

# 海洋モデルの過去再現実験で見られた熱帯太平洋の十年規模変動

山中 吾郎・辻野 博之・中野 英之・平原 幹俊  
(気象研究所海洋・地球化学研究部)

## 1. はじめに

太平洋表層の子午面循環である亜熱帯セル (Subtropical Cells: STCs) は十年から数十年規模のスケールで変動することが知られている (McPhaden and Zhang, 2002, 2004)。STCs の強弱は太平洋赤道域の海面水温変動と密接に関連していることから、STCs の変動が熱帯太平洋の気候変動に重要な役割を担っている可能性がある。

他方、西部太平洋熱帯域では、近年全球平均を上回る水位上昇が見られている (Bindoff et al., 2007)。この水位上昇は大規模な風の変動と関連していることが指摘されているが (Merrifield, 2011)、STCs の長期変動との関連は十分明らかではない。

本研究では、海洋大循環モデルを現実的な境界条件の下で長期積分した結果を用いて、STCs の長期変動に関連した海面水位の空間分布の特徴、および過去 40 年間の熱帯太平洋の十年規模変動の位相反転プロセスを明らかにすることを目的とする。

## 2. モデルと実験設定

海洋大循環モデルは気象研共用海洋モデル (MRI.COM3: Tsujino et al., 2010) を用いた。モデル領域は全球で、tripolar 座標をもつ。モデルの解像度は、東西 1°、南北 0.5°、鉛直 51 層である。モデルは海氷過程を含み、高精度移流スキーム、混合層スキームを用いている。

海面境界条件としては、CLIVAR/WGOMD が推奨する CORE ver.2 (Large and Yeager, 2009) の大気要素を用いた。CORE データは

NCEP/NCAR の大気再解析データをベースとして、衛星データによる補正が施されている。例えば、熱帯太平洋の貿易風は、NCEP/NCAR の大気再解析値と比較して強められている (彼らの図 2 を参照)。海面フラックスを計算する際のバルク式は Large and Yeager (2004) を用いている。

モデルは World Ocean Atlas 2001 から出発し、1948-2006 年の期間の線型トレンドを除去した強制力を繰り返し用いて約 1,500 年間積分し、準定常状態を得た。その後、さらに 1948-2006 年の積分を 5 サイクル行ない、最後の 5 サイクル目の 1965-2006 年を解析に使用した。

## 3. 熱帯太平洋の十年規模変動

### 3-1. モデルの再現性

モデルで再現された平均的な海洋構造や長期変動場は、観測で見られる特徴を概ね再現していた (Tsujino et al. 2011)。図 1 は、STCs に相当する、太平洋で平均した子午面循環の長期平均場を示している。南北 30°付近の中緯度で沈み込んだ水が赤道方向に運ばれ、赤道域で湧昇する。赤道域を湧昇した水は、エクマン層に相当する上層 50m 以浅で再び極向きに運ばれる。STCs の鉛直構造はほぼ上層 300m 以浅において見られる。また、エクマン流や内部流、西岸境界流の構造は、熱帯付近の風成循環理論と整合的であった。

