db (middle) and 400 db (bottom) along the eastern (even numbered stations) and western (odd numbered stations) hydrographic lines averaged over a 14-year period from January 1997 through December 2012. (b) Same as (a), but for the sum of annual and semiannual harmonic functions fitted to (a). (c) Same as (a), but for the anomaly from the sum of annual and semiannual harmonic functions (b). Note that the scales of (c) are different from that of (a) and (b).

の和で表した関数を最小二乗法でフィッティングし，その正弦波関数を 1 年＋半年周期成分として Fig. 10(b)，それからの偏差を Fig. 10(c) に示した。両図の潮位に現れた極大月を縦破線で強調し，下段の Δst 空間-時間ダイヤグラムまで引き延ばして，Δst の正偏差との位相関係について記述する。

1 年周期の倍潮である半年周期成分の重ね合わせにより，父島潮位が急増急減する季節変化が表現されている (Fig. 10(b))。その極大を示す月は 9 月である。水深 50 db の Δst も急増急減する 1 年周期の季節変化を示しているが，その正偏差極大月は約一カ月遅れた 10 月にある。水深 400 db の Δst の 1 年周期変動の急増急減は不明瞭であり，地点間により位相のバラツキがみられるものの，正偏差極大月は概ね 6 月前後にみられる。そして，振幅値や位相のバラツキ具合には東西差があり，東側ほど振幅値が大きく，位相のバラツキも小さい。

14 年平均しても，Fig. 10(c) の偏差時系列には 3-4 カ月変動と思われる極大・極小偏差が残っている。父島潮位の極大 (極小) 月は 3-4・8・12 月 (2・6・10 月) にあり，両水深における Δst の正 (負) 偏差の出現月にもよく対応している。両水深の Δst の違いは振幅値の季節性にみられ，水深 50 db の振幅は秋季を中心に大きく，水深 400 db の振幅は逆に春季を中心に大きくなっている。後述するように，3-4 カ月変動の原因は中規模渦の父島接近で説明される。Fig.10(c) の結果は，中規模渦が季節的に固定された時期に父島に接近していることを示唆しているが，14 年間ではまだ統計期間が短いことによる見かけの可能性もある。

考　　察

小笠原諸島周辺の海嶺上における一年周期の等密度面変位量

数値モデルから示唆された Impinging 過程は海嶺斜面上で鉛直流を励起し，季節変化する内部境界面変位の存在を予測している。そこで，14 年平均の鉛直密度プロファイル ($\overline{A}$) を定常場と仮定し，一年周期の調和解析によって密度変化 ($\partial A/\partial t$) を求め，下記の鉛直移流 (w) 方程式を使って，上下変動する等密度面変位量 ($h = \int w dt$) を概算した。

