

— 2019年度日本海洋学会岡田賞受賞記念論文 —

## 南半球の海面水温に現れる経年から 十年規模変動に関する研究\*

森岡 優志<sup>†</sup>

### 要 旨

南半球の亜熱帯から中緯度の海面水温に現れる経年変動は、海盆の南西部と北東部に異なる符号の海面水温偏差を伴い、亜熱帯ダイポール現象として知られる。亜熱帯ダイポール現象に伴う正（負）の海面水温偏差は、混合層厚が平年より薄く（厚く）なった結果、日射による混合層の加熱が強まって（弱まって）生じることが本研究で明らかになった。また、混合層厚の偏差は、亜熱帯高気圧の変動に伴う潜熱フラックスの偏差によることが分かった。一方、南大西洋と南部インド洋の海面水温に見られる十年規模変動は、海面気圧の変動とゆっくり東進する傾向にあった。水温偏差は亜表層まで達しており、密度偏差を伴っていた。密度偏差が東向きの南極周極流の影響を受けて準定常ロスビー波として伝播することで、水温偏差が東進することが明らかになった。また、大気海洋結合モデルを用いて、南大西洋と南部インド洋の十年規模変動を十年先まで予測できることが示された。

キーワード：南半球、海面水温、経年変動、亜熱帯ダイポール、十年規模変動

### 1. はじめに

南半球の海面水温に現れる経年から十年規模変動に関する研究について、名誉ある日本海洋学会岡田賞を受賞することになり、これまでお世話になりました、東京大学や海洋研究開発機構をはじめとする、数多くの先生方、研究者ならびに関係者の皆さまに心より感謝申し上げます。

受賞の対象となった南半球は、表面積の約8割を海洋が占めていますが、北半球に比べて海洋観測が十分に行われておらず、海盆規模の海面水温の変動でさえ十分に理解されていません。海盆規模の海面水温の変動は直上に惑星規模（数千 km 以上）の大気の変動を伴うことが多く、周辺域に気温や降水量などの気候変動をもたらすため、海面水温の変動を理解することは気候変動の理解や予測にとって極めて重要です。

大学院の修士課程に研究を始めてから現在に至るまで、南半球の亜熱帯から中緯度に見られる海面水温の経年から十年規模変動について、データ解析や大気海洋結合モデルを用いて実験を行い、物理プロセスや予測可能性を調べてきました。その中で、亜熱帯から中緯度の海面水温の経年変動には海洋表層にある混合層厚の経年変

\* 2019年11月29日受領 2020年1月28日受理  
著作権：日本海洋学会, 2020年

<sup>†</sup> 海洋研究開発機構 付加価値情報創生部門 アプリケーションラボ  
〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町 3173-25  
e-mail: morioka@jamstec.go.jp

動が重要な役割をしていること、南大西洋から南部インド洋に東進する海面水温の十年規模変動には亜表層に海水密度の変動を伴う準定常ロスビー波が関わっていること、などを明らかにしてきました。さらに、最先端の大気海洋結合モデルを用いて、南大西洋や南部インド洋の海面水温の十年規模変動を十年先まで予測可能であることを示してきました。

本論文では、これまで十年近く行ってきた研究成果を振り返るとともに、今後の南半球の海洋・気候研究にとって重要な課題や展望について議論します。

## 2. インド洋の亜熱帯ダイポール現象

赤道より南側に位置する南部インド洋は、西側を南部アフリカに、東側をオーストラリアに囲まれています。南部インド洋の直上には、マスカリン高気圧と呼ばれる亜熱帯高気圧が一年を通して存在し、反時計回りの海上風の影響を受けて、反時計回りの海洋循環である亜熱帯循環が卓越しています。南部インド洋の西岸にはアガラス海流と呼ばれる西岸境界流が存在し、熱帯から中緯度へ温かい海水を運ぶ重要な役割をしています。

マスカリン高気圧の赤道側では、南部インド洋から南部アフリカに向かって、一年を通して東風が吹いています。南半球が夏となる12月から翌2月にかけて、南部アフリカからマダガスカルにかけて、南インド洋収束帯 (South Indian Convergence Zone (SICZ); Cook *et al.*, 2000) と呼ばれる熱帯収束帯が発達し、南部インド洋から南部アフリカに水蒸気がたくさん運ばれることで、南部アフリカに貴重な雨をもたらします。

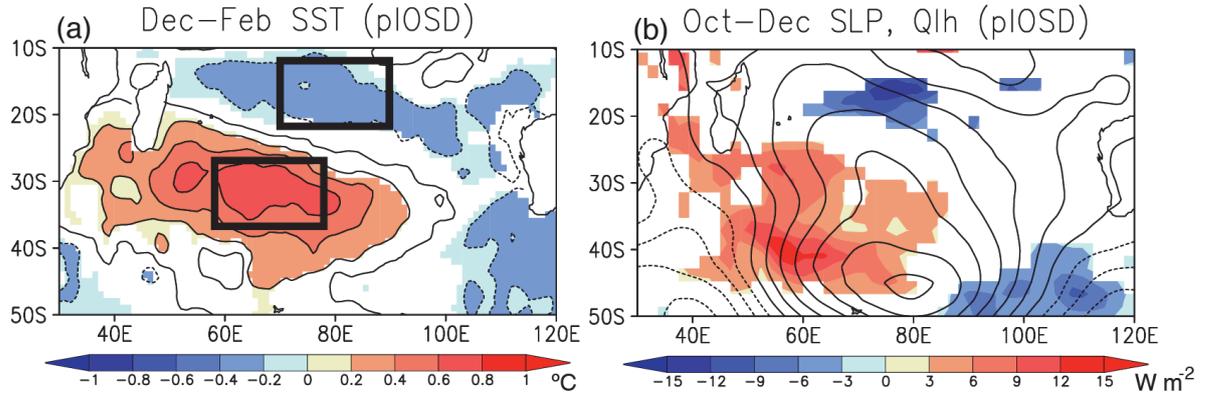
南部アフリカでは、灌漑設備を持たず自然の降雨に依存した天水農業が盛んであり、降水量の変動はトウモロコシや大豆など、農作物の収量や品質に大きな影響を及ぼします。また、多くの地域で道路や家屋などのインフラ設備が不十分であるため、河川の氾濫に伴う洪水や、干ばつによる飲料水の不足 (Sousa *et al.*, 2018)、雨量の変化に伴うマラリアやコレラなど感染症による健康被害 (Ikeda *et al.*, 2017) などが大きな社会問題となっています。

これまで、南部アフリカの降水量の変動には、南部インド洋の海面水温の変動が大きく関係していることが指

摘されています (Reason and Mulenga 1999)。南部アフリカの降水量の偏差 (平年値からのずれ) を指数として南部インド洋の海面水温の偏差との相関係数を計算すると、南部インド洋の南西部で正の相関を、北東部で負の相関をもつことが報告されています (Behera and Yamagata 2001)。南部インド洋の海面水温偏差に経験的直交関数 (Empirical Orthogonal Function (EOF)) 解析を行うと、2番目に大きな変動として、南部インド洋の南西部と北東部に異なる符号をもつ海面水温偏差の双極 (ダイポール) 構造が現れます。Behera and Yamagata (2001) では、この海面水温の経年変動現象を「亜熱帯ダイポール」と名付けており、以下ではインド洋亜熱帯ダイポール現象 (Indian Ocean Subtropical Dipole (IOSD)) と定義します。

IOSD は数年に一度発生する気候変動現象ですが、季節に依存した発達と減衰がみられます。観測データによると、南半球の春 (9-11月) に発達し始め、夏 (12月-翌2月) にピークに達し、秋 (3-5月) に減衰する傾向があります。IOSD には正と負のイベントがあり、正のIOSD が発生すると、南部インド洋の南西部で海面水温が平年より高く、北東部で低くなります (Fig. 1a)。南部インド洋では、マスカリン高気圧が南下して強化され、海盆の南西部では低緯度から湿った北風が吹くため、海面からの蒸発 (潜熱フラックスの放出) が抑えられ、海面水温を上昇させるように働きます (Fig. 1b)。一方、南部インド洋の北東部では高緯度から乾いた南東風が強まるため、潜熱フラックスの放出が盛んになり、逆に海面水温を減少させるように働きます。このように、マスカリン高気圧の変動による潜熱フラックスの変化が海面水温の変動に直接関わっている、と先行研究では考えられてきました。

IOSD の発達における潜熱フラックスの寄与は、観測データや再解析を用いた研究 (Fauchereau *et al.*, 2003) や、海洋大循環モデルや大気海洋結合モデルを用いた研究 (Hermes and Reason 2005) でも報告されています。例えば、Suzuki *et al.*, (2004) は、大気海洋結合モデルを用いて、IOSD に伴う海面水温偏差の極大域と極小域において、海面から水深 85 m までの熱収支を定量的に計算しています。彼女らの結果によると、上層 85 m の水温の時間変化率の偏差には、水平や鉛直方向の海流に



**Fig. 1.** (a) Composite SST anomalies (in °C) observed during the austral summer (December–February) of the positive IOSD years (1986, 1987, 1992, 1998, 2003, 2005, 2006, and 2010; see Morioka *et al.*, 2014). Anomalies exceeding the 90 % confidence level using the Student’s *t*-test are colored. Black boxes indicate the central regions of the positive SST anomaly pole (27–37°S, 55–75°E) and negative SST anomaly pole (13–23°S, 70–90°E), respectively. (b) Same as in (a), but for the SLP anomalies (contour, interval of 0.2 hPa) and latent heat flux anomalies (colored, in  $\text{W m}^{-2}$ ) during October–December of the positive IOSD years.