モデルは、STC 強度 (50m 深における 10°N と 10°S の東西平均子午面流線関数の差で定義) の十年規模変動を概ね再現している (図

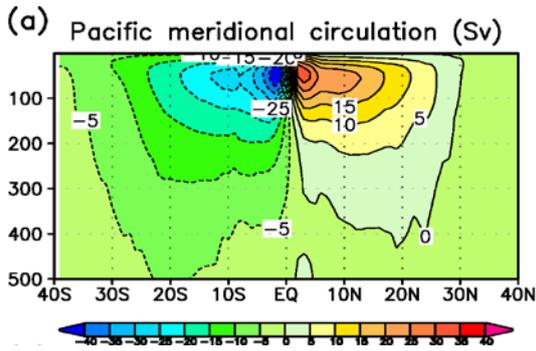


図1 太平洋で平均した子午面流線関数 [Sv]の長期平均場 (1965-2006年)。

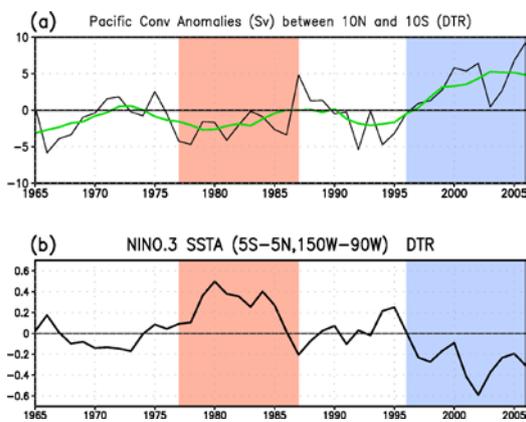


図2 (a) STC強度 [Sv] (緑線: 7年移動平均) と (b) NINO.3 SST偏差 [°C] の時系列。赤い (青い) 陰影は WP (CP) の期間を示す。

2a)。観測 (McPhaden and Zhang, 2004) で指摘されているように、1970年代半ばから1980年代半ばにかけてのSTCの弱化と1990年代半ば以降のSTCsの強化が顕著である。

STCsの十年規模変動に関連して、NINO.3 (5°S-5°N, 90°W-150°W)の海面水温は逆位相で変動している (図2b)。STCsの弱化期間 (1977-1987年: 以下 Warm Phase (WP) と呼ぶ) ではNINO.3の海面水温は正偏差、STCsの強化期間 (1996-2006年: Cold Phase (CP)) では負偏差となっている。

### 3-2. 熱帯海洋上層における流量変動

上層300m以浅における流量変動を図3に示す。一般的な特徴として、内部流と西岸境界流は逆位相で変動するが、変動の大きさは内部流の方が大きい。これは、内部流にはエクマン流の戻り流が含まれるためである。また、エクマン流の変動はSTC強度変動とよく対応しており、STC強度がほぼエクマン流の変動によって決まっていることを示唆している。

流量変動は、WPとCPにおけるSTCs変動の南北構造の違いを示す。WPでは、10°Sにおいて内部流が負偏差、西岸境界流が正偏差、すなわち、時計回り (低気圧性) の循環の強化が見られる。エクマン流は正偏差を示しており、東風の弱化を示唆している。10°Nでは、1985年の前後で時計回り (高気圧性) の循環が卓越し、南北非対称性が認められる。エクマン流はWPの期間を通じて弱い。一方CPでは、WPで見られた強い南北非対称性は見られず、南北両半球でエクマン流の強化が顕著になっている。10°Sでは反時計回り (高気圧性) の循環が卓越するのに対し、10°Nではエクマン流と内部流がほぼ相殺するため、西岸境界流の変動は2 Svを下回っている。

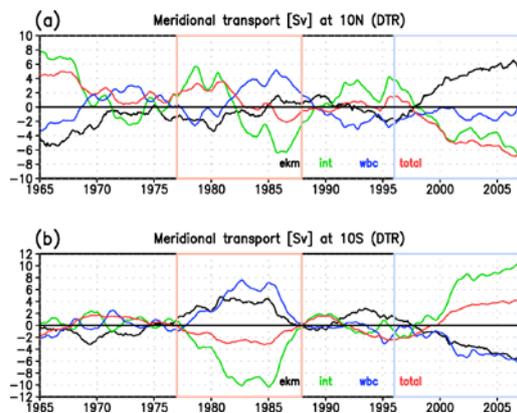


図3 (a) 10°N と (b) 10°S における STCs の流量 [Sv] の時系列。黒: エクマン輸送量、緑: 内部流量、青: 西岸境界流量、赤: 内部流量と西岸境界流量の和。

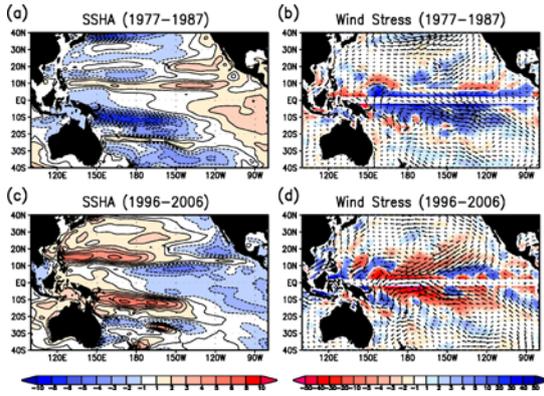


図4 (a)-(b) WP と(c)-(d) CP で平均した海面水位偏差 [cm] (左) と風応力偏差 [N/m<sup>2</sup>] (ベクトル) および EPV 偏差 [10<sup>-7</sup> m/s] (カラー) (右)。