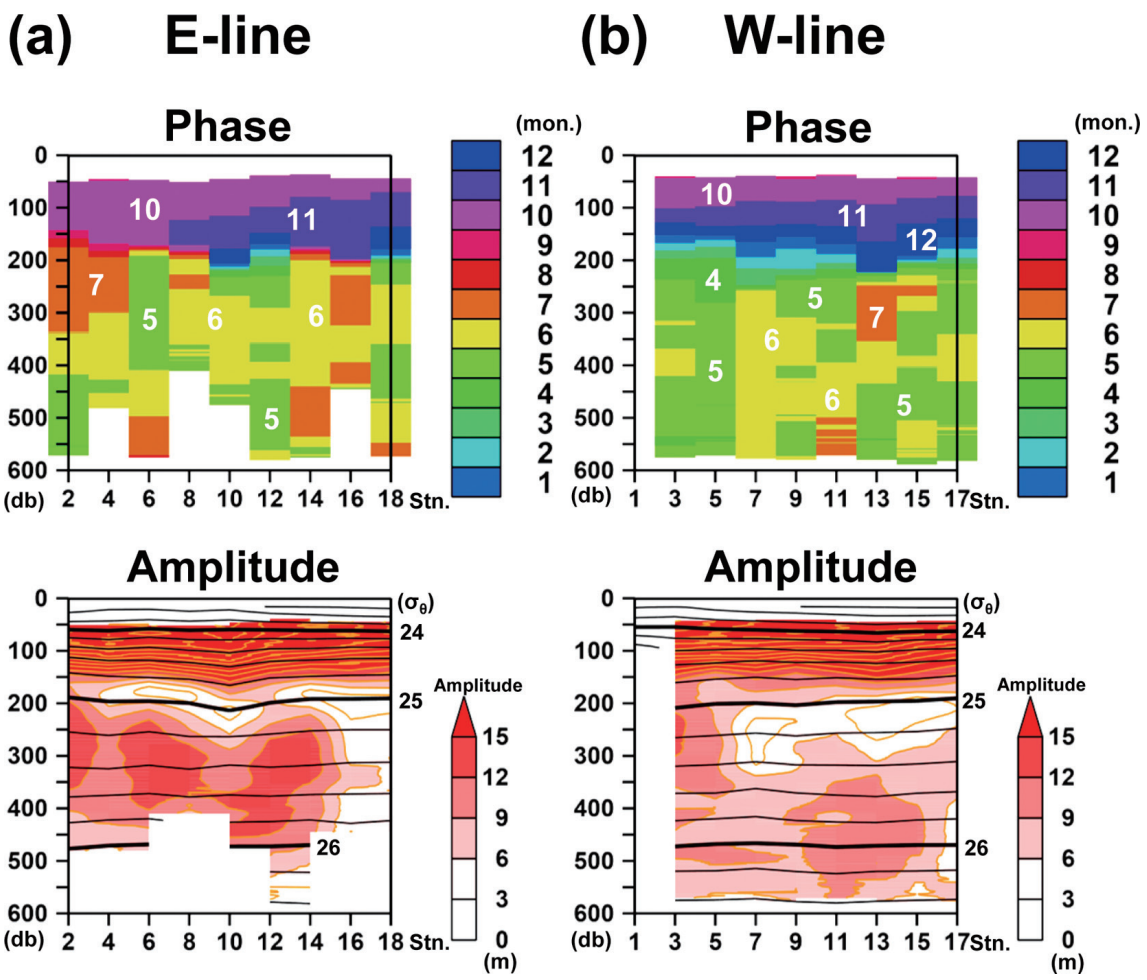

Fig. 11. Phase (upper) and amplitude (Lower) of the annual harmonic least-squares fitted to isopycnic vertical displacement which is calculated from potential density along (a) E-line, and (b) W-line, respectively.

$$\frac{\partial A}{\partial t}+w\frac{d\overline{A}}{dz}=0 \qquad (4)$$

よって，概算した等密度面変位量 h は地点・深度別の調和定数として表現される。Fig. 11(a) は E-line，(b) は W-line の結果であり，上段に位相，下段に振幅 (コンターは 14 年平均の密度場) を示した。なお，位相の値は海面水位が極大 (低密度もしくは等密度面の下降) となる月を色分けと数字で表示している。

両 line 及び地点毎の分布は，定性的にはよく似た特徴を示す。水深 150 db 以浅の季節躍層内では，等密度面変位よりも鉛直混合や成層発達による密度変化が支配的であるため，20 m 以上もある大きな振幅値は見かけの結果である。位相は表層付近でほぼ 10 月，水深 100～150 db 付近の亜表層で 11 月となる。水深 200～250 db の季節躍層下部では，密度場の鉛直勾配 ($25\sigma_\theta$ 付近) が弱く，振幅の極小域 (6 m 以下) がみられる。300 db 以深の振幅に関しては等密度面変位量と考えることができ，その振幅値は E-line 側で大きく 9～15 m，W-line 側で小さく 6～9 m の範囲にあり，位相はバラツキがあるものの両 line ともに 5～7 月の範囲にある。

提示されている Impinging 過程は東方から伝播する順圧ロスビー波を励起源とするため，小笠原諸島に対して東側にある E-line が相対的に大きな等密度面変位量であることは，Impinging 過程の存在を定性的に支持する結果と考える。さらに，本解析結果は 300 db 以深の等密度面変位が夏季 (5～7 月) に下降，冬季 (11～1 月) に上昇していることを示し，少なくとも，小笠原諸島周辺海域ではこのような位相関係を説明できる Impinging 過程でなければならない。

父島潮位に影響する中規模渦擾乱

はじめに，Chelton et al. (2011) による中規模渦再解析データを用いて，伊豆小笠原海嶺周辺における中規模渦の平均的な挙動を調べ，他の海域と比較することによって，小笠原諸島 (父島) 周辺の渦挙動の特徴を示しておく。統計処理する最小格子の大きさは，同時刻に 2 つ以上の渦が存在しない 2°×2° 格子 (約 200 km×220 km の矩形領域) とした。本統計処理では時計回りと反時計回りの渦を区別せず，(a) 1 週間毎の観測頻度で格子内に渦が観測される割合 (以下，渦存在頻度と呼ぶ)，(b) 渦の平均振幅，(c) 渦の平均直径 (地衡流速に基づく半径 L_s の 2 倍)，(d) 渦の平均伝播速度 (ベクトル表示) の水平分布を Fig. 12 に示し