よる水温の移流の偏差よりも、正味の海面熱フラックスの偏差が効いていることが分かりました。また、正味の海面熱フラックスの偏差には、潜熱フラックスの偏差が最も寄与していることを指摘しています。

しかし、先行研究では、上層 85 m という一定の厚さを仮定して熱収支を計算しているため、海面水温の変動に重要な役割をする混合層厚の変動を考慮していません。海面水温は、海洋の表層に存在する水温と密度が鉛直方向にほぼ一様な層、混合層で平均した水温として考えられます。混合層は季節とともに大きく変動し、秋から冬にかけて、大気が冷えて風が強まると、海面付近の混合が強くなり、混合層が深くなります。一方、春から夏にかけて、大気が暖まって風が弱くなると、海洋表層の混合が弱まり、混合層が浅くなります。IOSD が発生する南部インド洋では、夏の混合層厚は数 10 m と極めて薄いのですが、冬の混合層厚は 100 m を超えるほど厚くなります。従って、先行研究のように、混合層厚を一定と仮定して熱収支を計算すると、混合層厚の季節変動や経年変動の効果を考慮することができません。

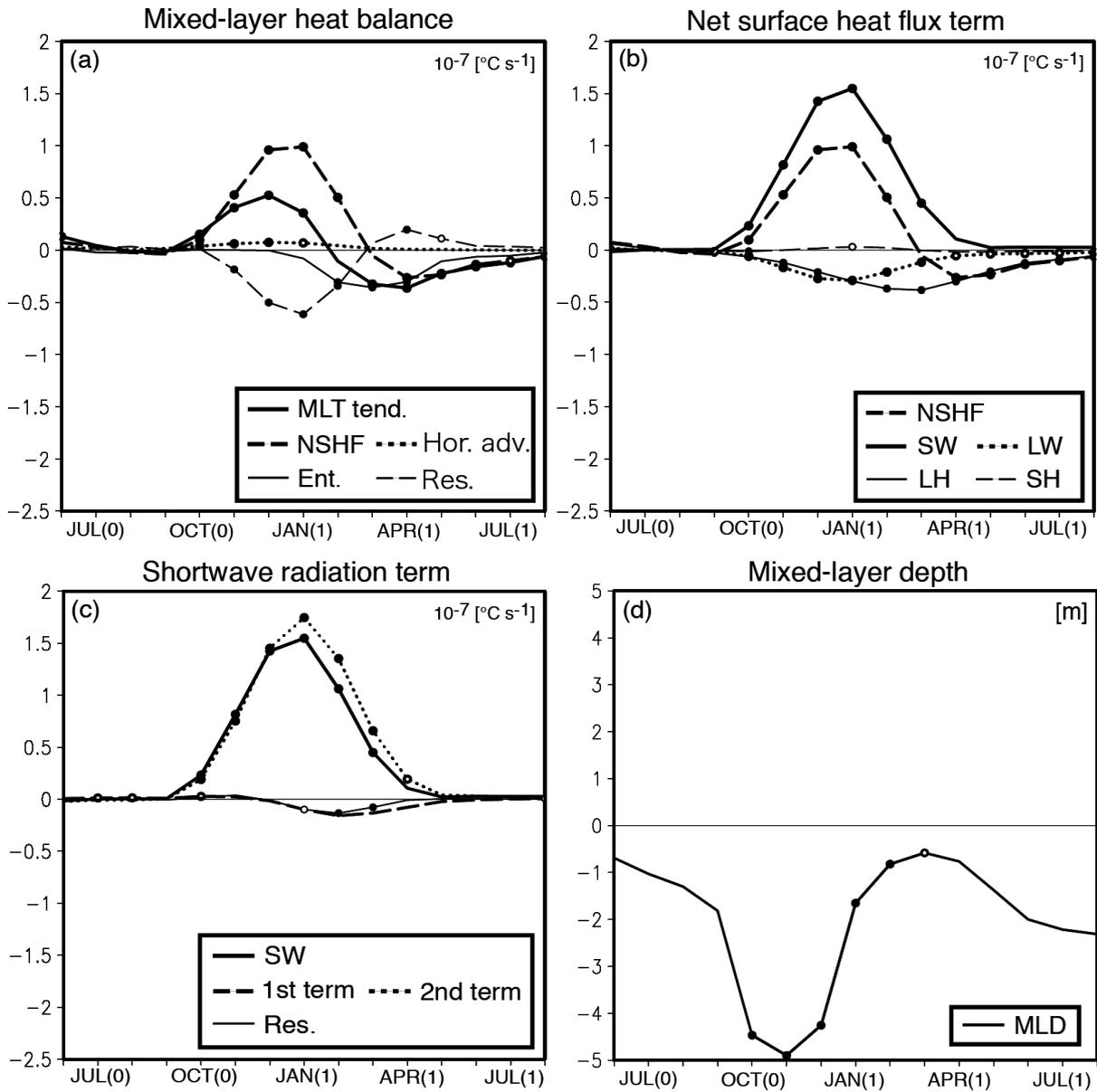
そこで、Qiu and Kelly (1993) にならって、IOSD に伴う海面水温偏差の極大域と極小域において、混合層の熱収支を計算しました。

$$\frac{\partial T_m}{\partial t} = \frac{Q_{net} - q_d}{\rho c_p H} - u_m \cdot \nabla T_m - \frac{\Delta T}{H} w_e + res \quad (1)$$

ここで、 $T_m$  は混合層水温、 $Q_{net}$  は正味の海面熱フラックス、 $q_d$  は混合層から下部に透過する短波放射フラックス、 $\rho$  は海水の密度、 $c_p$  は海水の比熱、 $H$  は混合層厚、 $u_m$  は水平流ベクトル、 $\Delta T$  は混合層水温と混合層下部 20 m の水温の差、 $w_e$  はエントレインメント速度、 $res$  は残差を表します。混合層厚  $H$  は、海面水温に比べて水温が 0.5 度下がった水深として定義しています。

Fig. 2a は、正の IOSD が発生してから減衰するまで、正の海面水温偏差の極大域における、式 (1) の各項の偏差 (月平均値からのずれ) を示しています。混合層水温の時間変化率 (式 (1) の左辺第 1 項) の偏差は、10 月から翌 1 月にかけて正となり、正の海面水温偏差が発達することが分かります。特に、混合層水温の時間変化率の正偏差には、海面熱フラックス項 (式 (1) の右辺第 1 項) の偏差が最も寄与しています。Fig. 2b は、正味の海面熱フラックス項の偏差の各成分を表しています。正味の海面熱フラックス項の偏差は、主に短波放射フラックス項の偏差によって説明されることが明らかになりました。先行研究では、潜熱フラックスの偏差が最も寄与していましたが、Fig. 2b では逆に負の方向に働いていることが

## Warm pole of positive IOSD



**Fig. 2.** (a) Time series of the composite anomalies of the mixed-layer temperature tendency term (MLT, in  $10^{-7} \text{ }^{\circ}\text{C s}^{-1}$ ) and its components of net surface heat flux (NSHF), horizontal advection (Hor. Adv.), entrainment (Ent.), and residual (Res.) terms in Eq. (1) over a warm pole of the positive IOSD simulated by the SINTEX-F model. The closed and open circles show anomalies exceeding the 99% and 95% confidence level using the Student's  $t$ -test, respectively. A 3-month running mean filter was applied to the anomalies. (b) Same as in (a), but for composite anomalies of the net surface heat flux term (NSHF, in  $10^{-7} \text{ }^{\circ}\text{C s}^{-1}$ ) and its components of shortwave radiation (SW), longwave radiation (LW), latent heat flux (LH), and sensible heat flux (SH) terms. (c) Same as in (b), but for the composite anomalies of the shortwave radiation term (SW, in  $10^{-7} \text{ }^{\circ}\text{C s}^{-1}$ ) and its components of the first, second, and residual terms on the right-hand side of Eq. (2). (d) Same as in (c), but for the composite anomalies of the mixed-layer depths (in m). Modified from Morioka *et al.*, (2012).

分かります。

それでは、どうして先行研究と異なる結果が得られたのでしょうか？原因は、海面熱フラックスの寄与を考える際に、混合層厚の季節変動や経年変動を考慮しているところにあります。そこで、海面熱フラックス項を、経年変動成分について、テーラー展開を行いました (Morioka *et al.*, 2010, 2012)。

$$\delta\left(\frac{Q_{net}-q_d}{\rho c_p H}\right)\left[\equiv\delta\left(\frac{Q}{\rho c_p H}\right)\right]=\frac{\delta Q}{\rho c_p H}-\frac{\delta H\bar{Q}}{\rho c_p H^2}+res \quad (2)$$

ここで、 $\delta(\ )$  は経年偏差、 $\bar{\ }$  は月平均値を表します。右辺第1項から順に、海面熱フラックスの偏差による寄与、混合層厚の偏差による寄与、残差を表します。

Fig. 2c は、短波放射フラックス項の偏差の各成分を表します。短波放射フラックス項の偏差は主に、式(2)の右辺第2項によって説明されることが分かりました。すなわち、短波放射フラックスの偏差(式(2)の右辺第1項)そのものではなく、混合層厚の偏差が重要な役割をしていることを意味します。混合層厚の偏差を見ると(Fig. 2d)、10月から翌2月まで有意に負の偏差となり、平年に比べて混合層が薄くなっていることが分かります。これらの結果は、正の海面水温偏差の極大域では、混合層厚が平年よりも薄くなったために、短波放射フラックスの月平均気候値による混合層の加熱が効率よく働いていると解釈できます。

一方、先行研究で指摘されていた潜熱フラックスの効果ですが、混合層厚が平年よりも薄くなったために、潜熱フラックスの月平均気候値による混合層の冷却が効率よく働き、正の海面水温偏差を減衰させる方向に働いていることが分かります(Fig. 2b)。従って、IOSDの発達には、混合層厚の変動が極めて重要な役割をしていることが明らかになりました。

混合層厚は、鉛直一次元の海洋では、主に風のかきまぜによる力学的な効果と海面からの冷却に伴う熱力学的な効果で決まることが知られています(Turner and Kraus 1967; Kraus and Turner 1967)。特に、春から夏にかけて混合層が浅くなる季節は、混合層厚はモーニンオブコフ深  $H_{MO}$  で診断することができます(Qiu and Kelly 1993)。

$$H_{MO}=\left[m_0 u_*^3 + \frac{\alpha g}{\rho c_p} \int_{-H_{MO}}^0 q(z) dz\right] / \frac{\alpha g}{2\rho c_p} (Q_{net} - q_d) \quad (3)$$