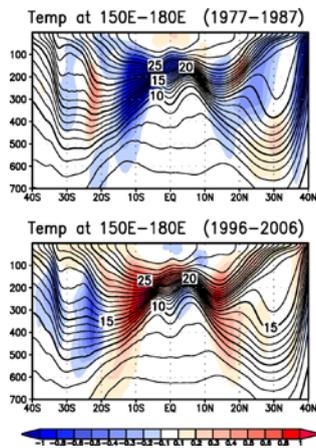


図5 (上)WP と(下)CP の期間における 150°E-180° で平均した水温偏差 (カラー) と長期平均水温 (コンター) [°C] の緯度深度断面。

### 3-3. 海面水位の十年規模変動

WP と CP の各期間で平均した海面水位偏差は異なる空間分布を示す (図 4a,c)。WP においては、東部太平洋熱帯域に海面水位の正偏差が分布する。西部太平洋熱帯域では、10-20°S 付近に顕著な負偏差が見られる一方、10°N 付近には正偏差が分布する。この南北非対称の分布は、観測データから示唆される熱帯太平洋の十年規模変動の空間的な特徴 (Luo and Yamagata, 2001) と整合的である。これに対して CP では、東部太平洋熱帯域を中心に負偏差が広がり、15°N 付近と 15°S 付近に正偏差が存在する。この空間分布は、全

球平均を除去した最近 (1993-2010 年) の西部太平洋熱帯域の海面水位のトレンド (Qiu and Chen, 2012) とよく一致している。上記結果は、STC の強弱に対応した海面水位の空間変動は必ずしもミラーイメージではないことを示している。

海面水位の分布は、海洋内部の構造を反映している。西部熱帯太平洋の水温偏差 (図 5) によると、正 (負) の海面水位偏差に対応して、水温躍層付近に正 (負) の水温偏差が存在し、上部水温躍層の変動に関連していることがわかる。つまり、風応力の変化に伴う上部密度躍層内の質量の再分配を概ね反映していると考えられる。

したがって WP と CP における海面水位の空間分布の違いは、風応力の分布の違いに起因している。風によって励起される海面水位偏差は同じ緯度の風応力回転偏差またはエクマンポンピング速度 (Ekman Pumping Velocity : EPV) 偏差の東西積分で表現できる。

$$\eta' \sim -\frac{1}{c_R} \int_{x_e}^x \text{curl} \left( \frac{\tau'}{\rho_0 f} \right) dx = -\frac{1}{c_R} \int_{x_e}^x w_E' dx$$

ここで  $\eta'$  は海面水位偏差、 $c_R$  は傾圧ロスビー波速度、 $\tau'$  は風応力偏差、 $\rho_0$  は海水の密度、 $f$  はコリオリパラメータ、 $w_E'$  は EPV 偏差、 $x_e$  は東岸を表す。

図 4b,d にそれぞれの期間で平均した風応力および EPV 偏差の水平分布を示す。WP では東部太平洋赤道域に西風偏差が認められ、10-15°S 付近には上向きの EPV が生じている。この EPV 偏差が負の海面水位偏差を生じさせたと考えられる。南北非対称性を生じさせた要因としては、東部太平洋赤道域の西風偏差の中心が 10°S 付近に偏っていたことが挙げられる。これに対して、CP では太平洋赤道

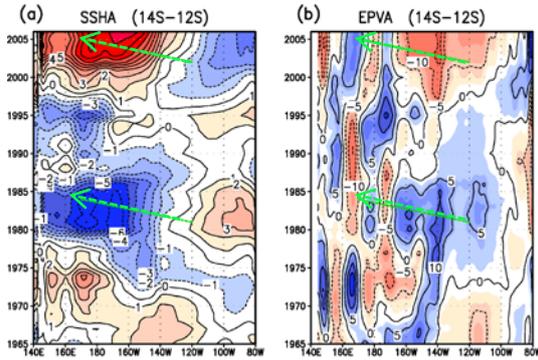


図 6 14°S-12°S における(a) 海面水位偏差 [cm] と (b) EPV 偏差 [10<sup>-7</sup> m/s] の経度時間断面。

域で東風偏差が卓越し、10-15°N では負の、10-15°S では下向きの EPV 偏差が生じている。これが正の海面水位偏差を生じさせたと考えられる。CP の風の分布については、赤道を中心としてほぼ南北対称に分布しており、WP ほど強い南半球への偏りは見られない。

