

— 2015年度 日本海洋学会 岡田賞受賞記念論文 —

西岸境界流およびその続流の変動に関する 理論的・解析的研究*

佐々木 克徳[†]

要 旨

地球の気候システムにおいて海洋循環の西岸境界流およびその続流は大量の熱を熱帯域から極域へと運び、大気へ放出するなど重要な役割を果たしている。本稿ではその西岸境界流の中で黒潮続流域、メキシコ湾流域、および南太平洋亜熱帯循環域における十年スケール変動とそのメカニズムについての研究成果を紹介する。黒潮続流の十年スケール変動のメカニズムとして、ジェットに沿って西方伝播する jet-trapped ロスビー波を提案し、このロスビー波により西方伝播するシグナルの速度や十年スケール変動の空間構造、振幅が良く説明されることを示す。またこの jet-trapped ロスビー波は、黒潮続流の流速や中規模渦活動、日本沿岸の水位変動にも大きく影響する。同様にメキシコ湾流の変動にも jet-trapped ロスビー波が重要である。一方、南太平洋亜熱帯循環の強さも顕著な十年スケール変動を示し、エルニーニョの十年スケール変動に伴う風の変動によって励起される線形長波ロスビー波で良く説明される。

キーワード：西岸境界流，黒潮続流，十年スケール変動，jet-trapped ロスビー波，
海面上昇

1. はじめに

地球の気候システムにおいて、海洋循環は大量の熱を熱帯域から極域へと運ぶ役割を担うなど、重要な役割を果たしている。特に亜熱帯域に位置する亜熱帯循環は大

気に匹敵する多くの熱を極向きに輸送している (e.g., Trenberth and Caron, 2001)。亜熱帯循環域でこの大量の熱輸送を実質的に担うのは、亜熱帯循環の西側を流れ、大きい極向き流量を持つ西岸境界流である。また西岸境界流域およびその続流域は、熱帯域から輸送された大量の熱が大気へと放出される領域でもある。このため海表面水温の南北勾配も大きく、海洋が大気に与える影響を考えると非常に重要な領域である (e.g., Minobe *et al.*, 2008; Sasaki *et al.*, 2012)。したがって西岸境界流とその続流域の変動について知ることは、地球の気候システムを理解する上で非常に重要である。

また近年注目を集めている地球温暖化に伴う海面上昇でも、亜熱帯循環域は顕著な上昇が見られる領域であ

* 2015年9月1日受領；2015年11月3日受理
著作権：日本海洋学会，2016

[†] 北海道大学大学院理学研究院
〒060-0810 札幌市北区北10条西8丁目
北海道大学理学部8号館8-3-20
TEL：011-706-4494
e-mail: sasakiyo@mail.sci.hokudai.ac.jp

る。衛星高度計の観測による全球での海面高度上昇のパターンは空間一様ではなく、熱帯太平洋・南北太平洋亜熱帯循環域の西部で上昇が大きく、特に黒潮統流域で大きい (Fig. 1)。気候モデルの温暖化実験による将来の海面高度上昇パターンでも、南太平洋亜熱帯循環域と北太平洋亜熱帯循環域の西部では、全球平均の海面高度上昇よりも大きく上昇すると予測されている (e.g., Yin *et al.*, 2009)。このような空間構造がなぜ生じるか、あるいは将来の海面上昇がどのようになるかを知るためにも、西岸境界流域とその統流域の変動の理解は重要である。

近年の衛星高度計による全球での高解像度観測や、アルゴフロートによる海洋内部の観測網の発達、スーパーコンピュータの高速化により高解像度化した海洋モデルのシミュレーションの結果から、亜熱帯循環や西岸境界流の変動を以前より詳細に調べることができるようになってきた。これにより亜熱帯循環の西岸境界流、特に黒潮統流とメキシコ湾流が活発な中規模渦活動を伴うジェット構造を持ち、十年程度の時間スケールで顕著な変動を示すことが明らかにされてきた。そこで以下では、2節で黒潮統流とメキシコ湾流の十年スケール変動、3節では南太平洋亜熱帯循環とそれに伴う西岸境界流域の十

年スケール変動についての研究をそれぞれ紹介する。4節はまとめとした。

2. 黒潮統流とメキシコ湾流の十年スケール変動

この節では黒潮統流とメキシコ湾流の十年スケール変動とそのメカニズムについての研究を紹介する。衛星高度計データや高解像度海洋モデルの登場以前から、黒潮統流域では現場観測や低解像度の海洋モデルを用いて十年スケール変動が卓越することが示されてきた (e.g., Miller *et al.*, 1998; Deser *et al.*, 1999; Lysne and Deser, 2002)。これらの研究では、北太平洋中東部での風の変動により生じたシグナルが線形長波ロスビー波として西方へと伝播し、黒潮統流域の十年スケール変動を生じるというメカニズムが有力視されていた。しかしながら、高解像度データの登場により、このメカニズムでは変動の特徴を説明できないことが明らかになってきた。2.2節で詳しく述べるが、線形長波ロスビー波は北太平洋亜熱帯循環域の海面高度変動を概ね良く説明する一方で、黒潮統流付近での再現性は悪い (Qiu, 2003; Taguchi *et al.*, 2007)。これは線形ロスビー波などの既存の力学的枠組

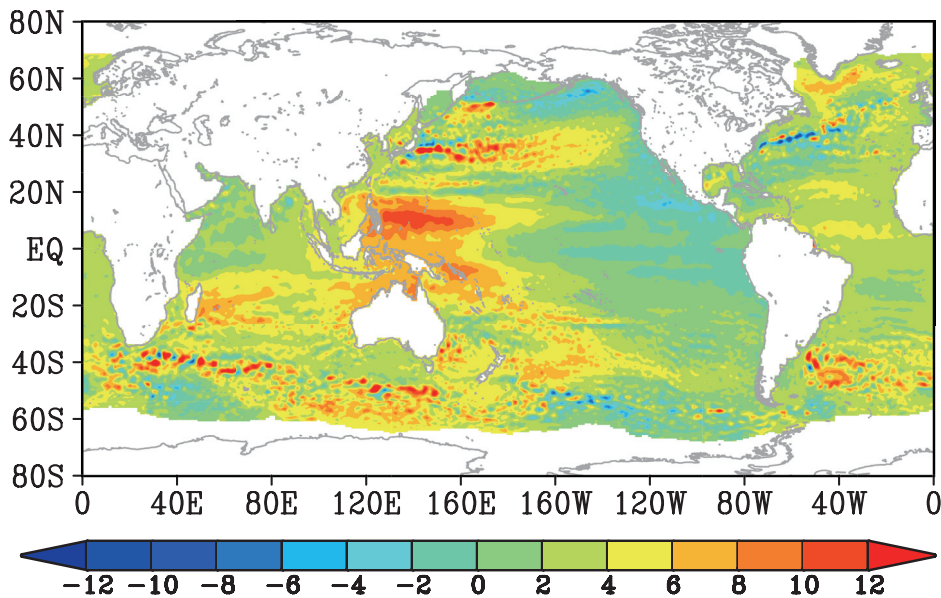


Fig. 1. A spatial pattern of the linear trend of sea level during the period 1993-2010 from satellite data. Unit is mm year^{-1} .

みでは、非線形性が強い黒潮続流ジェットの変動を陽に扱えないことに起因する。この問題に対して Sasaki and Schneider (2011a) は jet-trapped ロスビー波と呼ばれるジェットの軸上を伝播する波が、黒潮続流域の十年スケール変動のメカニズムとして重要であることを提案した。

以降の節では、まず 2.1 節でこの jet-trapped ロスビー波とその基礎となる thin-jet 理論について簡単に説明する。このメカニズムを 2.2 節では海洋大循環モデルにより再現された黒潮続流変動に、2.3 節では衛星海面高度計により観測された黒潮続流変動に、2.5 節では海洋大循環モデルによるメキシコ湾流変動へ適用し、これらの変動が jet-trapped ロスビー波で良く説明されることを示す。さらに 2.4 節では黒潮続流変動に伴う日本沿岸の水位変動を示し、jet-trapped ロスビー波が日本沿岸の水位変動にも重要な影響を与えることを示す。

2.1 jet-trapped ロスビー波

線形ロスビー波の理論では、力学的な枠組みとしてプリミティブ方程式系の変動を定常場と時間変動場に分け、さらに時間変動場の振幅は定常場の振幅に比べ非常に小さいという仮定をおいて、デカルト座標系での線形化を行う。しかし黒潮続流ジェットの十年スケール変動の場合には、ジェット自体の位置が大きく変動するために定常場と時間変動場の振幅が同程度となり、時間変動場の振幅が小さいという仮定は成り立たず、線形化の仮定が適用可能かどうか疑わしい。一方で、線形化をしない場合には方程式系に非線形項が残り、解析的に式を解くことが難しい。そこでこの問題を解決するために Sasaki and Schneider (2011a) は Cushman-Roisin *et al.* (1993) の thin-jet 理論を用いた。Cushman-Roisin *et al.* (1993) はこの理論を主にメキシコ湾流ジェットの定在蛇行に対し用いたが、Sasaki and Schneider (2011a) はこの理論がジェットの十年スケール変動に適用可能であることを示した。この理論ではまず方程式系をデカルト座標系から自然座標系へと変換する (Fig. 2)。ジェットの軸に追従する自然座標系上で変動を見ると、定常場の振幅に比べ変動場の振幅は小さい。このことを利用し、自然座標系上でスケールリングを行い、線形化をすることで上述の問題を解決し、非線形性の強いジェットの変動について