ここで、 $m_0$  は摩擦係数、 $u_*$  は摩擦速度、 $\alpha$  は熱拡散係数、 $q(z)$  は下向きの短波放射フラックスを表します。式(2)と同様に、モーニンオブコフ深  $H_{MO}$  を経年変動成分についてテーラー展開を行い、風のかきまぜによる効果と海面からの冷却による効果に分けました(参照; Morioka *et al.*, 2012)。その結果、正の海面水温偏差の極大域で見られる薄い混合層厚の偏差には、海面からの冷却効果が平年より弱まっていることが寄与していることが明らかになりました。

そこで、海面からの冷却に関わる海面熱フラックスの偏差を各成分に分離したところ、主に潜熱フラックスの偏差が関わっていることが分かりました。このことは、IOSDの成長期(10-12月)における潜熱フラックスの偏差パターンからも推定できます(Fig. 1b)。正の海面水温偏差の極大域では、海面からの蒸発(潜熱フラックスの放出)が平年に比べて抑えられるため、混合層厚が平年より薄くなります。一方、負の海面水温偏差の極小域では、潜熱フラックスの放出が平年に比べて盛んになるため、混合層厚が平年より厚くなります。この潜熱偏差は、海面気圧の変動と強く関わっています(Fig. 1b)。

このように、IOSDは、マスカリン高気圧の変動を通して生じた潜熱フラックスの偏差が直接発達に寄与しているのではなく、潜熱フラックスの偏差が混合層厚の偏差を生じて、短波放射フラックスの月平均気候値による混合層の加熱を変化させることにより発達していることが本研究で明らかになりました。従って、IOSDの発生には、マスカリン高気圧の変動が鍵となります。

マスカリン高気圧の変動には、熱帯太平洋の気候変動現象であるエルニーニョ・南方振動(El Niño/Southern Oscillation (ENSO))が大気の遠隔影響(テレコネクション)を通して生じることを示唆する研究(Behera and Yamagata 2001)や、南半球の中高緯度に存在する大気の内部変動である南極振動(Antarctic Oscillation (AAO); Thompson and Wallace 2000)が関わっているという研究(Fauchereau *et al.*, 2003)があります。そこで、大気海洋結合モデルを用いて熱帯太平洋の海面水温の変動を月平均気候値で緩和して抑えた実験を行ったと

ころ、熱帯太平洋で ENSO が発生しない年でも、IOSD は南半球の中高緯度に AAO を伴って発生することが分かりました (Morioka *et al.*, 2013a, 2014)。

一方で、南部インド洋の大気海洋相互作用もまた、マスカリン高気圧の変動に影響を及ぼすことが分かりました。IOSD の発達によって生じた海面水温の偏差が、アガラス反転流域で水温の南北勾配を変えることにより、直上の移動性擾乱の活動度を変え、亜熱帯高気圧の変動を維持するように働いていることが、大気海洋結合モデルを用いた実験により明らかになりました (Morioka *et al.*, 2015a)。このように、マスカリン高気圧の変動には海盆の外部からの遠隔強制だけでなく、海盆の内部での大気海洋相互作用も関わっていることが示唆されます。

### 3. 南大西洋と南太平洋の亜熱帯ダイポール現象

亜熱帯ダイポール現象は、南半球の他の海盆でも見られます。衛星観測のデータが入手可能な 1982 年から最近まで、南大西洋の海面水温偏差に EOF 解析を行い、第一主成分の時系列が 0.8 または -0.8 標準偏差を超える年について合成解析を行うと、南北の双極 (ダイポール) 構造が現れます (Fig. 3a)。観測データや再解析プロダクトを用いた Venegas *et al.*, (1996, 1997) は、セントヘレナ高気圧と呼ばれる亜熱帯高気圧の変動がダイポール

構造をもつ海面水温偏差と強く関わっていることを示唆しています。また、Fauchereau *et al.*, (2003) は、セントヘレナ高気圧が南下し強化されることで、海面からの蒸発 (潜熱フラックスの放出) が変化し、海盆の南側に正の海面水温偏差、北側に負の海面水温偏差が生じることを報告しています。海面水温偏差の形成における潜熱フラックスの偏差の役割は、海洋表層の熱収支解析を行った研究 (Hermes and Reason 2005) でも定量的に示されています。しかし、先行研究でも上層 50 m における熱収支を調べており、混合層厚の季節・経年変動を考慮していません。

こうした背景をもとに、南大西洋の亜熱帯ダイポール現象 (South Atlantic Subtropical Dipole (SASD)) について、混合層厚の季節・経年変動を考慮した混合層の熱収支解析を行いました (Morioka *et al.*, 2011)。その結果、IOSD と同様に、セントヘレナ高気圧の南北変動により生じた潜熱フラックスの偏差が混合層厚を変化させ、短波放射の月平均値による混合層の加熱を変えることによって、SASD が成長していることが分かりました (Fig. 3b)。

SASD がピークを迎えた後、南半球の夏から秋にかけて、混合層が季節的に深くなります。この時期に、海洋亜表層から混合層に冷たい海水が取り込まれるエントレインメントの効果が働き、SASD は減衰し始めます。こ

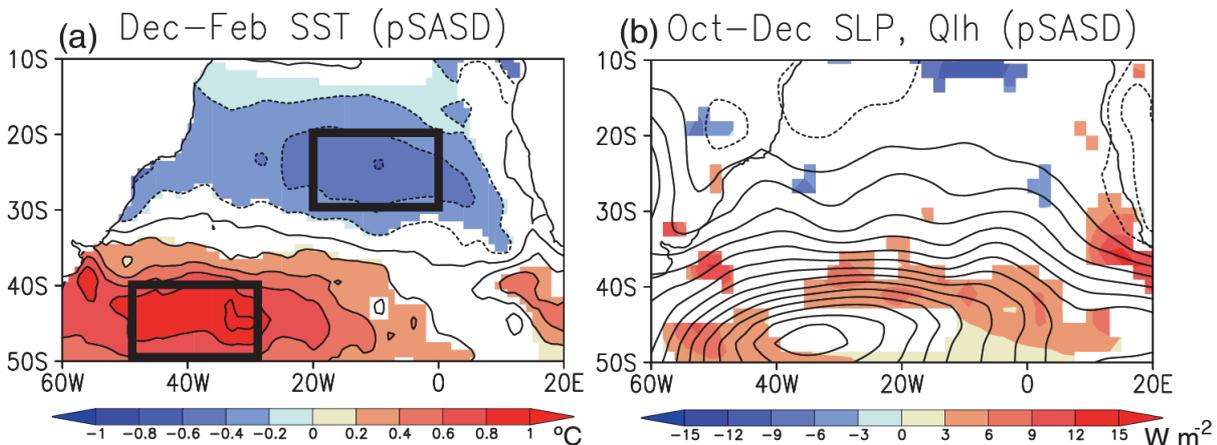


Fig. 3. Same as in Fig. 1, but for positive SASD years (1989, 1996, 1999, 2001, 2008, and 2010; see Morioka *et al.*, 2014). Black boxes indicate the central regions of the positive SST anomaly pole (40–50°S, 30–50°W) and negative SST anomaly pole (20–30°S, 0–20°W), respectively.

れに加えて、正（負）の海面水温偏差の極大域では、海面からの蒸発（潜熱フラックスの放出）が盛んになる（抑えられる）ため、正（負）の海面水温偏差を減衰させるように働きます。こうして、南半球の秋には SASD が消滅する仕組みが明らかになりました。

このように、SASD の発生には、IOSD と同様に、亜熱帯高気圧の変動が重要な役割をしていることが分かります。Hermes and Reason (2005) では、ENSO からの大気のテレコネクション (Pacific-South American (PSA) pattern; Mo and Paegle 2001) が示唆されています。実際に、大気海洋結合モデルを用いて実験を行った研究 (Rodrigues *et al.*, 2015) では、熱帯太平洋の中央部にエルニーニョもどき現象 (Ashok *et al.*, 2007) に伴う海面水温偏差を与えると、南大西洋でセントヘレナ高気圧が変動し、SASD を発生させることが分かりました。一方で、Fauchereau *et al.*, (2003) では、南半球の中高緯度における大気の内変動である AAO がセントヘレナ高気圧の変動に関わっていることを示唆しています。さらに、Morioka *et al.*, (2014) では、大気海洋結合モデルを用いて熱帯域の海面水温偏差を抑えた実験でも AAO によって SASD が発生することを確認しています。

次に、南太平洋の亜熱帯ダイポール現象 (South Pacific Subtropical Dipole (SPSD)) ですが、IOSD や SASD と比べて、海面水温偏差の空間構造が東西に異なります。衛星観測のデータが入手可能な 1982 年以降の海面水温偏差に EOF 解析を行うと、第一主成分には ENSO に伴う馬蹄型の東西に伸びた海面水温変動パターンが現れます。一方で、第二主成分の時系列が 0.8 または -0.8 標準偏差を超える年について合成解析を行うと、海盆の中央部に海面水温偏差の双極（ダイポール）構造が現れます (Fig. 4a)。これとは別に、オーストラリア沖とチリ沖に異なる符号をもつ海面水温偏差の極大域と極小域を伴います。南太平洋や南部インド洋と比べて、南太平洋は海盆の幅が東西に大きいために、波数 2 の構造をもつ傾向にあります。

空間構造は異なるものの、海面水温偏差の発達および減衰プロセスは、他の海盆と共通していることが Morioka *et al.*, (2013b) により明らかにされました。特に、南太平洋の亜熱帯高気圧の変動には、オーストラリア東岸からチリ沖にかけて、高気圧と低気圧の波列構造を伴っ

ていることが分かります (Fig. 4b)。高気圧偏差の西側では低緯度から暖かく湿った北風が吹くため、海面からの蒸発（潜熱フラックスの放出）が抑えられます。これを受けて、混合層厚が薄くなり、短波放射の月平均気候値による混合層の加熱が強まり、正の海面水温偏差が生じます。また、これとは符号を反転させたメカニズムが、高気圧偏差の東側で起こっていることが明らかになりました。