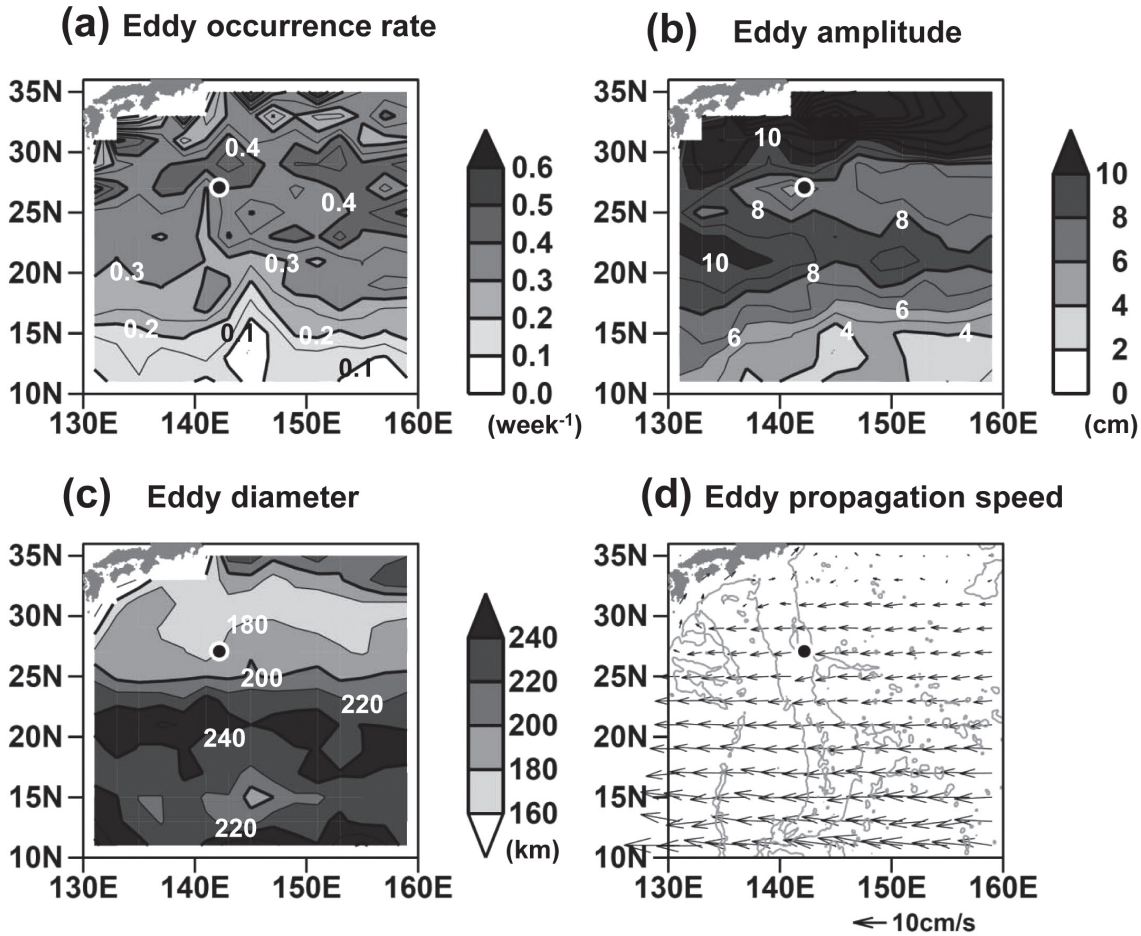

Fig. 12. Horizontal distributions of (a) eddy occurrence rate, (b) mean eddy amplitude, (c) mean eddy diameter, and (d) mean eddy propagation speed, respectively. Location of Chichijima is denoted by solid circle on each panel.