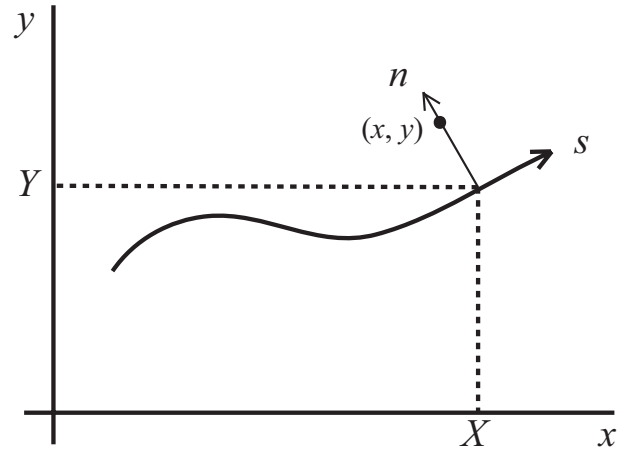


Fig. 2. A geometry of the thin-jet model. Any point (x, y) in Cartesian coordinates can be expressed in natural coordinates (s, n) , where s is distance along the jet and n is distance from the nearest point (X, Y) on the jet. (From Sasaki and Schneider 2011a)

の準解析的な記述ができ、変動についての単純化した観測の力学からの理解が可能となる。

Sasaki and Schneider (2011a) では 1.5 層モデルのプリミティブ方程式を自然座標系に変換し、ジェットの時間スケールを十年スケール、空間スケールを 8,000 km 程度とし、さらにほぼ東向きのジェットを仮定して方程式系を線形化し、以下の式を得た (詳細な導出については Sasaki and Schneider (2011a) を参照されたい)。

$$\frac{\partial Y}{\partial t} - b \frac{\partial Y}{\partial s} = 0 \quad (1)$$

ここで t は時間、 s はジェット軸に沿った距離、 Y はジェット軸の緯度の偏差を表す。この式の左辺の初項は上層の厚さの変化に伴うジェット軸の緯度の偏差の時間変化を、第 2 項はジェットの蛇行に伴う南北位置の変化による惑星渦度の変化を表し、ジェット軸の緯度の偏差 Y がこの 2 項間での渦位バランスによりロスビー波として速度 b で西方へと伝播する。なおこの速度 b は、ジェットの北側と南側での線形長波ロスビー波の伝播速度の平均値で与えられる。ここでは長波長の蛇行について考えているので、蛇行に伴う相対渦度の変化は無視できる。またジェットの強い流れによる移流はジェットに伴う上層の厚さの強い南北勾配により生じる渦位勾配の影響と

打ち消し合う non-Doppler 効果 (e.g., Liu, 1999a; 1999b) のため、伝播には影響しない。ジェットがあることで渦位の南北勾配が強いために、この伝播の際にジェットが南北に移動してもジェットの南北構造は変化しない。以下、線形長波ロスビー波と区別するために、このジェットを導波管として西方伝播するロスビー波を jet-trapped ロスビー波と呼ぶ。次節からは、この jet-trapped ロスビー波の十年スケール変動に対する役割について検証する。

2.2 海洋大循環モデルによる黒潮続流変動

Sasaki and Schneider (2011a) では渦解像 ($0.1^\circ \times 0.1^\circ$) の全球海洋大循環モデルである OFES (OGCM for the Earth Simulator; Masumoto *et al.*, 2004; Sasaki *et al.*, 2008a) の過去再現実験の結果を用いて、黒潮続流域の十年スケール変動に関するシグナルの西方伝播とそのメカニズムについて解析を行った。解析には NCEP/NCAR の再解析データ (Kalney *et al.*, 1996) で駆動した 1960 ~ 2004 年のデータを用いた。

まず黒潮続流域の主変動を EOF (Empirical Orthogonal Function) 解析を用いて抽出した。黒潮続流域での海面高度の EOF 第 1 モードは、黒潮続流の流軸上で大きい正の振幅を示し、東西に長い空間構造を持つ (Fig. 3a)。このモードの時間関数は顕著な十年スケール変動を示し、特に 1980 年代前半に正の位相から負の位相への急峻な変化を示す (Fig. 3b)。またこの時間関数は流速の最大値で定義した黒潮続流の流軸緯度と非常に高い相関を持つ。すなわち、このモードは黒潮続流の流軸の南北移動を表し、1980 年代前半の位相変化は黒潮続流の流軸の南への移動を表す。この変化は黒潮続流域での観測結果と一致しており (e.g., Joyce and Dunworth-Baker, 2003; Nonaka *et al.*, 2006)、気候レジームシフトと呼ばれる 1970 年代後半のアリューシャン低気圧の急峻な変化 (e.g., Minobe, 1997; Mantua *et al.*, 1997) と関係している。

上述したように過去の研究により、この黒潮続流の十年スケール変動は北太平洋中央部から東部での大気変動が海洋中にシグナルを励起し、それが線形長波ロスビー波として西方伝播することで生じることが指摘されている。そこで線形長波ロスビー波モデルを用いて、この黒

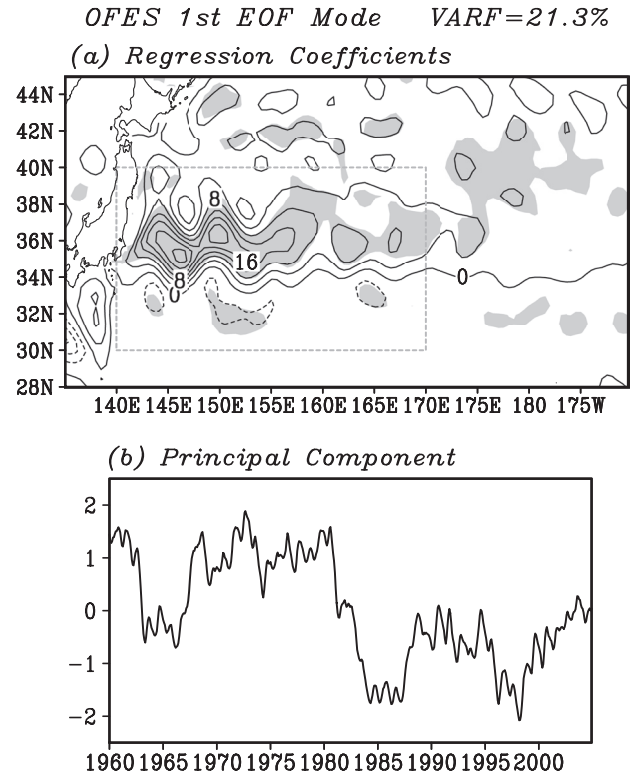


Fig. 3. The first EOF mode of Sea Level Anomalies (SLAs) of OFES from 1960 to 2004. Domain of the EOF analysis is denoted by the gray box in panel (a). (a) Regression coefficients of SLAs of OFES onto the principal component (PC) of the first EOF mode. Shading indicates the regions where the absolute correlations are greater than 0.4. (b) PC of the first EOF mode. (Modified from Sasaki and Schneider 2011a)

潮続流変動の再現を試みた結果を Fig. 4 の (a) に示す。Fig. 3a と比較すると、黒潮続流域に正の偏差が存在する点は整合的だが、この正の偏差の南北スケールは大きく、逆に振幅は非常に小さい。したがって、線形長波ロスビー波ではこの黒潮続流域変動を説明できない。

それでは黒潮続流域の変動について jet-trapped ロスビー波で説明できるかどうかを調べる。まず西方伝播する海面高度偏差について調べるために、各経度での流速の最大値で定義した黒潮続流の流軸緯度の偏差を Fig. 5 に示す。この結果、流軸の南北移動には明瞭な西方伝播 (位相速度は約 1.7 cm s^{-1}) がみられた。この伝播速度は

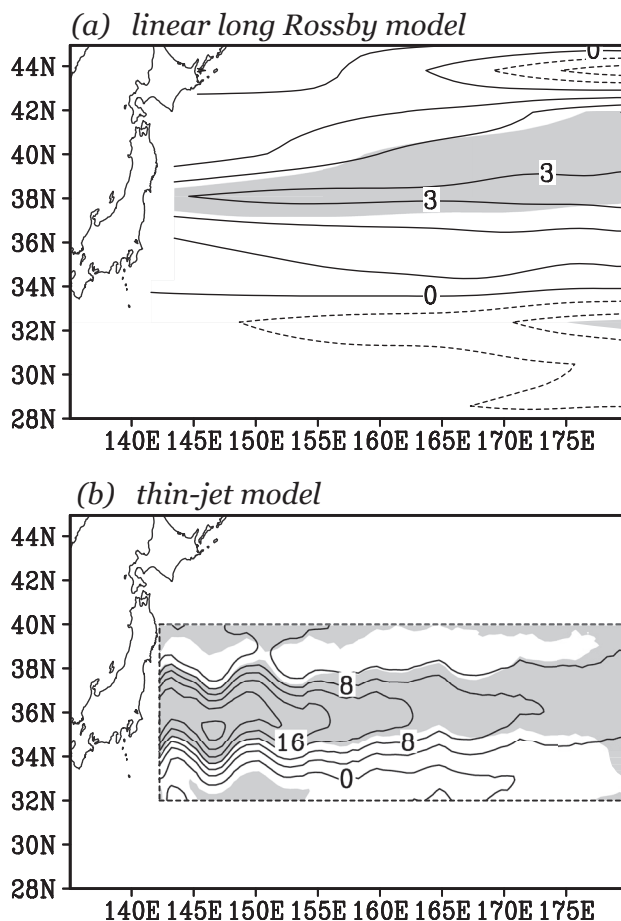


Fig. 4. Regression coefficients of SLAs calculated by (a) the linear long Rossby wave model and (b) the thin-jet model onto PC shown in Fig. 3b. Shading indicates the regions where the absolute correlations are greater than 0.4. (Modified from Sasaki and Schneider 2011a)