このような高気圧と低気圧の偏差の波列は、大気海洋結合モデルを用いた実験によると、熱帯太平洋に ENSO を伴わない場合でも見られ、中高緯度の大気の内変動である AAO やオーストラリア東岸において降水量変動を伴う大気の内変動によって生じることが分かりました (Morioka *et al.*, 2014)。

これまで説明してきたような亜熱帯ダイポール現象の物理プロセスの理解は、現象の予測を通して、周辺国の気温や降水量など気候変動の予測に応用されることが期待されます。Yuan *et al.*, (2014) では、大気海洋結合モデルを用いて IOSD と SASD の発達を、それぞれ 2-3 ヶ月前から予測できることを報告しています。特に、SASD は IOSD に比べて、予測精度が高いことが明らかになっています。これは、SASD が ENSO と同時に発生することが多く、先行研究で使用した大気海洋結合モデル (SINTEX-F1) では ENSO を 6 ヶ月から 1 年先まで高い精度で予測でき、ENSO に伴う大気のテレコネクションを比較的良く再現できていることと関係しています。しかし、ENSO を伴わないで南極振動など大気の内変動により発生する SASD を予測することは難しく、大気の内変動を大気海洋結合モデルで正しく予測する必要があります。

一方で、IOSD の予測精度は、南西部の海面水温偏差の極大域において小さいです。要因の 1 つとして、100 km ほどの空間スケールをもつ中規模渦が活発に存在するアガラス反転流域において大気海洋相互作用の再現性が悪いことなどが考えられます。Yuan *et al.*, (2014) で使用された大気海洋結合モデル（海洋モデルは水平解像度 0.5-2 度、鉛直 31 層で、大気モデルは水平解像度約 1 度、鉛直 19 層）を高解像度化し、海水モデルを導入した大気海洋結合モデル (SINTEX-F2; 海洋モデルは水平解像度 0.2-0.5 度、鉛直 31 層で、大気モデルは水平解像

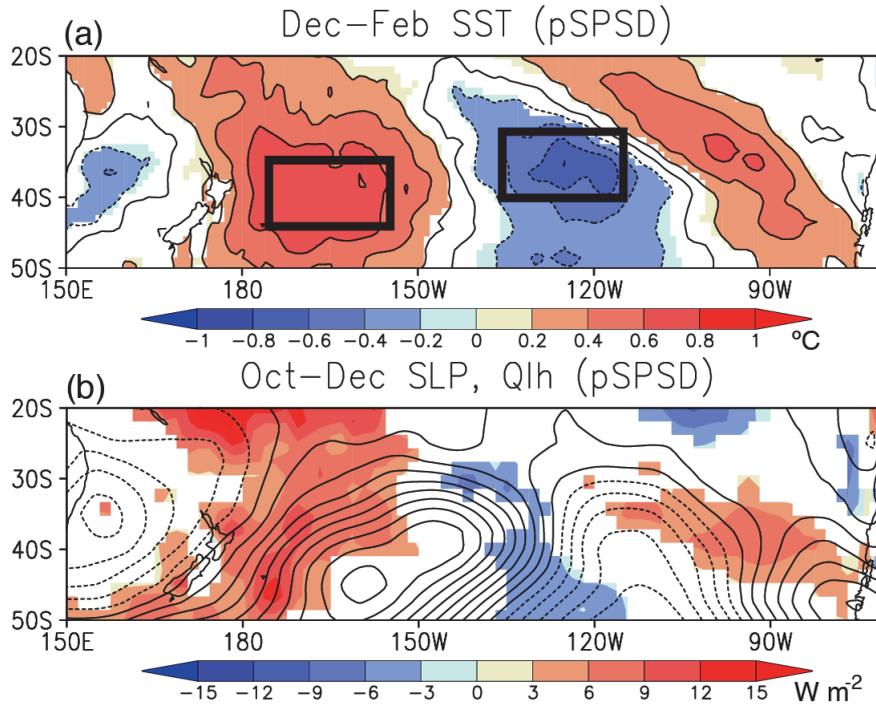


Fig. 4. Same as in Fig. 1, but for positive SPSD years (1983, 1984, 1987, 2001, 2003, 2005, and 2008; see Morioka *et al.*, 2014). Black boxes indicate the central regions of the positive SST anomaly pole (35–45°S, 155–175°W) and negative SST anomaly pole (30–40°S, 115–135°W), respectively.

度約1度、鉛直31層)を用いて過去の再予測実験を行なった研究(Doi *et al.*, 2016)によると、IOSDの予測精度が現象発生前の4ヶ月前から上昇していることが確認されました。

これまでのところ、SPSDについて予測可能性を調べた研究はありませんが、亜熱帯ダイポール現象の予測精度を向上させることで、周辺国の気候変動の予測精度の向上に大きくつながるため、今後の研究が大いに期待されます。

#### 4. 南部インド洋と南大西洋の十年規模変動

南部インド洋と南大西洋に囲まれるアフリカ南部では、約一世紀に渡り観測された降水量に十年から二十年の周期をもつ十年規模変動が卓越していることが報告されています(Tyson *et al.*, 1975)。降水量の十年規模変動には、南部インド洋の海面気圧と海面水温に見られる十年規模変動が関わっていることがAllan *et al.*, (1995)で示

唆されています。南部インド洋が十年規模で温くなる年代には、マスカリン高気圧が南側で強化されており、それに伴って南部インド洋からアフリカ南部に水蒸気が運ばれ、降水量が増える傾向にあります。

南部インド洋の十年規模変動は、大気と海洋が結合した変動として考えられています(Reason *et al.*, 1996a)が、その起源については様々な報告があります。Reason *et al.*, (1996b)は、太平洋とインド洋をつなぐインドネシア通過流の流量が熱帯太平洋の十年規模変動によって変動し、南部インド洋の亜熱帯循環がゆっくり応答することで、南部インド洋の海面水温に十年規模変動が生じることを、海洋大循環モデルを用いた実験から指摘しています。一方で、南部インド洋の経年変動現象であるIOSDが十年規模で変動しており、南部インド洋の十年規模変動と関係しているという報告もあります(Yamagami and Tozuka 2014)。

これらの研究とは別に海盆の外部からの影響として、Morioka *et al.*, (2015b)では、南大西洋から南極周極流

に沿って東進する海面水温と海面気圧の十年規模変動を挙げています。実際に、アフリカ南部で降水量が増えた1990年代について、海面水温と海面気圧の偏差を調べてみると (Fig. 5), 1993年には南アフリカの南部で正の海面水温偏差が現れており、1999年までゆっくりと南部インド洋に向かって東進している様子が見られます (Fig. 5a)。正の海面水温偏差の直上には正の海面気圧偏差が現れており (Fig. 5b), 1993年から1999年にかけて高気圧の偏差が海面水温偏差とともに東進していることが分かります。1999年には高気圧の偏差に伴う東風の偏差により、南部インド洋からアフリカ南部へ水蒸気が運ばれ、アフリカ南部では十年規模で降水量が増えています。

南大西洋から南部インド洋に東進する海面水温と海面気圧の偏差は、観測データや再解析プロダクトだけではなく、大気海洋結合モデルでも再現できることが分かりました。Morioka *et al.*, (2015b) では、大気海洋結合モデル (SINTEX-F2) を用いて300年の長期積分を行い、混合層の熱収支解析を通して、南部インド洋の十年規模変動に伴う海面水温偏差が東向きに流れる南極周極流による海面水温偏差の移流によって生じることを報告しています。実際に、南大西洋の海面水温偏差をモデルの月平均気候値に緩和して抑えた実験を行うと、海面水温偏差だけでなく海面気圧偏差の東進も見られなくなりました。このことは、海面気圧偏差の東進には大気と海洋の