た。図中の●印が父島の位置である。

渦存在頻度 (Fig. 12(a)) は解析領域の北側ほど高い傾向にあるが, 0.3 個 week^{-1} 以下の低頻度の領域が海嶺上に沿って南側から北側へ延び，その低頻度の北端が父島あたりにある。渦の平均振幅 (Fig. 12(b)) は，父島周辺の緯度帯でちょうど極小域 (父島では約 6.8 cm) となっており，その北側の黒潮再循環域と南側の亜熱帯反流域では 8 cm 以上の高い振幅値を示す。渦の平均直径 (Fig. 12(c)) は，父島南側の緯度 25°N を境界に南側で大きく (220 km 以上), 北側で小さい (180 km 以下) 傾向がある。これらの直径は Ebuchi and Hanawa (2000) が見積もった約 500 km よりも小さいが，これは Chelton et al. (2011) の定義に依存する。渦の伝播速度 (Fig. 12(d)) の方向は，黒潮・黒潮続流域を除く領域ではほぼ真西であり，その大きさは惑星 β が大きな赤道側ほど大きい。これらの伝播速度が線形の第一傾圧ロスビー波よりも速いことは Aoki and Imawaki (1996) や Ebuchi and Hanawa (2000) などで指摘されており，それは渦の非線形によるものと考えられている。父島周辺の西向き平均伝播速度は 4.7 cms^{-1} 程度であり，父島南側の海嶺上では南向き成分もわずかに存在しているようにみえる。このように，西方伝播する中規模渦に対する海嶺地形の影響は, 低い渦存在頻度として認められるが, 渦の強さ (振幅と直径) に関してはあまり明瞭ではない。海嶺上にある父島周辺の中規模渦は，大振幅・小直径の渦が多い黒潮再循環域と大振幅・大直径の渦が多い亜熱帯反流域の中間的な特徴をもっていることがわかる。

Chelton et al. (2011) が同定した渦の中心と父島までの距離を d，その渦の中心水位値 (正負の振幅値) を $B_{\max}$，渦の海面形状をガウス関数で近似したときの e-folding スケールを r (付録 A で記述した L_s) としたとき，その渦による父島潮位に影響する水位 $B(d, r)$ は次式を用いて概算することができる。

$$B(d,r) = B_{\max}\exp\left(-\frac{d^2}{r^2}\right) \qquad (5)$$

Fig. 13 は個々の渦による概算父島水位 $B(d, r)$ を縦棒で表現した。同図に示した時系列は，Fig. 9 上段に示した偏差時系列に 13 カ月移動平均を施した経年変動成分を除去した 3-4 カ月変動 (以下，η_{3-4} と呼ぶ) を示す。$B(d, r)$ 値が正の (時計回り) 渦は暖色系の縦棒，負の (反時計回り) 渦は寒色系の縦棒で表示し，父島までの距離 d と渦の e-folding スケール r との比 d/r が 1 よりも小さい場合，暖色系は濃い赤色，寒色系は濃い青色になるように表示した。

時計回り渦 (暖色系縦棒) の接近で η_{3-4} が正偏差，反時計回り渦 (寒色系縦棒) の接近で η_{3-4} が負偏差となる擾乱が数多く認められる。定量的には十分ではないものの，η_{3-4} の偏差量は $B(d, r)$ 値で説明されるオーダにある。ただし，図中に a 印で示した η_{3-4} の正偏差は時計回り渦 (暖色系縦棒) の接近時ではなく，a 印を挟む前後の時期に接近した二つの反時計回り渦 (寒色系縦棒) の間にある。同様に, b 印で示した η_{3-4} の負偏差は, 二つの時計回り渦 (暖色系縦棒) の接近の間にある。このように，父島潮位に現れる 3-4 カ月変動の上下変動を全て，時計回り・反時計回りの渦の接近と単純に対応させてはいけないが，この周期帯の変動は中規模渦が父島に接近して生じた海面及び等密度変位を伴う変動として理解される。

お　わ　り　に

日本沿岸の潮位が比較的きれいな一年周期の季節変化を示すのに対して (例えば，Tomizawa et al., 1984)，伊豆小笠原海嶺上にある父島潮位は一年間の中でいくつもの極大・極小値を示し，年毎の変動振幅も大きく異なるという変動の激しい季節変化を示す。一年周期の季節変化をマスクするほどに卓越した数カ月変動の原因は，海面及び等密度変位を伴う中規模渦の小笠原諸島 (父島) 接近で説明される。中規模渦の平均的な挙動としてみた場合，父島周辺の渦は西方伝播しており，渦に対する海嶺地形の影響は渦存在頻度分布 (海嶺上で低頻度) にみられるだけであった。このように小笠原諸島周辺では中規模渦擾乱の影響が大きいものの，父島潮位の季節変化に寄与する密度 (Δst) が水深 150-300 db 付近を境界として，大気海洋相互作用が卓越する表層混合層と等密度面変位が卓越する下層で大きく異なることがわかった。父島潮位の極大 (9〜10 月) に寄与する表層混合層の水柱膨張が 10〜11