OFES のこの緯度帯での長波ロスビー波 (約 $2.5 \sim 3.5 \text{ cm s}^{-1}$; Aoki *et al.*, 2009) より若干遅い程度であり, 2.1 節で述べた理論と整合的である。この結果は黒潮続流の流軸の南北移動が少なくとも日付変更線付近からジェット軸に沿って西方伝播し, 黒潮続流上流での変動を生じることを示す。また黒潮続流の流軸の南北シフトに伴う流速の南北断面構造の変化を調べると, 流軸が北に位置する場合でも南に位置する場合でも, 流速の南北断面構造はほぼ一致する。この結果も thin-jet 理論と整合的である。

さらに jet-trapped ロスビー波との整合性を調べるために, thin-jet 理論の結果を元に黒潮続流域での海面高度偏差を求めた。黒潮続流の海面高度の南北構造は定常で, その緯度のみ時間変動するとして, 経度 180° (日付変更線) での OFES での続流の流軸の緯度変動を (1) 式に与えてその後の時間発展と付随する海面高度変動を求めた。この海面高度と EOF 第 1 モードの時間関数との間での回帰係数を Fig. 4 の (b) に示す。この海面高度変動は黒潮続流の流軸付近に集中しており, OFES での海面高度変動 (Fig. 3a) の振幅, ならび南北スケールを非常に良く再現している。したがって, 黒潮続流の十年スケール変動は西方伝播する jet-trapped ロスビー波で説明される。

2.3 衛星観測による黒潮続流変動

Sasaki and Schneider (2011a) では海洋大循環モデルの結果を用いたが, Sasaki *et al.* (2013) では AVISO (Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic data) によりグリッド化された 1993 ~ 2010 年の衛星海面高度計による海面高度の月平均データ (Ducet and Le Traon, 2001) を用いて, 黒潮続流の十年スケール変動について解析を行った。黒潮続流域の海面高度の EOF 第一モードは, OFES の結果と同様に黒潮続流の流軸付近に大きな振幅を持ち, 東西方向に長く, 南北方向に狭い空間スケールを持つ (図示せず)。この第一モードの時間関数は十年スケールでの変動が卓越しており (Fig. 6: 黒実線), 黒潮続流の流軸緯度, 速度との関係を調べると, 正 (負) の位相の時に流軸が北 (南) に位置し, 続流は強化 (弱) している (Fig. 6: 黒破線と灰実線)。この続流の流軸緯度と強さの変動の同期は過去の衛星海面高度計による海面高度データを用いた研究 (e.g., Qiu and Chen, 2005) と一見整合的である。しかし, より詳細に調べると流軸の緯度の変化と EOF 第一モードの時間変動は同期しているが, 両者の変動は続流の強さの変動に対して約 9 か月先行しており, 続流の強さと緯度の変化が同期しているとした Qiu and Chen (2005) の結果と異なっている。この関係については後述する。

この黒潮続流変動に対する伝播シグナルの影響を調べると, 3 年先行して北太平洋東部に広い南北スケールと弱

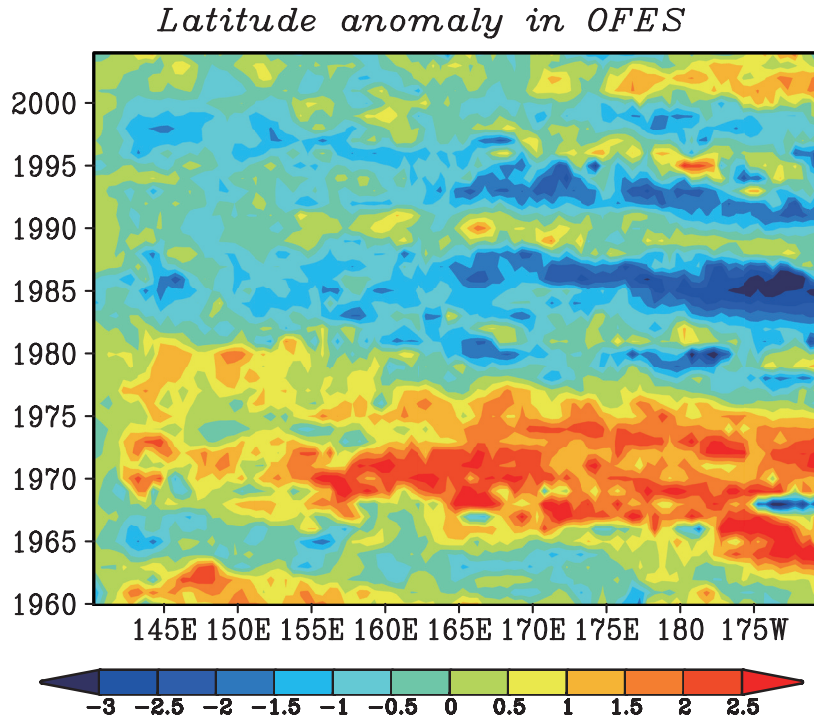


Fig. 5. Anomalies of annual mean latitude of the Kuroshio Extension (KE) jet axis at each longitude. Unit is degree. (From Sasaki and Schneider 2011a)

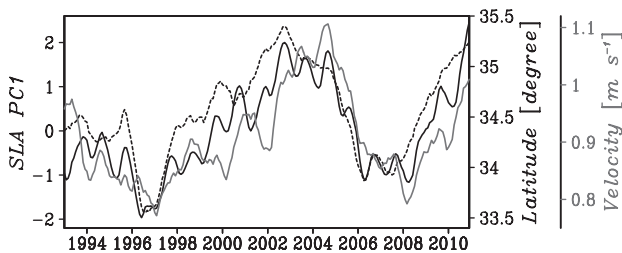


Fig. 6. The latitude (black dotted) and velocity (gray solid) of the KE jet at the surface averaged over 140°-165°E along with PC of the first EOF mode of satellite-derived SLAs in the KE region (black solid). (From Sasaki et al. 2013)

い振幅を持つ海面高度偏差が生じる。この海面高度偏差は大気の花応力カールの変動により生じている。この海面高度偏差がゆっくりと西方へ伝播し、黒潮統流の流軸緯度を変動させている (Fig. 7)。このシグナルは、線形の長波ロスビー波から期待される真西ではなく、jet-trapped ロスビー波から期待される黒潮統流の流軸上を

伝播しており、流軸の緯度偏差に日付変更線付近から明瞭な西方伝播が見られる (Fig. 8 の (a))。この伝播の速度は約 5 cm s^{-1} である。この伝播速度は過去の研究で報告されているこの領域での線形長波ロスビー波の速度に比べて同程度か若干早い程度であり、理論と整合的である ($3 \sim 5 \text{ cm s}^{-1}$; Aoki and Imawaki, 1996; Wang *et al.*, 1998; Qiu, 2003)。

Fig. 7 をさらに詳しく見ると、西方伝播する海面高度偏差は西へ行くにつれて南北スケールが狭くなり、対照的に振幅は増加している。この振幅と南北スケールの変化はなぜ生じているのだろうか？ jet-trapped ロスビー波に伴う渦位偏差は、近似的にはジェットの高さ (ジェットの南北での海面高度差) とジェットの南北への移動距離の積で与えられる。すなわち、ジェットが強くと、ジェットの移動距離が大きいほど、生じる渦位偏差は大きくなる。黒潮統流ジェットは上流域ほど強く、東へ行くほど流れが減衰し弱くなる。したがってロスビー波の伝播中に渦位偏差が保存していると仮定すると、下流域ほどジェットの南北への移動距離は大きく、反対に上流域ほど南北