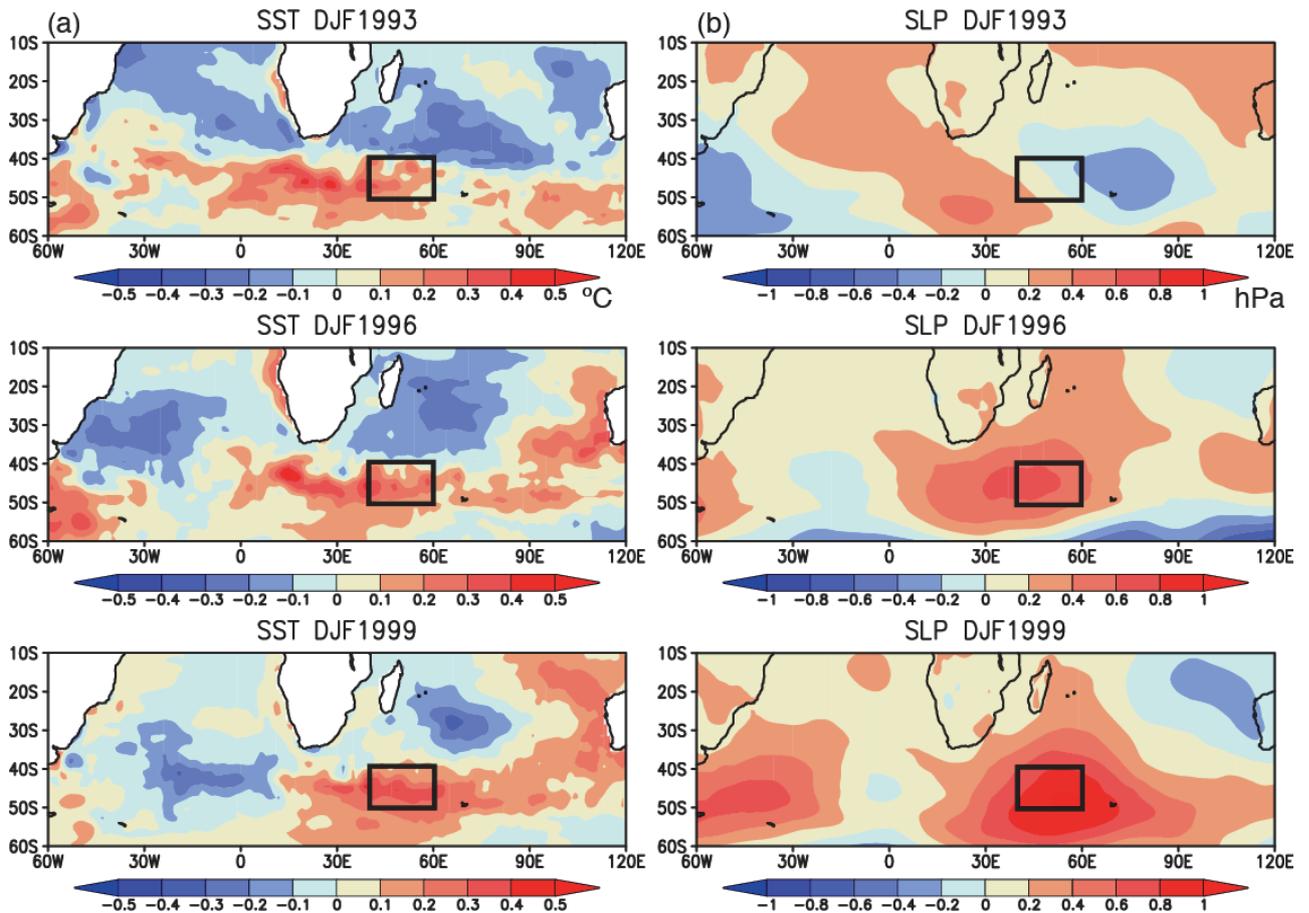


Fig. 5. (a) Temporal evolution of the 8 year high-pass-filtered SST anomalies (in  $^{\circ}\text{C}$ ) observed from December-February 1993 to December-February 1999. Black boxes indicate the region ( $40\text{--}50^{\circ}\text{S}$ ,  $40\text{--}60^{\circ}\text{E}$ ) where the large decadal SST variability is observed. (b) Same as in (a), but for the SLP anomalies (in hPa). Modified from Morioka *et al.*, (2015b).

相互作用が関わっていることを示唆しています。正の海面水温偏差の北側では水温の南北勾配が弱まり、下層大気の不安定度が増加することで、移動性擾乱の活動が弱まり、高気圧偏差の循環を維持しやすいことが考えられます。

それでは、どのような物理プロセスで海面水温偏差は東進しているのでしょうか？大気海洋結合モデルで再現された南部インド洋の十年規模変動について、亜表層の水温偏差を調べたところ (Fig. 6a), 正の水温偏差が水

深 700 m まで達していることがわかりました。南部インド洋で正の海面水温偏差が生じる約 6 年前には、南大西洋で正の海面水温偏差が生じており、正の水温偏差が深さ 300 m まで及んでいます (Fig. 6a 上段)。その後、南大西洋の水温偏差はゆっくり東進しながら、より深い方向に沈み込んでいく様子が見られます (Fig. 6a 中下段)。このように、海面水温偏差は混合層内部だけでなく、亜表層の変動を伴っていることが分かります。

海面から亜表層の水温偏差の形成過程を調べるため、

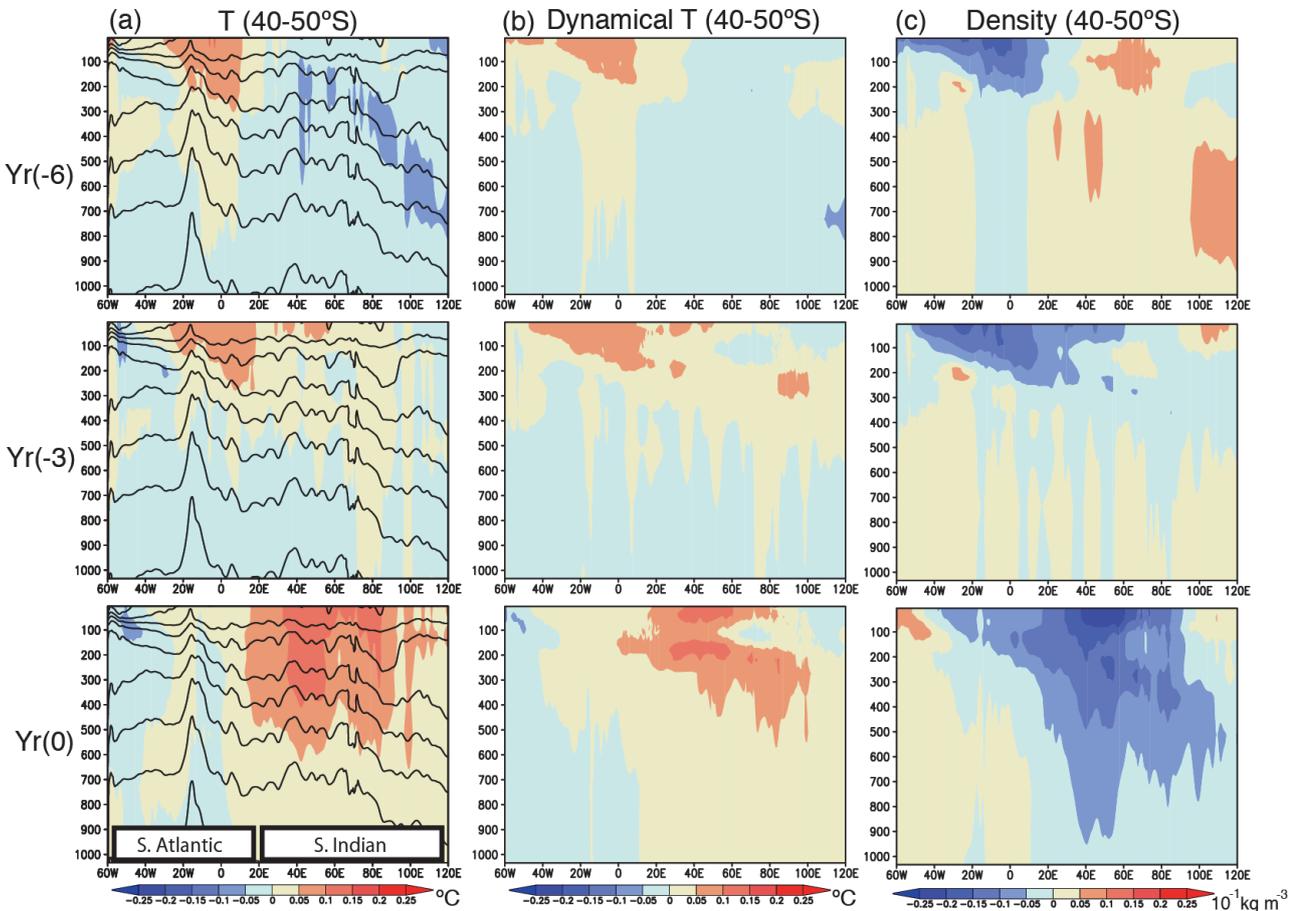


Fig. 6. (a) A longitude–depth cross section of the 8–32 year bandpass–filtered ocean temperature anomalies (colored, in  $^{\circ}\text{C}$ ) averaged over  $40\text{--}50^{\circ}\text{S}$  from the SINTEX–F2 model. From the top to bottom panels, composite anomalies for 6 years, 3 years, and 0 year before the warm era of the southern Indian Ocean are shown, respectively. The contours show the climatological mean potential density (interval of  $0.2\text{ kg m}^{-3}$ ) during the austral summer. (b) Same as in (a), but for the ocean temperature anomalies (in  $^{\circ}\text{C}$ ) accompanied with ocean density anomalies. (c) Same as in (a), but for the ocean density anomalies (in  $10^{-1}\text{ kg m}^{-3}$ ). Modified from Morioka *et al.*, (2017).

Taguchi and Schneider (2014) に倣って、水温偏差  $\delta T$  を密度偏差による成分  $\delta T_\rho$  と塩分補償によって密度偏差を伴わない成分  $\delta T_s$  に分けて議論しました (Morioka *et al.*, 2017)。

$$\delta T = \delta T_\rho + \delta T_s = \frac{\nabla \bar{T} \cdot \nabla \bar{\rho}}{|\nabla \bar{\rho}|^2} \delta \rho + \delta T_s \quad (4)$$

ここで、 $\nabla$  は水平鉛直方向の微分を表します。Fig. 6b は、密度偏差を伴う水温偏差  $\delta T_\rho$  の時間発展を示します。南大西洋から南部インド洋に向かって、密度偏差を伴う水温偏差  $\delta T_\rho$  はゆっくり東進し、水温偏差  $\delta T$  をよく説明していることが分かります。特に、正の水温偏差は負の密度偏差を伴っており (Fig. 6c)、南大西洋から南部インド洋までゆっくり東進している様子が確認できます。この緯度帯で南大西洋と南部インド洋の密度偏差に EOF 解析を行ったところ、最も大きな変動として、海面から水深 1,000 m まで符号が同じで振幅が減衰する、等価順圧構造をもつ密度の変動が見られました。また、南大西洋から南部インド洋へ密度の変動が約  $2 \text{ cm s}^{-1}$  の速度で東進している様子が確認されました。東進が見られる南緯 50 度から 40 度帯には、南極周極流が一年を通して約  $5\text{--}10 \text{ cm s}^{-1}$  で東向きに流れています。この緯度帯で海水に密度偏差が生じると、傾圧第一モードの海洋ロスビー波は約  $2\text{--}3 \text{ cm s}^{-1}$  で西進しようとしませんが、強い東向きの南極周極流の影響を受けて、等価順圧構造をもった準定常ロスビー波が東向きに伝播していると解釈できます。

南大西洋における水温の上昇に寄与する海水の密度偏差は、直上の大気の高気圧偏差と強く関係しています。南半球では反時計回りの海上風の偏差を伴うため、海洋内部では鉛直下向きの沈降流が強まり、海水の密度を小さくするように働きます。また、南大西洋において混合層の熱収支解析を行ったところ、正の海面水温偏差は高気圧偏差によって、低緯度から南向きの熱輸送が強化されたことと、沈降流の偏差によって亜表層からの冷却が弱まったことが寄与していました。南大西洋の十年規模変動には直上の大気の変動が強く関わっており、先行研究の結果とも整合的です (Venegas *et al.*, 1996, 1997)。その後の研究で、南大西洋の海面気圧に十年規模変動をもたらす原因の 1 つとして、熱帯太平洋の十年規模変動に伴う大気のテレコネクションが示唆されていますが