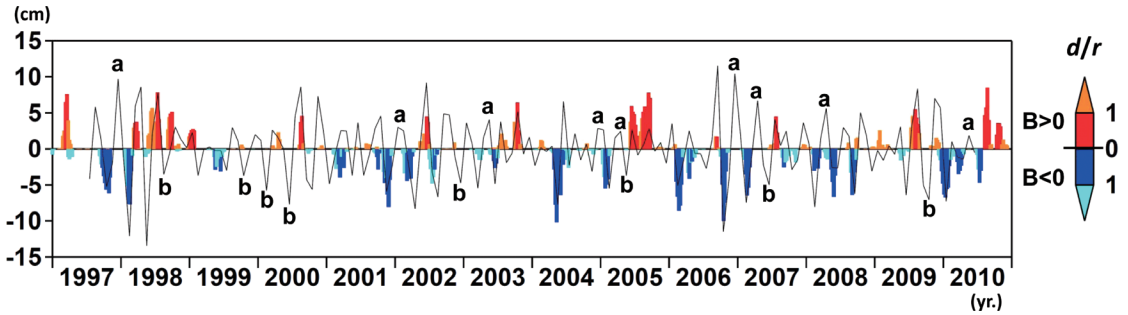

Fig. 13. Time series for comparison of 3-4 months variation of Chichijima sea level (= η_{3-4}) with the amplitude of eddies whose e-folding scales are L_s. Relative distance (d/r) between eddy center and Chichijima is drawn by the color according to the explanatory notes on the right-hand side. See the text for the explanations of letters "a" and "b".

月にあるのに対し，300 db 以深の等密度面変位の下降は 5〜7 月にあり，両者の位相差は半年近くにもなる。父島を挟む東西 2 本の観測定線における 300 db 以深の等密度面変位量を比較した結果，西方伝播する順圧ロスビー波の入射側である東側定線で大きく，これは Impinging 過程の存在を観測データから支持する結果と考える。

しかしながら，本研究は父島潮位とその周辺海域の海洋観測データに限られた局所的海域の情報提示に留まっているため，300 db 以深の等密度面変位が示した夏季 (5〜7 月) に下降，冬季 (11〜1 月) に上昇する位相変化を海嶺地形全体の Impinging 応答として理解することは危険かもしれない。現場海域における Impinging 過程の物理的理解のためには，解析領域を亜熱帯域から亜寒帯域まで拡げることは勿論のこと，中規模渦擾乱の影響をできる限り削除した解析が必要である。近年，蓄積が進んできたアルゴフロートブイによる水温・塩分データは空間的な不均一性があるために時空間解像度が低いものの，広域の等密度面変位の季節変化を議論できる唯一のデータである。本論の 4.1 節で考察したように，一年周期の調和解析法を用いれば，中規模渦擾乱の影響が削除され，等密度面変位量の概算も可能性であることが示された。それゆえ，今後は大洋スケールの衛星海面高度計データとアルゴフロートブイデータを組み合わせた調和解析法により，海洋観測資料解析の立場から，季節変化する亜熱帯・亜寒帯両循環流と大規模な海底地形との相互作用を調べていきたいと考えている。

謝　　辞

本研究で使用した定期海洋観測資料は東京都小笠原水産センター所属漁業調査指導船「興洋」により継続的に実施，蓄積された貴重なデータである。ここに記して，興洋の歴代船長を始め乗組員の皆さま，乗船調査された小笠原水産センター研究員の皆さまに厚くお礼申し上げます。

付録 A　Chelton et al. (2011) による中規模渦の同定及び渦振幅・半径・伝播速度の定義

Chelton et al. (2011) は AVISO Reference Series の海面高度偏差場 (時間間隔は 7 日，格子サイズは緯度・経度 1/4°×1/4°) に対し，ハイパスフィルタを用いて緯度・経度 10°×20° よりも大きな波長をもつシグナルを除去した後，次の (1)〜(4) の基準を満足する隣接した複数の格子で構成される領域として中規模渦を同定している。

(1) 高気圧性 (低気圧性) 渦を構成する全ての格子の SSH は 1 cm 以上 (以下) でなければならない。
(2) 渦を構成する格子数は 8〜1,000 個の範囲内でなければならない。
(3) 高気圧性 (低気圧性) 渦を構成する格子の中には最低 1 つ以上，SSH の極大 (極小) 値をもつ格子が存在しなければならない。
(4) 渦を構成する全格子の中で最も離れた 2 つの格子間距離が，基準値 (緯度 25° より極側で 400 km，赤道〜緯度 25° では 1,200〜400 km で線形的に変化) よりも小さくなければならない。