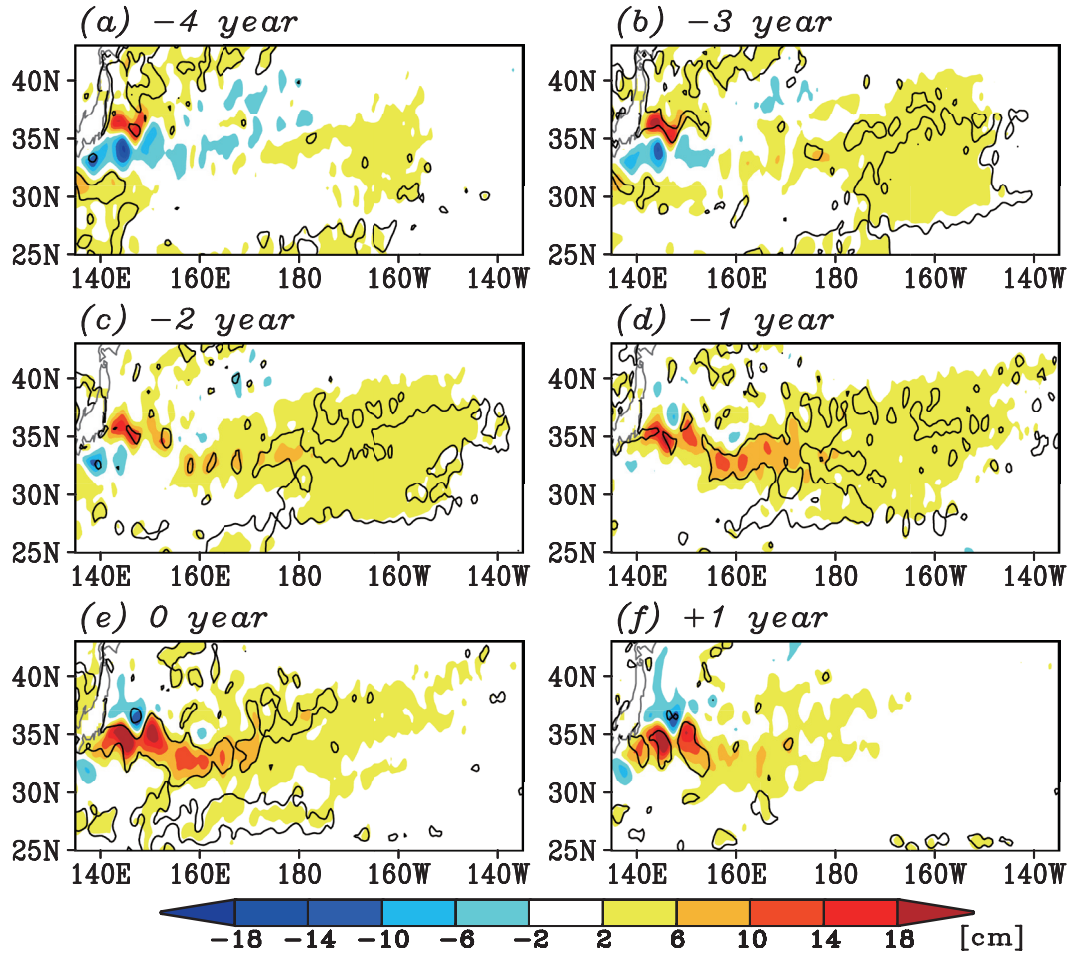


Fig. 7. Lag regressions of SLAs of the satellite observation onto PC shown in Fig. 6 for the lag years of (a) -4, (b) -3, (c) -2, (d) -1, (e) 0, and (f) +1, where negative lag means that PC lags SLAs. The contour indicates the regions where the correlations are statistically significant at 95% confidence level. (From Sasaki et al. 2013)

への移動距離は大きくなる必要がある。そのため Fig. 7 に示すように、下流では海面高度偏差の振幅は小さいが南北スケールが大きく、西方へと伝播するに従い振幅は大きく南北スケールは小さくなることが期待される。実際にジェットを挟んだ南北での海面高度差とジェットの南北への移動距離の積を求めると、経度に対してほぼ一定であり、この渦位保存の関係で伝播中の海面高度偏差の変化が説明される。

再び黒潮続流上流域の流速変動に話を戻す。前述したように黒潮続流の流速は、jet-trapped ロスビー波が黒潮続流域に入射し黒潮続流の流軸が北上(南下)した数ヶ月後に強化(弱化する)。この黒潮続流上流の流速の変

化は黒潮続流南北の再循環が共に強化(弱化する)ことで生じている。また興味深いことにこの流速変化は、約 6 cm s^{-1} の速度で東方(下流)へと伝播している (Fig. 8 の (b))。この南北の再循環の強さの変化と、流速変化シグナルの西岸付近から東方への伝播は、高次モードのロスビー波や移流の影響 (e.g., Nakano et al., 2008; Sasaki et al., 2010) が黒潮続流の流速変化に対して重要であることを示唆する。実際に数値モデルを用いた研究から西岸境界へのロスビー波が入射した後に再循環の強さが変動する現象が報告されている (Taguchi et al., 2005)。またこの結果は黒潮続流の流速の十年スケール変動は、黒潮続流に入射する jet-trapped ロスビー波がトリガーと

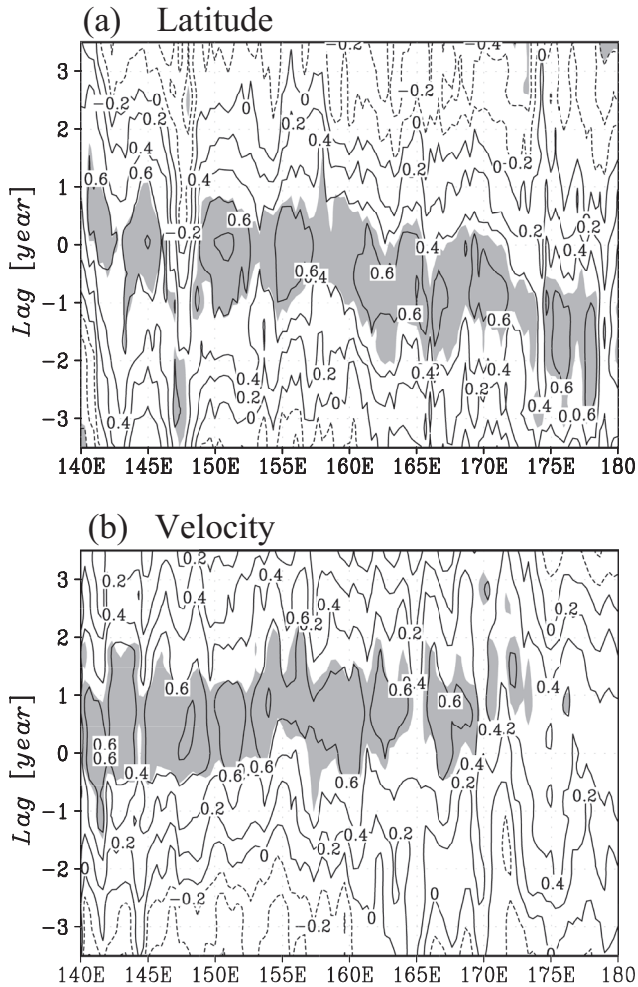


Fig. 8. Lag correlations of PC shown in Fig. 6 with (a) the latitude of the KE jet and (b) the absolute velocity over the KE jet axis. Shading indicates the regions where the correlations are statistically significant at 95% confidence level. Negative lag means that PC lags. (Modified from Sasaki et al. 2013)

なっていることを示す。

さらに Sasaki and Minobe (2015) は、衛星高度計データを用いて、この黒潮続流ジェットの流れ変動と、ジェットから切離する中規模渦の数の経年変動の関係について解析を行った。その結果、黒潮続流上流、下流の両領域で、ジェットの流速と渦の切離数は負の相関関係があることを示した。すなわち、黒潮続流ジェットの流速が速い年には、ジェットから切離する中規模渦の数は少なく

なる。Sasaki and Minobe (2015) で示されているように、黒潮続流から切離する中規模渦により輸送される熱輸送は北太平洋の 35°N での南北渦熱輸送の約 4 分の 1 に相当し、この渦の切離数の経年変動は黒潮続流域の海表面水温変動にも影響を与える。この結果は Sugimoto and Hanawa (2011) の結果と整合的である。

最後に以上の結果を黒潮続流域の安定 / 不安定 (stable/unstable) モード (Qiu and Chen, 2005; 2010) と比較する。Qiu and Chen (2005, 2010) では衛星海面高度計による海面高度データを元に、黒潮続流上流域での流軸距離が長く (短く)、渦活動エネルギーが大きい (小さい) 時期を不安定 (安定) 期と定義し、不安定 (安定) 期には黒潮続流は弱化 (強化) し、流軸は南下 (北上) することを示した。同じく衛星海面高度計による海面高度データを元にした Sasaki *et al.* (2013) と Sasaki and Minobe (2015) の結果は、これらの変化を励起するのは jet-trapped ロスビー波であることを示す。すなわち、大気変動により励起され、北太平洋を数年かけて西方伝播する jet-trapped ロスビー波により、まず黒潮続流の流軸の緯度が変化する (Fig. 7)。この jet-trapped ロスビー波が入射した影響により西岸境界付近から東方伝播するシグナルが生じ、黒潮続流の流速を変化させる (Fig. 6, Fig. 7 と Fig. 8 の (b))。このメカニズムは、前述した黒潮続流の緯度の変化が、流速の変化に数か月先行して生じることと矛盾しない。最後に続流流速の変動は続流からの渦の切離数に影響を与える (Sasaki and Minobe, 2015)。したがって、jet-trapped ロスビー波の黒潮続流域への入射が、黒潮続流域の安定 / 不安定期の間を遷移させるために重要である。