(Lopez *et al.*, 2016)、大気海洋結合モデルを用いた実験結果に依存しており、より長期的な観測データによる検証が必要です。

## 5. 南部インド洋と南大西洋の十年規模変動の予測可能性

北半球に限らず南半球の海面水温に見られる十年規模変動はこれまで、地球温暖化の予測研究の枠組み (World Climate Research Programme Decadal Climate Prediction Project; 世界気候研究計画 十年規模気候予測プロジェクト) の中で、温室効果ガスの影響を取り入れた大気海洋結合モデルを用いて、予測可能性が調べられてきました。熱帯を含む多くの海域で、大気モデル中の温室効果ガスなど大気の放射強制力を変化させることで、十年先まで比較的高い予測精度が得られることが報告されています (Meehl *et al.*, 2014)。しかし、南部インド洋や南大西洋で見られるような、外部強制ではなく大気と海洋の相互作用によって生じる十年規模変動の予測精度はあまり高くありません (Guemas *et al.*, 2013)。

Morioka *et al.*, (2018a) では、南部インド洋や南大西洋の十年規模変動を良く再現している大気海洋結合モデル (SINTEX-F2) を用いて、モデルの海面水温を観測データに近づけて (初期化して)、十年先まで予測する実験を行っています。衛星観測が始まった 1982 年から近年まで、南部インド洋で観測された十年規模変動について調べたところ、1990 年代後半から 2000 年代前半に見られる南部インド洋の昇温が、1994 年から十年先まで予測した実験で捉えられることが分かりました (Fig. 7a)。また、2000 年代前半から後半にかけて寒冷期に遷移する様子が、1999 年から予測した実験でもよく再現できることが分かりました (Fig. 7b)。

こうした高い予測精度の背景には、南大西洋から南部インド洋に東進する海面水温や海面気圧の十年規模変動を大気海洋結合モデルが十分に予測できていることと関係していました。大気海洋結合モデルの海面水温を観測データで初期化することで、直上の大気が応答し、大気海洋相互作用を通して十年規模変動のシグナルを維持するように働いていることが示唆されます。モデルの初期化に衛星観測で得られた海面水温のみを用いているため、海面水温のデータを衛星観測が始まる 1980 年代よ

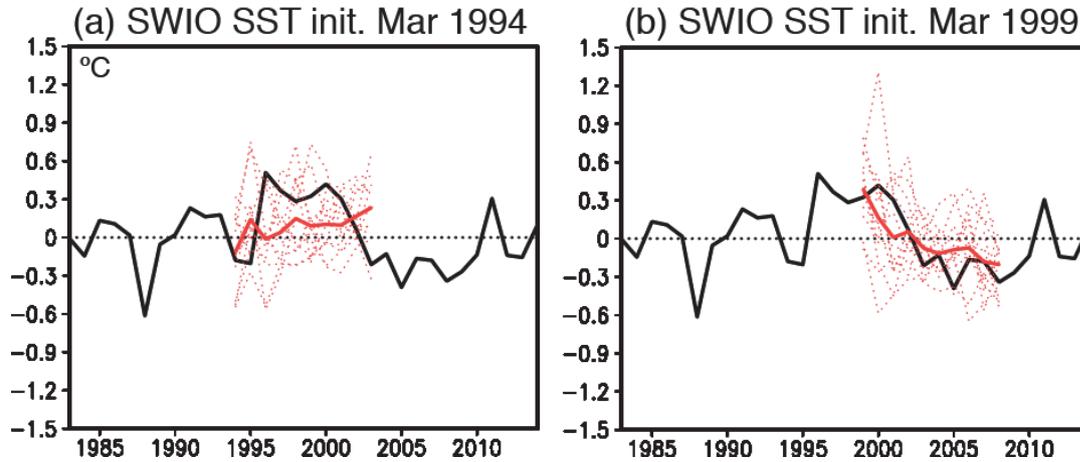


Fig. 7. (a) Time series of the yearly mean SST anomalies (in °C) over the southwest Indian Ocean (SWIO; 40–60°E, 50–40°S). The black line indicates observation, while the red line corresponds to the ensemble mean of 12-member reforecast experiments in which the model's SST is initialized on March 1<sup>st</sup>, 1994. Each ensemble member is described as dotted line. (b) Same as in (a), but for the results from the reforecast experiments initialized on March 1<sup>st</sup> 1999. Modified from Morioka *et al.*, (2018a).

り前に伸ばすことができれば、南部インド洋の十年規模変動の予測精度をさらに過去に遡って調べることも可能です。

南部インド洋と同じ手法を用いて、南大西洋の海面水温に見られる十年規模変動について、予測実験を行ったところ、南部インド洋に比べて予測精度が低いことが分かりました。南部インド洋はアガラス反転流による強い海面水温前線を伴うため大気と海洋の結合が強いですが (Nakamura *et al.*, 2012)、南大西洋の内部領域は強い水温前線を伴わないため大気と海洋の結合が弱く、十年規模変動に伴う海洋内部の構造をモデルで再現できていないことが考えられます。

そこで、大気海洋結合モデルの海面水温だけでなく、海洋内部の水温や塩分を観測データで初期化して実験を行ったところ、南大西洋の十年規模変動を精度よく予測できることが分かりました (Morioka *et al.*, 2018b)。Figure 8は2001年から5年ごとに平均した海面水温偏差を表します。観測データを見ると (Fig. 8a)、2000年代前半から後半にかけて、南大西洋の海面水温は寒冷期から温暖期に変わり、2010年代前半にかけて温暖傾向が弱まりつつあります。2006年まで大気海洋結合モデルの海面水温のみを観測データで初期化した実験では (Fig. 8b)、

2006年以降の温暖期への遷移が予測できておらず、2010年代前半まで寒冷期が持続すると予測しています。一方、大気海洋結合モデルの海面水温だけでなく、海洋内部の水温と塩分も観測データで初期化した実験では (Fig. 8c)、2006年以降の温暖期への遷移が正しく予測できており、2010年代後半の温暖期の減衰がよく捉えられています。観測データと比べて、海面水温偏差の振幅に違いは見られるものの、南大西洋の十年規模変動に伴う海面水温偏差の空間パターンをモデルでよく予測できることが分かりました。

## 6. まとめと展望

南半球の亜熱帯から中緯度の海面水温に見られる経年変動現象、亜熱帯ダイポールは、亜熱帯高気圧の変動に伴う混合層厚の経年変動が現象の発達や減衰に重要な役割をしていることが本研究で初めて明らかになりました (Morioka *et al.*, 2010, 2011, 2012)。大気海洋結合モデルで亜熱帯ダイポール現象を予測するためには、亜熱帯高気圧の変動を事前に予測し、混合層厚の変動をモデルで正しく表現する必要があります。

南半球の亜熱帯高気圧の変動は、熱帯域の ENSO に伴

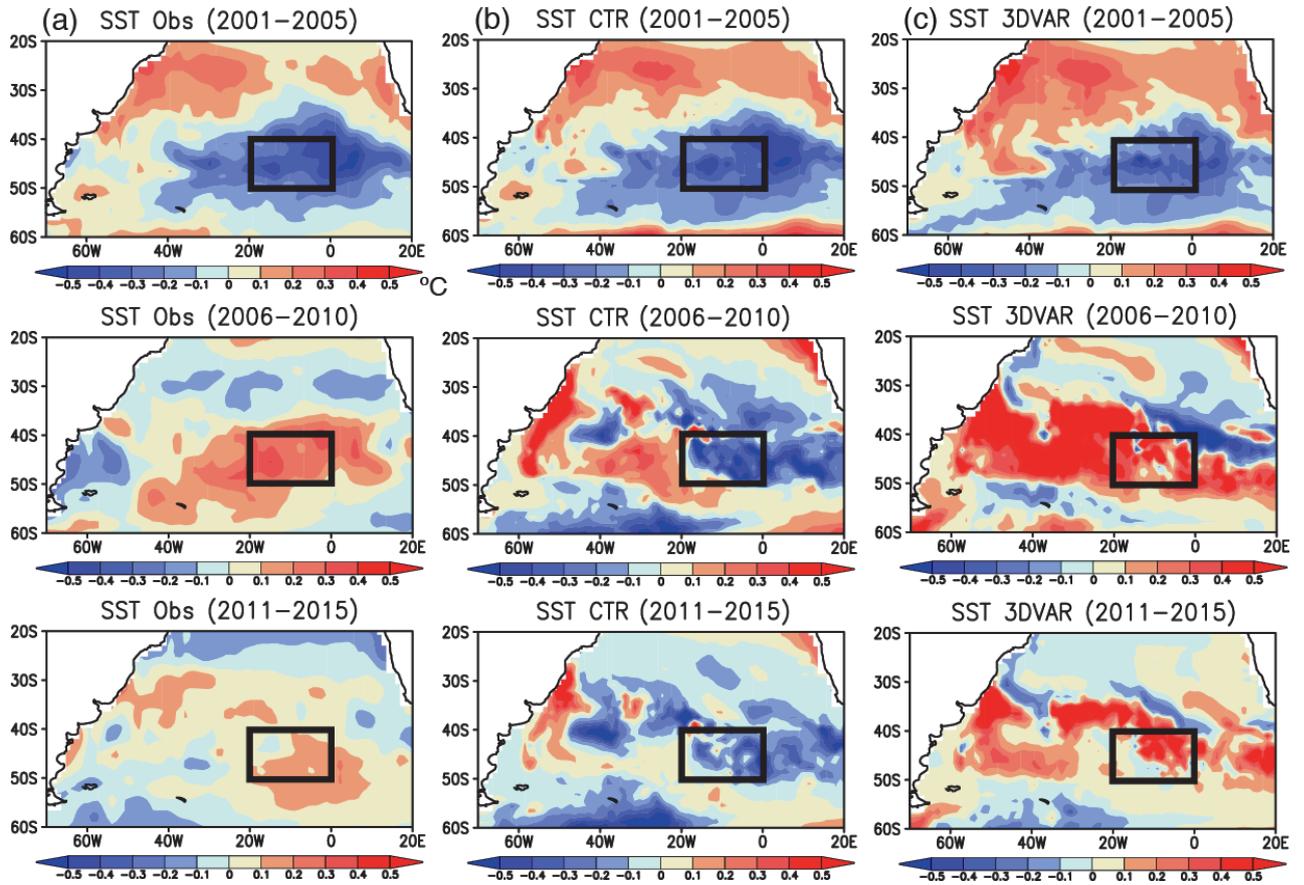


Fig. 8. (a) Temporal evolution of the 5-yr mean SST anomalies (in  $^{\circ}\text{C}$ ) observed from 2001-2005 to 2011-2015. Black boxes indicate the region ( $40\text{--}50^{\circ}\text{S}$ ,  $0\text{--}20^{\circ}\text{W}$ ) where the large decadal SST variability is observed. (b) Same as in (a), but for the ensemble mean of the 12-member CTR reforecast experiments in which the model's SST is initialized on March 1<sup>st</sup> 2006. Note that 2001-2005 is the initialization period so that the model's SST is almost close to the observed SST. (c) Same as in (a), but for the results from 3DVAR reforecast experiments in which the model's SST and subsurface ocean temperature/salinity are initialized on March 1<sup>st</sup> 2006.