具体的には，SSH 値を −100 cm (+100 cm) から開始して，1 cm ずつ増加 (減少) させ，その都度，(1)〜(4) の基準を満たす隣接した複数の格子が存在するかどうかを検索し，全ての基準を満たしたときの複数格子を中規模渦の領域と同定する。なお，一度中規模渦として同定された格子領域は，それ以降の渦の同定作業からは除外される。

渦の振幅値は，高気圧性 (低気圧性) 渦の場合，渦領域内の SSH の最大値 (最小値) と，渦の外縁を構成する各メッシュの SSH の平均値との差として定義される。渦の半径については，同定された渦の面積と等しい面積をもつ円の半径を，渦の実行半径 L_{eff} として定義される。また，渦領域内において閉じた SSH 等値線の中で海面地衡流速が極大となる等値線 (相対渦度がほぼ零) で囲まれた領域の面積と同じ面積をもつ円の半径を L_s と定義する。Chelton et al. (2011) では，全ての渦の統計処理では L_s〜$0.7L_{eff}$ の関係が成り立つことが示されている。本論 4.2 節の解析において，後者の半径 L_s をガウス関数で近似した渦の e-folding スケールとして用いた。渦の中心は同定した渦領域の重心として定義され，時間ステップ k における渦中心から，南北幅 150 km・東西幅およそ 300 km (東西幅は赤道に近づくほど増加) の楕円内に，次の時間ステップ k+1 の渦中心が存在するならば，同一渦であると判断する。それゆえ，楕円内に次の時間ステップの渦中心がないとき，渦の消滅としている。同一渦の伝播速度は，時間ステップ $k-1$ から k の間に渦中心が移動した距離を移動時間 7 日で割って見積もっている。

参 考 文 献

Aoki, S. and Imawaki, S. (1996)　Eddy activities of the surface-layer in the western North Pacific detected bysatellitealtimeterand radiometer.　*J. Oceanogr.*, **52**, 457-474.

Chelton, D.B., Schlax, M.G. and Samelson, R.M. (2011)　Global observations of nonlinear mesoscale eddies.　*Prog. Oceanogr.*, **91**, 167-216.

Ebuchi, N. and Hanawa, K. (2000)　Mesoscale eddies observed by TOLEX-ADCP and TOPEX/POSEISON altimeter in the Kuroshio Recirculation region south of Japan.　*J. Oceanogr.*, **56**, 43-57.

Greatbatch, R.J. and Goulding, A. (1990)　On the seasonal variation of transport through the Tokara Strait.　*J. Oceanogr. Soc. Japan*, **46**, 9-20.

Isobe, A. and Imawaki, S. (2002)　Annual variation of the Kuroshio transport in a two-layer numerical model with a ridge.　*J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 994-1009.

Kobashi, F. and Kawamura, H. (2001)　Variation of sea surface height at periods of 65-220 days in the subtropical gyre of the

North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **106**, 26817–26831.
Kubota, M., Yokota, H. and Okamoto, T. (1995) Mechanism of the seasonal transport variation through the Tokara Strait. *J. Oceanogr.*, **51**, 441–458.
黒田　寛・磯田　豊・大西光代・岩橋雅行・佐藤千鶴・中山智治・伊藤集通・伊勢田賢一・西沢慶介・島　茂樹・外川織彦 (2003)　日高湾西部陸棚域における 10 日，25 日，60 日周期流速変動．海の研究，**12**, 195–214.
Masuda, A. (1982) An interpretation of the bimodal character of the stable Kuroshio path. *Deep–Sea Research*, **9**, 471–484.
阪本敏浩 (2006)　大規模な海洋循環に対する海底地形の動力学的効果およびその黒潮流量変動への適用．ながれ，**25**, 49–60.
Tomizawa, K., Hanawa, K., Kurasawa, Y. and Toba, Y. (1984) Variability of monthly mean sea level and its regional featuresaround Japan and Korea. p. 273–285. In *Ocean Hydro. Japan and East China Seas*, ed. by T. Ichiye, Elsevier, Amsterdam.
White, W.B. and McCreary, J.P. (1976) On the formation of the Kuroshio meander and its relationship to the large–scale ocean circulation. *Deep–Sea Research*, **23**, 33–47.