2.4 黒潮続流変動に伴う日本沿岸水位の変動

2.2-2.3 節で述べたように、黒潮続流の十年スケール変動は海面高度変動に顕著に表れる。実際、衛星観測期間中の黒潮続流域に見られる顕著な海面高度上昇トレンド (Fig. 1) は、主にこの黒潮続流の十年スケール変動の位相変化に起因する (Fig. 6 の黒実線)。それではこの黒潮続流変動に伴い、黒潮続流域のすぐ西側に位置する日本の沿岸水位はどのように変化するのであろうか？日本周辺の海洋循環変動と日本沿岸水位の関係について、過去の研究では黒潮大蛇行に伴い本州南東岸の水位が変動する

こと (e.g., Kawabe, 1987) や、偏西風変動で励起される風成循環の 20 年周期の変動が沿岸水位にも見られることが報告されている (Senjyu *et al.*, 1999; Yasuda and Sakurai, 2006)。しかし衛星高度計データに見られる近年の黒潮続流域の顕著な海面高度変動と日本沿岸水位の関係は調べられていない。Sasaki *et al.* (2014) は衛星海面高度計による海面高度データと潮位計による日本沿岸水位データを用いて、日本沿岸水位と黒潮続流域変動の関係について解析を行った。衛星海面高度データは AVISO の 1993 ~ 2010 年の月平均データを用いた。日本沿岸の潮位計の月平均海面水位は PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level) 提供の 1993 ~ 2010 年のデータ (Woodworth and Player, 2003) と、国土地理院提供の GPS データを用いて地殻変動により生じる高度変化を除去した 2003 年前半 ~ 2010 年のデータ (三浦・川元, 2012) の 2 種類を使用した。なお、すべての海面水位データから、全球平均の海面上昇トレンド ($+3.0 \text{ mm yr}^{-1}$) と各点での月平均値を引き、さらに 9 カ月移動平均によるローパスフィルタを施してから解析を行っている。

日本周辺の海洋循環変動と日本沿岸水位変動の間の共変動を抽出するために、衛星海面高度計による北太平洋西部の海面高度偏差と、PSMSL の潮位計の日本沿岸水位の間で SVD (Singular Value Decomposition) 解析を行った。この SVD 第 1 モードは、両者の共変動の 60.3% を説明する。SVD 第 1 モードの時間関数は衛星観測、潮位計共に十年スケールで卓越した変動を示す (図示せず。ただし SVD 第 1 モードの衛星観測の時間関数は Fig. 6 の黒実線で示した海面高度の EOF 第一モードの時系列と非常に類似にしている)。この第 1 モードの衛星観測の時間関数と北太平洋西部の海面高度変動の関係を調べると、黒潮続流ジェットに沿って日本南岸まで伸びる大きい正の偏差を示す (Fig. 9)。この空間構造は黒潮続流ジェットの南北移動との関係を示唆し、実際に SVD 第 1 モードの衛星観測の時間関数と黒潮続流の流軸緯度変動は非常に高い相関 ($r = 0.89$) を示す。したがって、日本沿岸水位と最も共変動の大きい北太平洋西部の海洋循環変動は、黒潮続流緯度の十年スケール変動である。この黒潮続流緯度の変動のメカニズムは、2.3 節で示したように北太平洋中央部から東部に生じた海面高度偏差が jet-

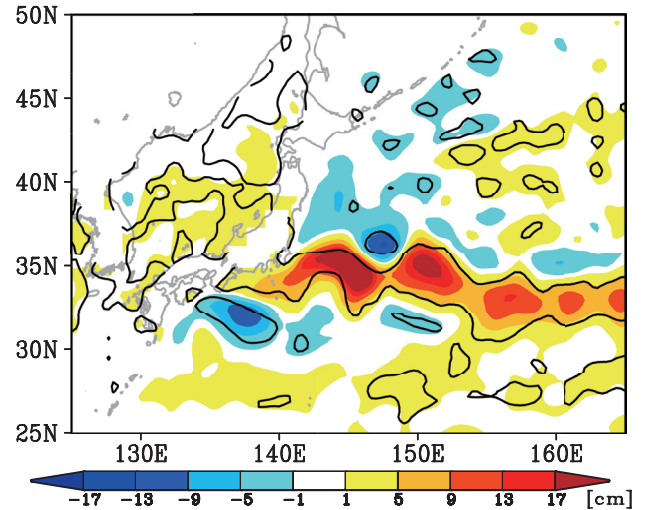


Fig. 9. Regression coefficients of SLAs of the satellite data onto the time series of the first SVD mode for satellite SLAs. The contour indicates the regions where the correlations are statistically significant at 95% confidence level. (From Sasaki *et al.* 2014)

trapped ロスピー波として西方伝播し、数年かけて黒潮続流域に到達することで生じている。

次にこの黒潮続流変動に伴う日本沿岸の水位変動を調べると、西日本の沿岸水位が黒潮続流変動と正の相関・回帰係数を示し、特に東海・関東地方南岸で大きい変動を示す (Fig. 10)。これは黒潮続流ジェットが北へシフトすると、これらの領域での沿岸水位が上昇することを示す。より定量的には、黒潮続流ジェットが北へ 1 度シフトすると、東海・関東地方南岸で約 10 cm 水位が上昇する。興味深いことに、この水位変動の地域差は非常に大きく、東北地方の太平洋沿岸では相関・回帰係数は低く、ほとんど変化せず、この値の高低の境目は房総半島付近に位置する。同様の沿岸水位変動の地域差は、GPS で高度補正をした国土地理院提供の沿岸水位データでも見られるため、地殻変動の影響によるものではない。

それでは、なぜ黒潮続流変動に伴う沿岸水位変動にこのような明瞭な地域差が存在するのだろうか？北太平洋中央部から東部に生じた海面高度偏差は、上述したように jet-trapped ロスピー波として西方伝播し、その伝播過程で黒潮続流ジェットに集中し南北スケールが狭くなり、

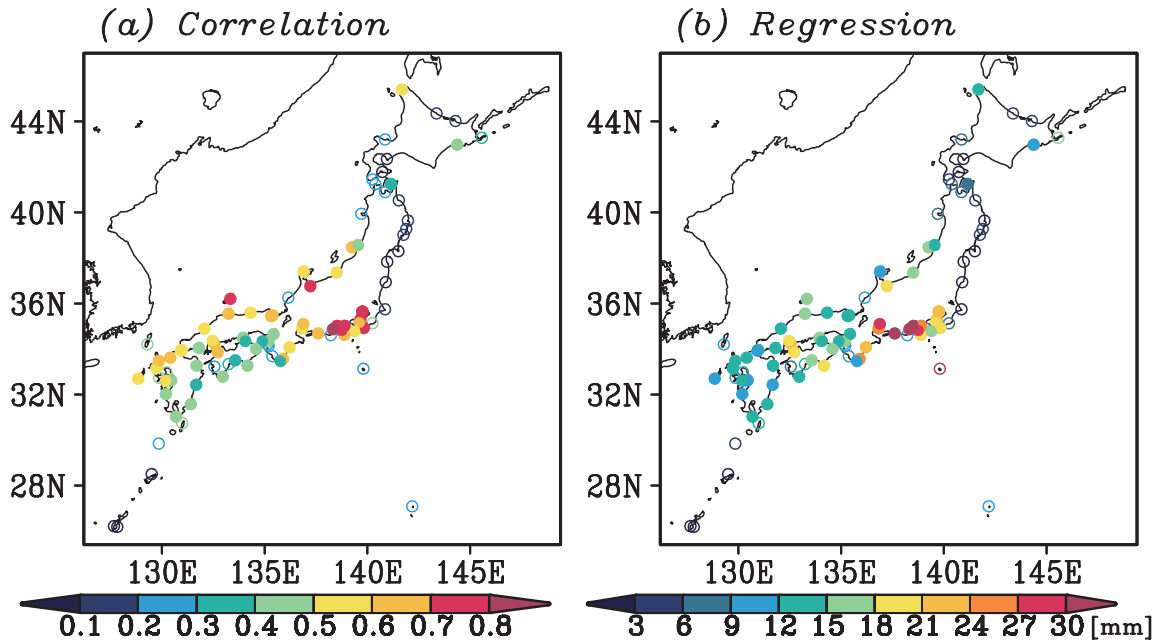


Fig. 10. (a) Correlation and (b) regression coefficients of SLAs of tide-gauge data onto the time series of the first SVD mode for satellite SLAs. The closed (open) circles mean that the correlation is statistically significant (insignificant) at 95% confidence level. (Modified from Sasaki et al. 2014)

振幅が大きくなる。そのため、黒潮統流が流れる関東南岸で沿岸水位変動の振幅は大きくなる (Fig. 11 の “active zone”)。また日本沿岸へと入射した jet-trapped ロスビー波の一部は沿岸波として岸を右手に見て伝播するため、西日本でも沿岸水位の変動が生じる。一方、東北地方の太平洋沿岸へは黒潮統流緯度の北に位置するため jet-trapped ロスビー波が入射せず、沿岸波もほとんど伝播してこない。このため振幅は小さくなる (Fig. 11 の “shadow zone”)。すなわち、黒潮統流ジェットが存在することが、日本沿岸の水位変動の空間構造に強く影響している。

気候モデルによる将来予測の結果によると、黒潮統流付近は全球平均の海面上昇よりも大きく海面が上昇することが示されており (e.g., Yin *et al.*, 2009; 2010), この海面上昇は黒潮統流の北へのシフトを示唆する。よって西日本の沿岸では、全球でほぼ一様に上昇する成分に加えて、黒潮統流が北へシフトする分、沿岸水位が上昇することが予想される。したがって、将来の日本沿岸の水位変動を知るためには、将来の黒潮統流ジェットがどう