う大気のテレコネクションや中緯度の大気の内変動である AAO など、海盆の外部からの影響を受けます (Morioka *et al.*, 2013a, 2014)。こうした大気の変動は、惑星規模の高・低気圧の波列を伴っており、波の数や空間構造は基本場の風の構造に大きく依存します。特に、中緯度に存在する偏西風を大気海洋結合モデルで正しく表現する必要があります。実際に、低解像度の大気海洋結合モデル (SINTEX-F1; 海洋モデルは水平解像度  $0.5\text{--}2$  度、鉛直 31 層で、大気モデルは水平解像度約 1 度、鉛直 19 層) を高解像度化し、さらに海水モデルを追加した大気海洋結合モデル (SINTEX-F2; 海洋モデルは水平解像度

$0.2\text{--}0.5$  度、鉛直 31 層で、大気モデルは水平解像度約 1 度、鉛直 31 層) で実験を行ったところ、南大西洋で偏西風が北偏して再解析値に近くなり、南大西洋の亜熱帯ダイポールに伴う海面水温偏差の極が低緯度側にずれ、観測値に近づくことが分かりました (Morioka *et al.*, 2014)。

一方で、南半球の亜熱帯高気圧は、局所的な海面水温の変動 (Morioka *et al.*, 2015a) や周辺域の大陸との東西熱コントラスト (MIyasaka and Nakamura 2010) にも影響を受けます。こうした海盆内部の細かい影響を大気海洋結合モデルで捉えるためには、より高解像度な大気モ

デルと海洋モデルが必要です。さらに高解像度な大気海洋結合モデルを用いた研究により、亜熱帯高気圧の変動における海洋中規模渦や沿岸風の役割などが明らかになることが期待されます。

亜熱帯ダイポールの発達に欠かせない混合層厚の変動を海洋モデルで正しく表現することも重要です。亜熱帯から中緯度域では混合層厚の季節変動が大きく、夏は数10 m、冬は100 mを越えることもあります。亜熱帯ダイポール現象が発達する春から夏にかけて、混合層厚は薄くなり、薄い混合層厚をモデルで再現することが海面水温偏差の再現に欠かせません。最新の海洋モデルを用いた再解析プロダクトの比較研究 (Toyoda *et al.*, 2017) によると、亜熱帯ダイポール現象がピークに達する2月において、混合層厚の気候値が海洋モデルの間で約5-10 m異なることがわかりました。混合層厚の気候値が数10 m、経年変動の振幅が約5 mであることを考えると、モデルのばらつきは無視できません。混合層が発達する海洋表層において、海洋モデルの鉛直解像度を増やすことや、より複雑な混合の物理プロセスを含む混合層モデルが必要になると考えられます。

南部インド洋と南大西洋に見られる十年規模変動では、南大西洋で生じた水温偏差が密度偏差を伴い、南極周極流の影響を受けて準定常ロスビー波として東進することが本研究で明らかになりました (Morioka *et al.*, 2015b, 2017)。南大西洋の水温偏差には、直上の海面気圧偏差が関わっていますが、その起源は十分に理解されていません。大気海洋結合モデルを用いた1,000年に及ぶ長期積分の実験により、熱帯太平洋の十年規模変動に伴う大気のテレコネクションが寄与することが示唆されています (Lopez *et al.*, 2016) が、観測データで十分に検証されていません。南半球の中高緯度における大気の内部分動であるAAOにも長周期変動が卓越しており (Yuan and Yonekura 2011)、AAOが亜熱帯高気圧の変動をもたらす可能性もあります。モデル実験により得られた結果を検証するには、より長期の大気と海洋の観測データが必要となります。

本研究により、南部インド洋と南大西洋の十年規模変動について、初期化手法の違いにより予測精度に大きな違いが見られました (Morioka *et al.*, 2018a, b)。南部インド洋は、アガラス反転流など水温前線を伴い、大気と

海洋の結合が強いため (Nakamura *et al.*, 2012)、モデルの海面水温を初期化することで大気が応答し、大気海洋相互作用を通して十年規模変動を予測できることがわかりました (Morioka *et al.*, 2018a)。しかし、南大西洋の内部領域では強い水温前線を伴わないため、南部インド洋よりも大気と海洋の結合が弱いことが考えられます。南大西洋の十年規模変動を精度よく予測するためには、モデルの海洋内部の水温や塩分を観測データで初期化する必要があります。しかし、南大西洋の海洋観測は南部インド洋と同程度か、それ以上に乏しいです。実際に、アルゴフロートによる海洋観測が南大西洋で増加した2005年以降、モデルの水温や塩分の初期化が予測精度の向上に寄与していることがわかりました (Morioka *et al.*, 2018b)。南大西洋を含む南半球の海洋観測を充実させることが、南半球の気候変動の理解や予測に欠かせません。

最後に、南半球の海面水温に見られる経年変動や十年規模変動は、周辺域の気温や降水量に影響を及ぼすため、海面水温変動の予測は周辺域の気候変動予測にも役立つことが期待されます。実際に、大気海洋結合モデルの高解像度化や初期化手法の改良によって、亜熱帯ダイポールの予測精度が向上し、アフリカ南部の夏季における降水量変動の予測精度が向上した報告もあります (Doi *et al.*, 2016)。アフリカ南部の降水量は農作物の収量やマラリアなど感染症の発生と強い関係にあるため、降水量変動の予測をこれらの分野に応用する研究が行われています (Ikeda *et al.*, 2017)。このように、海洋起源の気候変動現象に注目して、物理プロセスを正しく理解し、大気海洋結合モデルを用いて精度よく予測することが、気候変動の研究だけでなく気候変動の影響を受けやすい途上国など国際社会にとって重要です。

## 謝 辞

南半球の亜熱帯から中緯度に見られる海面水温の経年から十年規模変動について、物理プロセスと予測可能性を調べる研究を一貫して行い、名誉ある日本海洋学会岡田賞を受賞することになり、関係者の皆さまに心より感謝申し上げます。特に、東京大学大学院理学系研究科でお世話になりました、指導教員の山形俊男名誉教授をは

じめ、升本順夫教授、東塚知己准教授には亜熱帯ダイポール現象に関する研究のテーマ設定から手法、解析、結果の解釈まで、丁寧に指導していただき、大学院時代に研究者としての基礎を固めることができました。山形俊男名誉教授には早くから国際性を身に付けるようにと、国際学会での発表だけでなく、修士2年次にハワイ島で行われた ENSO サマースクールへの参加や、博士2年次にパリ大学の IPSL 研究所で数ヶ月の研究インターンなど、文化や言葉も異なる海外の研究者と議論を交わし論文を書く機会を与えていただきました。不安と隣り合わせの中で必死に研究を行った経験が、大学院を卒業した後の研究人生に大変活かされています。

大学院を卒業した後、日本学術振興会の特別研究員として2年間、海洋研究開発機構の地球環境変動領域に所属しました。升本順夫プログラムディレクターが率いる短期気候変動応用予測研究プログラムの研究者とともに最先端の大気海洋結合モデル (SINTEX-F2) を用いて大気海洋相互作用に関する研究を行うことで、大学院時代に比べて研究のスキルが磨かれ、研究の視野が広がりました。今から振り返ると、この2年間が自由に研究に集中できる期間で、数多くの論文を残すことができました。その後、研究員として海洋研究開発機構アプリケーションラボに所属し、Swadhin Behera 所長のもとで十年規模変動に関する研究を行ってきました。その中で、南アフリカの気候変動と感染症に関する JICA/AMED の国際プロジェクト (SATREPS) に5年間参画し、南アフリカやヨーロッパの研究者らと共同研究を進めることができました。プロジェクトを通して構築した海外研究者とのネットワークは極めて重要で、国際学会などで再会することで研究の議論が始まり、新たな研究の展開につながりました。

その他、東京大学の教職員の皆さま、研究室の先輩や後輩の皆さま、海洋研究開発機構の研究者の皆さま、そして、研究をいつも支えてくださった事務関係の皆さまに、心から感謝申し上げます。皆さまの温かい指導とサポートのお陰で、現在まで安心して研究を進めることができました。今後も難しい課題に挑戦して、最先端の研究を行うことで、気候変動に脆弱な途上国を含む国際社会に貢献し、次世代の若手研究者や学生が研究しやすい環境作りに励みたいと思います。

最後になりますが、本研究で大気海洋結合モデルの実験を行うにあたり、海洋研究開発機構の地球シミュレータを利用させていただきました。また、本論文について、編集委員と査読者から建設的的確なコメントをいただき、心より感謝申し上げます。本研究は、複数の科学研究費 (笹川科学研究助成、日本学術振興会特別研究員 DC2 と PD、日本学術振興会若手 (B) 15K1778 と若手研究 19K14800 など)、JICA と JST および AMED が推進する地球規模課題対応国際科学技術プログラム (SATREPS) などにより支援されています。研究する機会を与えてくださった助成機関に感謝申し上げます。