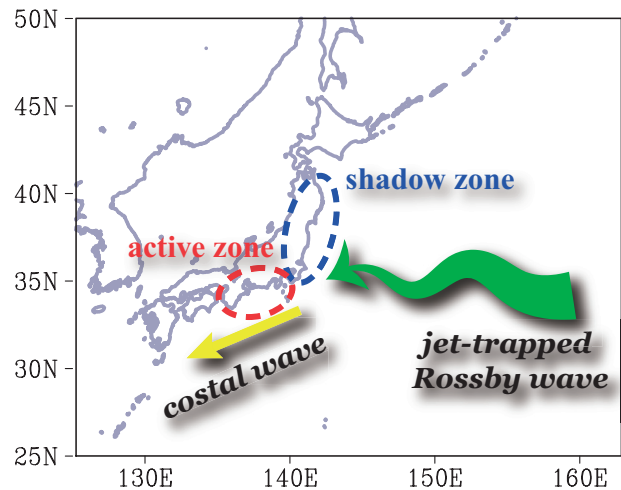


Fig. 11. A schematic diagram illustrating the mechanism for the coastal sea level change along Japan. The green arrow denotes jet-trapped Rossby wave, and the gray arrow denotes coastal waves in response to the incoming Rossby wave. The blue and red ovals indicate a “shadow zone” and an “active zone” of coastal sea-level variability, respectively. (Modified from Sasaki et al. 2014)

なるかを詳しく知ることが不可欠である。

2.5 海洋大循環モデルによるメキシコ湾流変動

ジェット軸に沿って西方伝播する jet-trapped ロスビー波は、黒潮続流域だけではなくメキシコ湾流域の十年スケール変動にも重要な役割を果たす。メキシコ湾流緯度の十年スケール変動は上空の大気変動や北アメリカ東部の沿岸水位に影響することから多くの研究が行われており、北大西洋振動に数年遅れて変動することが知られている (e.g., Joyce *et al.*, 2000; Frankignoul *et al.*, 2001)。しかし過去のほとんどの研究では、北大西洋振動により生じる熱塩循環の変動がメキシコ湾流の変動に重要であるとしており、風成循環の役割は注目されていなかった。Sasaki and Schneider (2011b) では OFES のデータを解析し、メキシコ湾流の流軸に沿って西方伝播する jet-trapped ロスビー波が、メキシコ湾流上流域の南北シフトに重要であることを示した。この西方伝播するシグナルは、北大西洋振動に伴う風応力カールの変動に起因する。またこのメキシコ湾流の南北移動に付随して、この領域での中規模渦の活動も変化する。以上の結果は風成循環の変動がメキシコ湾流の緯度変動の主要因であり、そのメカニズムとして jet-trapped ロスビー波が重要であることを示すものである。

メキシコ湾流域は、中緯度域で海洋の大気への影響が最も明瞭な領域の1つである (e.g., Minobe *et al.*, 2008; Small *et al.*, 2008)。このメキシコ湾流の十年スケール変動は、この領域の熱バランスにも影響を与える。Sasaki and Schneider (2011b) はメキシコ湾流域で混合層の熱収支解析を行い、このメキシコ湾流の十年スケールでの北(南)への移動に伴い、海洋中の温度移流が変化し、メキシコ湾流ジェットの流軸付近の海表面水温が上昇(低下)することを示した。これに伴い、メキシコ湾流域での海面熱フラックス偏差は上向き(下向き)になり、メキシコ湾流に伴う海表面水温フロントは弱化(強化)する。

3. 南太平洋亜熱帯循環の十年スケール変動

Fig. 1 に示したように、1990年代以降に南太平洋の中央部から西部では海面高度が全球平均よりも速い速度で

上昇している。このトレンドは亜熱帯循環の強化を伴い、原因が南極振動と呼ばれる大気変動モードのトレンドにあることが指摘されている (Roemmich *et al.*, 2006; Qiu and Chen, 2006)。しかし、衛星海面高度計による十数年程度のデータではトレンド現象を十分に知ることは難しい。一方、潮位計から衛星観測以前の水位データは得られるものの、データは沿岸に限られるため、海盆規模での海面高度変動を知ることは難しい。Sasaki *et al.* (2008b) では衛星高度計観測より長期のデータが得られる OFES の結果を用いて南太平洋の海面高度の長周期変動とそのメカニズムについての解析を行った。解析期間は、OFES の外力に用いた NCEP/NCAR 再解析データの南半球での問題を考慮し 1970~2003年とした。

OFES の海面高度データに EOF 解析を行うと、その第1モードは南太平洋中央部とニュージーランド西部のタスマン海で正の振幅を持つ (Fig. 12a)。この空間構造は衛星海面高度計による海面高度データによる海面上昇のパターンと類似している。この EOF 第1モードの時系列についてまず衛星観測の期間に対応する 1993年以降に着目すると、負の位相から正の位相に変化しており、この期間で見ると南太平洋の海面高度は大きい上昇トレンドを持つ (Fig. 12b)。しかし、1970年から2003年で見るとこの上昇トレンドは十年スケール変動の一部であり、1970~76, 1999~2003年で正の位相、それ以外の時期では概ね負の位相である。したがってこの衛星観測期間の海面高度上昇は単調なトレンドではなく、十年スケール変動の位相変化の結果である。ニュージーランド沿岸3ヶ所の潮位計データとの間で比較を行った結果、全ての地点で EOF 第1モードの時間関数と 95%信頼度で有意な正相関があり、かつ 1970年代後半の水位の低下も見られ、この OFES の結果を支持する。

この海面高度変動のメカニズムを調べるために線形長波ロスビー波モデルを用いた。また、ニュージーランドの影響を考慮し、Liu *et al.* (1999) の定式化を元にニュージーランド東岸に入射した線形長波ロスビー波が沿岸ケルビン波になり、ニュージーランド西岸から再び線形長波ロスビー波として射出する影響を組み入れた。この結果、線形長波ロスビー波モデルは南太平洋中央部から西部にかけての正の偏差を定量的に良く再現する (Fig. 13)。またタスマン海での海面高度変動も良く合ってお

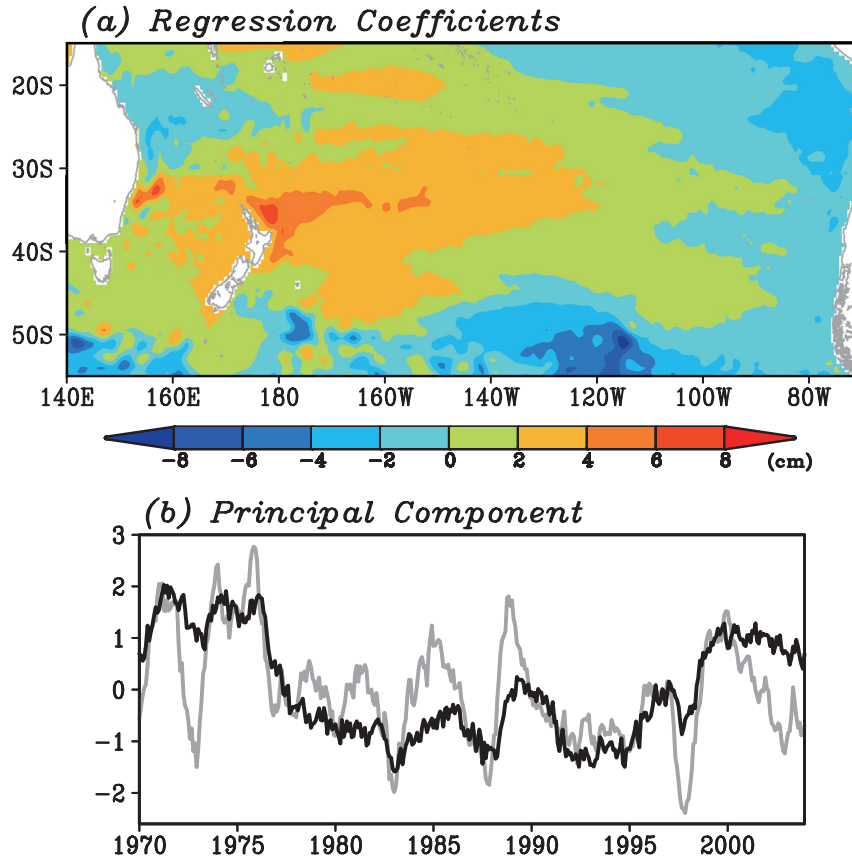


Fig. 12. The first EOF mode of monthly SLAs of OFES from 1970 to 2003. (a) Regression coefficients of SLAs of OFES onto PC of the first EOF mode. (b) PC of the first EOF mode (black line) and an index of decadal ENSO (gray line). The sign of the decadal ENSO index is reversed. (Modified from Sasaki et al. 2008)

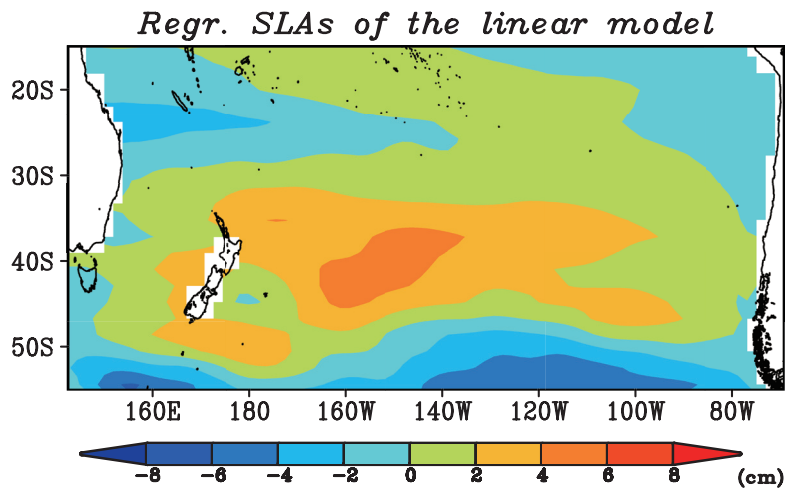


Fig. 13. Regression coefficients of the monthly SLAs of the linear model from 1970 to 2003 onto PC shown in Fig. 12b. (From Sasaki et al. 2008)

り、この変動に対してニュージーランドの東からの波の回り込みが重要である。したがって南太平洋の海面高度の十年スケール変動は風成循環の変動として理解される。

最後にこの海面高度変動と対応する大気場の変動について調べると、500 hPa 等圧面高度パターンは南太平洋中央部上空に正偏差、南東部上空に負偏差を持ち、過去の研究で指摘されていた南極振動ではなく、PSA (Pacific South American) パターン (e.g., Mo, 2000) に類似していた。PSA パターンは ENSO (El Niño-Southern Oscillation) と関連しており、南太平洋の海面高度変動は ENSO の十年変動と関係していることが示唆される。実際に、7年のローパスフィルタをかけた熱帯太平洋の海表面水温に EOF 解析を行い、その第1モードの時系列として ENSO の十年変動を定義すると、南太平洋海面高度 EOF 第1モードの時間関数との間で高い負の相関を示す (Fig. 12b)。したがって、衛星高度計により観測された近年の南太平洋の亜熱帯循環強化を伴う海面上昇トレンドは、ENSO の十年変動に付随した大気変動により励起される風成循環の十年スケール変動の位相変化によって生じている。

4. おわりに

以上、黒潮続流、メキシコ湾流、および南太平洋亜熱帯循環の十年スケール変動とそのメカニズムについての筆者の観測データと海洋大循環モデルの結果を用いた研究を紹介してきた。この中でメカニズムについては、特に西方伝播するロスビー波の役割に注目した。この理由は、西岸境界流域で十年スケールの変動が卓越する要因として、ロスビー波が伝播することによる大気の変動により励起された擾乱の積分効果が重要であるためである (e.g., Schneider *et al.*, 2002; Sasaki *et al.*, 2008b)。黒潮続流域とメキシコ湾流域では、大気変動によって海洋中に励起されたシグナルが、ジェットに沿って伝播する jet-trapped ロスビー波が十年スケール変動のメカニズムとして重要であった。一方、南太平洋亜熱帯循環の場合には、同じく大気変動により変動が励起される点は共通しているが、線形長波ロスビー波が重要であった。この領域間のメカニズムの違いは、南太平洋亜熱帯循環の西岸境界流である東オーストラリア海流やその続流である

タスマンフロントの流れが、黒潮続流やメキシコ湾流に比べて弱いことに起因している。すなわち、強い海洋ジェットの有無が重要となるロスビー波の性質を決定している。どちらの性質のロスビー波が重要かについては、フロントに伴う渦位の南北勾配に対する惑星渦度南北勾配の寄与で見積もることができると予想されるが、これについては今後の課題である。三つの領域すべてにおいて十年スケール変動は風の変動に起因しており、黒潮続流域と南太平洋亜熱帯循環での十年スケール変動の位相変化は近年の地球温暖化に伴うとされる海面高度の上昇トレンドに大きく寄与していた (Fig. 1)。20年間程度のデータからでは、温暖化に伴うとされるトレンドに十年スケール変動が含まれているので注意が必要である。

本稿で紹介したように、海洋ジェットの存在は空間スケールが異なる現象間の変動を結び付ける役割を果たしている。北太平洋東部での十年スケール変動は、励起する外力である大気変動と同じ 1,000 km オーダーの空間スケールを持つ。一方、ロスビー波が西方伝播した結果として西岸境界流域に生じる十年スケール変動は、より小さい空間スケールの現象、中規模渦活動や沿岸水位、水温フロントへと影響を与える。さらに変動が海表面水温フロントを通じて大気へとフィードバックを与える可能性がある。この中で特に Sasaki *et al.* (2013) において、衛星高度計データで観測された jet-trapped ロスビー波として伝播する過程での空間スケールの縮小 (Fig. 7) は非常に興味深い現象である。近年の観測データや海洋大循環モデルの高解像度化により、以前に比べ小さい空間スケールの現象の理解が進んでいるが (e.g., Kida *et al.*, 2015)、異なる空間スケール間の相互作用は今後の重要なテーマである。

謝 辞

このたびは名誉ある日本海洋学会岡田賞を頂き、大変光栄です。岡田賞の受賞に際しまして、推薦・選考して頂いた先生方に深く感謝いたします。これまで多くの方々にご指導やご助力を頂き、研究を続けて来ることができました。北海道大学の見延庄士郎教授には、学生時代の指導教官として、研究手法のいろはから、論文の書き方、研究についての心構え・考え方まで熱心にご指導

していただきました。また現在は同じ研究室の上司として、日頃より大変お世話になっております。今でも見延教授に教えていただいたことを実践できているとは言い難くご迷惑をおかけしておりますが、これからご指導いただければと思います。また北海道大学での学位取得後にポスドク研究員として所属したハワイ大学国際太平洋研究センターでは、Niklas Schneider 教授の元で2年半の間、ポスドク研究員という成果を求められる立場にも関わらず自由に研究をさせていただきました。ご多忙の中、毎週のように私の研究内容について議論に応じていただいたことが、本稿で紹介した jet-trapped ロスビー波に関する一連の研究につながったと思います。また同じくハワイ大学の Bo Qiu 教授には研究についての確かな批評をしていただいただけではなく、ハワイでの生活面において大変お世話になりました。北海道大学の稲津将准教授には、学生時代には私の学位論文の副査を務めていただき、現在も同じ研究室で色々助けていただいております。それ以外にも、今までお世話になった研究室の諸先輩方、共同研究者の方々、同世代の研究者の方々、研究室の学生の方々にも、この場をお借りして厚くお礼を申し上げます。今後とも、より一層のご指導ご鞭撻を賜りますようお願い申し上げます。

References

- Aoki, S., and S. Imawaki (1996): Eddy activities of the surface layer in the western North Pacific detected by satellite altimeter and radiometer. *J. Oceanogr.*, **52**, 457–474.
- Aoki, K., A. Kubokawa, H. Sasaki, and Y. Sasai (2009): Midlatitude baroclinic Rossby waves in a high-resolution OGCM simulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **39**, 2264–2279.
- Cushman-Roisin, B., L. Pratt, and E. Ralph (1993): A general theory for equivalent barotropic thin jets. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 91–103.
- Deser, C., M. A. Alexander, and M. S. Timlin (1999): Evidence for a wind-driven intensification of the Kuroshio Current extension from the 1970s to the 1980s. *J. Climate*, **12**, 1697–1706.
- Ducet, N., and P.-Y. Le Traon (2001): A comparison of surface eddy kinetic energy and Reynolds stresses in the Gulf Stream and the Kuroshio current systems from merged TOPEX/Poseidon and ERS-1/2 altimetric data. *J. Geophys. Res.*, **106**, 16,603–16,622.
- Frankignoul, C., G. de Coëtlogon, T. M. Joyce, and S. Dong (2001): Gulf Stream variability and ocean-atmosphere interactions. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 3516–3529.
- Joyce, T. M., C. Deser, and M. A. Spall (2000): The relation between decadal variability of subtropical mode water and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **13**, 2550–2569.
- Joyce, T. M., and J. Dunworth-Baker (2003): Long-term hydrographic variability in the Northwest Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1043, doi:10.1029/2002GL015225.
- Kalnay, E., and Coauthors (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Kawabe, M. (1987): Spectral properties of sea level and time scales of Kuroshio path variations. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, **43**, 111–123.
- Kida, S., H. Mitsudera, S. Aoki, X. Guo, S.-I. Ito, F. Kobashi, N. Komori, A. Kubokawa, T. Miyama, R. Morie, H. Nakamura, T. Nakamura, H. Nakano, H. Nishigaki, M. Nonaka, H. Sasaki, Y. N. Sasaki, T. Suga, S. Sugimoto, B. Taguchi, K. Takaya, T. Tozuka, H. Tsujino, and N. Usui (2015): Oceanic Fronts and Jets around Japan—a review. *J. Oceanogr.*, doi:10.1007/s10872-015-0283-7.
- Liu, Z. (1999a): Forced planetary wave response in a thermocline gyre. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 1036–1055.
- Liu, Z. (1999b): Planetary wave modes in the thermocline: Non-Doppler-shift mode, advective mode and Green mode. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 1315–1339.
- Liu, Z., L. Wu, and H. Hurlburt (1999): Rossby wave-coastal Kelvin wave interaction in the extratropics. Part II: Formation of island circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 2405–2418.
- Lysne, J., and C. Deser (2002): Wind-driven thermocline variability in the Pacific: A model-data comparison. *J. Climate*, **15**, 829–845.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis (1997): A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**, 1069–1079.
- Masumoto, Y., H. Sasaki, T. Kagimoto, N. Komori, A. Ishida, Y. Sasai, T. Miyama, T. Motoi, H. Mitsudera, K. Takahashi, H. Sakuma, T. Yamagata (2004): A fifty year eddy-resolving simulation of the world ocean—preliminary outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator). *J. Earth Sim.*, **1**, 35–56.
- Miller, A. J., D. R. Cayan, and W. B. White (1998): A westward-intensified decadal change in the North Pacific thermocline and gyre-scale circulation. *J. Climate*, **11**, 3112–3127.
- Minobe, S. (1997): A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 683–686.
- Minobe, S., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S.-P. Xie, and R. J. Small (2008): Influence of the Gulf Stream on the troposphere. *Nature*, **452**, 206–209.
- 三浦優司, 川元智司 (2012): 駿潮場の GPS 連続観測点を用いた潮位データ解析手法の検討. 国土地理院時報, **123**, 21–33.
- Mo, K. C. (2000): Relationship between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, **13**, 3599–3610.
- Nakano, H., H. Tsujino, and R. Furue (2008): The Kuroshio Current System as a jet and twin “relative” recirculation gyres embedded in the sverdrup circulation. *Dyn. Atmos. Oceans*, **45**, 135–164.
- Nonaka, M., H. Nakamura, Y. Tanimoto, T. Kagimoto, and H. Sasaki (2006): Decadal variability in the Kuroshio-Oyashio Extension simulated in an eddy-resolving OGCM. *J. Climate*, **19**, 1970–1989.
- Qiu, B. (2003): Kuroshio Extension variability and forcing of the Pacific decadal oscillations: Responses and potential feedback. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 2465–2482.
- Qiu, B., and S. Chen (2005): Variability of the Kuroshio Extension jet, re-