## References

- Allan, R. J., J. A. Lindesay, and C. J. Reason (1995): Multidecadal variability in the climate system over the Indian Ocean region during the austral summer. *J. Climate*, **8**, 1853-1873.
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata (2007): El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res. Oce.*, **112**, C11007. doi:10.1029/2006JC003798.
- Behera, S. K., and T. Yamagata (2001): Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 327-330.
- Cook, K. H. (2000): The South Indian convergence zone and interannual rainfall variability over southern Africa. *J. Climate*, **13**, 3789-3804.
- Doi, T., S. K. Behera, and T. Yamagata (2016): Improved seasonal prediction using the SINTEX-F2 coupled model. *J. Adv. Mod. Ear. Sys.*, **8**, 1847-1867.
- Fauchereau, N., S. Trzaska, Y. Richard, P. Roucou, and P. Camberlin (2003): Sea-surface temperature co-variability in the Southern Atlantic and Indian Oceans and its connections with the atmospheric circulation in the Southern Hemisphere. *Int. J. Climatol.*, **23**, 663-677.
- Guemas, V., S. Corti, J. Garcia-Serrano, F. J. Doblas-Reyes, M. Balmaseda, and L. Magnusson (2013): The Indian Ocean: The region of highest skill worldwide in decadal climate prediction. *J. Climate*, **26**, 726-739.
- Hermes, J. C., and C. J. C. Reason (2005): Ocean model diagnosis of interannual coevolving SST variability in the South Indian and South Atlantic Oceans. *J. Climate*, **18**, 2864-2882.
- Ikeda, T., S. K. Behera, Y. Morioka, N. Minakawa, M. Hashizume, A. Tsuzuki, R. Maharaj, and P. Kruger (2017): Seasonally lagged effects of climatic factors on malaria incidence in South Africa. *Sci. Rep.*, **7**, 2458.
- Kraus, E. B., and J. S. Turner (1967): A one-dimensional model of the seasonal thermocline II. The general theory and its consequences. *Tellus*, **19**, 98-106.
- Lopez, H., S. Dong, S. K. Lee, and E. Campos (2016): Remote influence of Interdecadal Pacific Oscillation on the South Atlantic meridional overturning circulation variability. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 8250-8258.
- Meehl, G. A., et al. (2014): Decadal climate prediction: an update from the trenches. *Bull. Ame. Meteor. Soc.*, **95**, 243-267.
- Miyasaka, T., and H. Nakamura (2010): Structure and mechanisms of the

- Southern Hemisphere summertime subtropical anticyclones. *J. Climate*, **23**, 2115–2130.
- Mo, K. C., and J. N. Paegle (2001): The Pacific–South American modes and their downstream effects. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1211–1229.
- Morioka, Y., T. Tozuka, and T. Yamagata (2010): Climate variability in the southern Indian Ocean as revealed by self-organizing maps. *Clim. Dyn.*, **35**, 1059–1072.
- Morioka, Y., T. Tozuka, and T. Yamagata (2011): On the growth and decay of the subtropical dipole mode in the South Atlantic. *J. Climate*, **24**, 5538–5554.
- Morioka, Y., T. Tozuka, S. Masson, P. Terray, J. J. Luo, and T. Yamagata (2012): Subtropical dipole modes simulated in a coupled general circulation model. *J. Climate*, **25**, 4029–4047.
- Morioka, Y., T. Tozuka, and T. Yamagata (2013a): How is the Indian Ocean subtropical dipole excited? *Clim. Dyn.*, **41**, 1955–1968.
- Morioka, Y., J. V. Ratnam, W. Sasaki, and Y. Masumoto (2013b): Generation mechanism of the South Pacific subtropical dipole. *J. Climate*, **26**, 6033–6045.
- Morioka, Y., S. Masson, P. Terray, C. Prodhomme, S. K. Behera, and Y. Masumoto (2014): Role of tropical SST variability on the formation of subtropical dipoles. *J. Climate*, **27**, 4486–4507.
- Morioka, Y., K. Takaya, S. K. Behera, and Y. Masumoto (2015a): Local SST impacts on the summertime Mascarene high variability. *J. Climate*, **28**, 678–694.
- Morioka, Y., F. Engelbrecht, and S. K. Behera (2015b): Potential sources of decadal climate variability over southern Africa. *J. Climate*, **28**, 8695–8709.
- Morioka, Y., B. Taguchi, and S. K. Behera (2017): Eastward propagating decadal temperature variability in the South Atlantic and Indian Oceans. *J. Geophys. Res.*, **122**, 5611–5623.
- Morioka, Y., T. Doi, and S. K. Behera (2018a): Decadal climate predictability in the southern Indian Ocean captured by SINTEX-F using a simple SST-nudging scheme. *Sci. Rep.*, **8**, 1029.
- Morioka, Y., T. Doi, A. Storto, S. Masina, and S. K. Behera (2018b): Role of subsurface ocean in decadal climate predictability over the South Atlantic. *Sci. Rep.*, **8**, 8523.
- Nakamura, M. (2012): Impacts of SST anomalies in the Agulhas Current system on the regional climate variability. *J. Climate*, **25**, 1213–1229.
- Qiu, B., and K. A. Kelly (1993): Upper-ocean heat balance in the Kuroshio Extension region. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 2027–2041.
- Reason, C. J. C., R. J. Allan, and J. A. Lindesay (1996a): Dynamical response of the oceanic circulation and temperature to interdecadal variability in the surface winds over the Indian Ocean. *J. Climate*, **9**, 97–114.
- Reason, C. J. C., R. J. Allan, and J. A. Lindesay (1996b): Evidence for the influence of remote forcing on interdecadal variability in the southern Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, **101**, 11867–11882.
- Reason, C. J. C., and H. Mulenga (1999): Relationships between South African rainfall and SST anomalies in the southwest Indian Ocean. *Int. J. Climatol.*, **19**, 1651–1673.
- Rodrigues, R. R., E. J. Campos, and R. Haarsma (2015): The impact of ENSO on the South Atlantic subtropical dipole mode. *J. Climate*, **28**, 2691–2705.
- Sousa, P. M., R. C. Blamey, C. J. Reason, A. M. Ramos, and R. M. Trigo (2018): The ‘Day Zero’ Cape Town drought and the poleward migration of moisture corridors. *Environ. Res. Lett.*, **13**, 124025.
- Suzuki, R., S. K. Behera, S. Iizuka, and T. Yamagata (2004): Indian Ocean subtropical dipole simulated using a coupled general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09001, doi:10.1029/2003JC001974.
- Taguchi, B., and N. Schneider (2014): Origin of decadal-scale, eastward-propagating heat content anomalies in the North Pacific. *J. Climate*, **27**, 7568–7586.
- Thompson, D. W., and J. M. Wallace (2000): Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, **13**, 1000–1016.
- Toyoda, T., et al. (2017): Intercomparison and validation of the mixed layer depth fields of global ocean syntheses. *Clim. Dyn.*, **49**, 753–773.
- Turner, J. S., and E. B. Kraus (1967): A one-dimensional model of the seasonal thermocline I. A laboratory experiment and its interpretation. *Tellus*, **19**, 88–97.
- Tyson, P. D., T. G. Dyer, and M. N. Mametse (1975): Secular changes in South African rainfall: 1880 to 1972. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 817–833.
- Venegas, S. A., L. A. Mysak, and D. N. Straub (1996): Evidence for interannual and interdecadal climate variability in the South Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2673–2676.
- Venegas, S. A., L. A. Mysak, and D. N. Straub (1997): Atmosphere–ocean coupled variability in the South Atlantic. *J. Climate*, **10**, 2904–2920.
- Yamagami, Y., and T. Tozuka (2015): Interdecadal changes of the Indian Ocean subtropical dipole mode. *Clim. Dyn.*, **44**, 3057–3066.
- Yuan, C., T. Tozuka, J. J. Luo, and T. Yamagata (2014): Predictability of the subtropical dipole modes in a coupled ocean–atmosphere model. *Clim. Dyn.*, **42**, 1291–1308.
- Yuan, X., and E. Yonekura (2011): Decadal variability in the Southern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **116**, D19115, doi:10.1029/2011JD015673.

# Interannual-decadal sea-surface temperature variability in the southern hemisphere

Yushi Morioka<sup>†</sup>

## Abstract

Interannual variations of sea-surface temperature (SST) in the subtropics and mid-latitudes of the Southern Hemisphere are characterized by a dipole pattern of SST anomalies over the northeastern and southwestern parts of each ocean basin, known as the Subtropical Dipole. This study first demonstrates that over the positive SST anomalies associated with the Subtropical Dipole, the ocean mixed-layer thicknesses become anomalously thin (thick) and enhance warming (cooling) of the mixed-layer by the shortwave radiation, resulting in the development of the positive (negative) SST anomalies. The variations of the mixed-layer thicknesses are attributed to the latent heat flux anomalies associated with the overlying subtropical high variations. However, decadal SST variations over the South Atlantic and southern Indian Oceans tend to migrate eastward and interact with the overlying sea-level pressure (SLP) variations. The ocean temperature anomalies are found in the subsurface ocean where the ocean density anomalies propagate eastward as quasi-stationary oceanic Rossby waves under the influence of the eastward Antarctic Circumpolar Current. A series of ocean-atmosphere coupled model experiments shows skillful predictions of the decadal SST variabilities observed over the South Atlantic and southern Indian Oceans.

**Key words:** southern hemisphere, sea-surface temperature, interannual variability, subtropical dipole, decadal variability

(Corresponding author's e-mail address: morioka@jamstec.go.jp)

(Received 29 November 2019; accepted 28 January 2020)

(doi: 10.5928/kaiyou.29.1\_1)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2020)

---

<sup>†</sup> Application Laboratory, VAiG, JAMSTEC  
Showa-machi 3173-25, Kanazawa-ku, Yokohama City, Kanagawa, 236-0001  
TEL: +81457887649  
e-mail: morioka@jamstec.go.jp