- circulation gyre, and mesoscale eddies on decadal time scales. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 2090–2103.
- Qiu, B., and S. Chen (2006): Decadal variability in the large-scale sea surface height field of the South Pacific Ocean: Observations and causes. *J. Phys. Oceanogr.*, **36**, 1751–1762.
- Qiu, B., and S. Chen (2010): Eddy-mean flow interaction in the decadal modulation Kuroshio Extension system. *Deep Sea Res.*, **57**, 1098–1110.
- Roemmich, D., J. Gilson, R. Davis, P. Sutton, S. Wijffels, and S. Riser (2007): Decadal spinup of the South Pacific subtropical gyre. *J. Phys. Oceanogr.*, **37**, 162–173.
- Sasaki, H., M. Nonaka, Y. Masumoto, Y. Sasai, H. Uehara, H. Sakuma (2008a): An eddy-resolving hindcast simulation of the quasi-global ocean from 1950 to 2003 on the Earth Simulator, p. 157–186. In *High Resolution Numerical Modeling of the Atmosphere and Ocean*, edited by W. Ohfuchi and K. Hamilton, Springer.
- Sasaki, Y. N., S. Minobe, N. Schneider, T. Kagimoto, M. Nonaka and H. Sasaki (2008b): Decadal sea level variability in the South Pacific in a global eddy-resolving ocean model hindcast. *J. Phys. Oceanogr.*, **38**, 1731–1747.
- Sasaki, Y. N., N. Schneider, N. Maximenko and K. Lebedev (2010): Observational evidence for propagation of decadal spiciness anomalies in the North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L07708, doi:10.1029/2010GL042716.
- Sasaki, Y. N., and N. Schneider (2011a): Decadal shifts of the Kuroshio Extension jet: Application of thin-jet theory. *J. Phys. Oceanogr.*, **41**, 979–993.
- Sasaki, Y. N., and N. Schneider (2011b): Interannual to decadal Gulf Stream variability in an eddy-resolving ocean model. *Ocean Modelling*, **39**, 209–219.
- Sasaki, Y. N., S. Minobe, T. Asai, and M. Inatsu (2012): Influence of the Kuroshio in the East China Sea on the early summer (Baiu) rain. *J. Climate*, **27**, 6627–6645.
- Sasaki, Y. N., S. Minobe and N. Schneider (2013): Decadal response of the Kuroshio Extension jet to Rossby waves: Observation and thin-jet theory. *J. Phys. Oceanogr.*, **43**, 442–456.
- Sasaki, Y. N., S. Minobe and Y. Miura (2014): Decadal sea level variability along the coast of Japan in response to ocean circulation changes. *J. Geophys. Res.*, **119**, doi:10.1002/2013JC009327.
- Sasaki, Y. N., and S. Minobe (2015): Climatological mean features and interannual to decadal variability of ring formations in the Kuroshio Extension region. *J. Oceanogr.*, doi:10.1007/s10872-014-0270-4.
- Schneider, N., A. J. Miller, and D. W. Pierce (2002): Anatomy of North Pacific decadal variability. *J. Climate*, **15**, 586–605.
- Senjyu, T., M. Matsuyama, and N. Matsubara (1999): Interannual and decadal sea-level variations along the Japanese coast. *J. Oceanogr.*, **55**, 619–633.
- Small, R. J., and Coauthors (2008): Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dyn. Atmos. Oceans*, **45**, 274–319.
- Sugimoto S, and K. Hanawa (2011): Roles of SST anomalies on the wintertime turbulent heat fluxes in the Kuroshio-Oyashio confluence region: influences of warm eddies detached from the Kuroshio Extension. *J. Climate*, **24**, 6551–6561.
- Taguchi, B., S.-P. Xie, H. Mitsudera, and A. Kubokawa (2005): Response of the Kuroshio Extension to Rossby waves associated with the 1970s climate regime shift in a high-resolution ocean model. *J. Climate*, **18**, 2979–2995.
- Taguchi, B., S.-P. Xie, N. Schneider, M. Nonaka, H. Sasaki, and Y. Sasai (2007): Decadal variability of the Kuroshio Extension: Observations and an eddy-resolving model hindcast. *J. Climate*, **20**, 2357–2377.
- Trenberth, K. E., and J. M. Caron (2001): Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *J. Climate*, **14**, 3433–3443.
- Wang, L., C. J. Koblinsky, and S. Howden (1998): Annual and intraannual sea level variability in the region of the Kuroshio Extension from TOPEX/Poseidon and Geosat altimetry. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 692–711.
- Woodworth, P. L., and R. Player (2003): The permanent service for mean sea level: An update to the 21st century. *J. Coastal Res.*, **19**, 287–295.
- Yasuda, T., and K. Sakurai (2006): Interdecadal variability of the sea surface height around Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L01605, doi:10.1029/2005GL024920.
- Yin, J., M. E. Schlesinger, and R. J. Stouffer (2009): Model projections of rapid sea-level rise on the northeast coast of the United States. *Nat. Geosci.*, **2**, 262–266, doi:10.1038/NNGEO462.
- Yin, J., S. M. Griffies, and R. J. Stouffer (2010): Spatial variability of sea level rise in twenty-first century projections. *J. Climate*, **23**, 4585–4607.

Theoretical and analytical study for western boundary currents and their extensions

Yoshi N. Sasaki[†]

Abstract

Western boundary currents and their extensions play important roles in the climate system, such as by transporting a large amount of heat poleward and releasing it to the atmosphere. In this article, I review studies for decadal variability in the Kuroshio Extension (KE), the Gulf Stream, and the subtropical gyre in the South Pacific including the East Australian Current based on observational and numerical datasets with an emphasis on the mechanism. It has been known that decadal variability of the KE exhibits a lagged response to atmospheric fluctuations by several years, suggesting an importance of Rossby wave propagation. However, the advent of satellite observations and high-resolution numerical models showed that the traditional linear Rossby wave theory cannot explain spatial structures of the decadal variability. To overcome this problem, I proposed a new mechanism in which Rossby waves propagate westward along the jet, referred to as jet-trapped Rossby waves. The jet-trapped Rossby waves can account for the speed and spatial structures of westward propagating signals on decadal timescales. The jet-trapped Rossby wave influences the strength of the jet and eddy activities around the jet, and induces a strong spatial contrast of coastal sea-level fluctuations along Japan. Also, this jet-trapped Rossby wave is important for decadal variability of the Gulf Stream. On the other hand, decadal variability of the subtropical gyre in the South Pacific, which results in recent prominent sea level rise and the spin-up of the subtropical gyre, is explained by the linear long Rossby wave theory induced by wind fluctuations associated with decadal ENSO.

Key words : western boundary current, Kuroshio Extension, decadal variability, jet-trapped Rossby wave, sea-level rise

(Corresponding author's e-mail address : sasakiyo@mail.sci.hokudai.ac.jp)

(Received 1 September 2015 ; accepted 3 November 2015)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2016)

[†] Science 8th bldg, 8-3-20, Graduate School of Science, Hokkaido University,
N10, W8, Sapporo, 060-0810, Japan.
TEL: +81117064494
e-mail: sasakiyo@mail.sci.hokudai.ac.jp