### 3-4. 位相反転プロセス

熱帯太平洋の海面水温変動の位相反転メカニズムの観点からは、亜熱帯域で形成された偏差がどのように伝搬するかという点が興味深い。Luo and Yamagata (2001) は、南西熱帯太平洋で形成された水温偏差がロスビー波と移流によって北西方向に伝搬し、赤道域を東進することによって、十年規模変動の位相を反転させることを指摘した。

南西熱帯太平洋 (10-15°S) における海面水位偏差の形成は、風応力回転の分布と良い対応が見られる。図 6a,b は 14-12°S における海面水位偏差と EPV 偏差の経度時間断面図を示す。WP で形成された負の海面水位偏差は、1980-1985 年にかけて 170°W から 140°W 付近の上向きの EPV 偏差に対応している。この上向きの EPV 偏差は、東部太平洋赤道域の高水温偏差に対する大気のテレコネクションによって形成されたと考えられる。負の海面水

位偏差は 140°E 付近まで西方に広がっている。一方、CP で形成された正の海面水位偏差は、2000 年以降の 160°W から 140°W における下向きの EPV 偏差に関連している。

WP の終息は、1985 年前後に負の海面水位偏差が太平洋赤道域を東進することによって生じる (図 7a)。これに関連して、太平洋赤道域では西風偏差から弱い東風偏差に転じている (図 7b)。しかしながら、位相関係を見ると、風の変化に先立って水位偏差の伝搬が生じていることがわかる (図 7c)。したがって、WP の終息には赤道域の風の変動ではなく、off equator の風の変動が寄与していることが示唆される。

CP の発生は、WP の終息後 10 年弱の遷移期間を経ている。1995 年以降、太平洋赤道域ではそれまでの西風偏差から東風偏差に交替し、その傾向が徐々に強まっている。それに伴って、赤道上では負の海面水位偏差が増加する (図 7c, d)。したがって、CP への遷移に

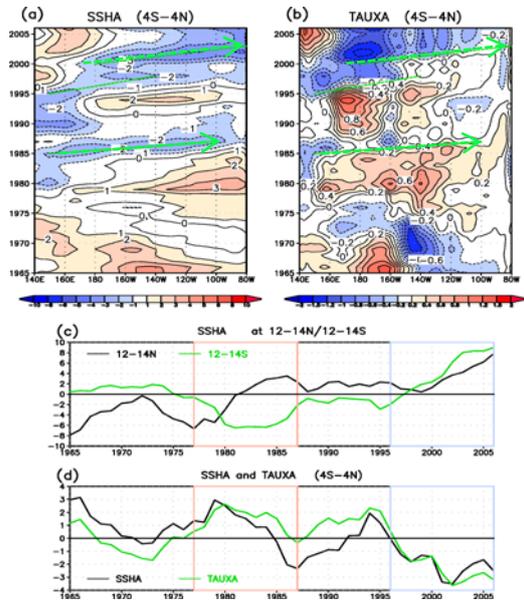


図 7 赤道における (a) 海面水位偏差 [cm] と (b) 風応力偏差 [10<sup>-2</sup> N/m<sup>2</sup>] の経度時間断面。(c) 北西熱帯太平洋 (黒) と南西熱帯太平洋 (緑) における海面水位偏差 [cm]。(d) 赤道太平洋における海面水位偏差 [cm] (黒) と風応力偏差 [10<sup>-2</sup> N/m<sup>2</sup>] (緑)。

ついては、1990年代半ば以降の赤道域での貿易風の強化が直接の原因と考えられる。

#### 参考文献

- Bindoff, N. L., et al., 2007: Observations: Oceanic climate change and sea level. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, 385-432.
- Large, W. G., and S. G. Yeager, 2004: Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies, *NCAR technical note, NCAR/TN-460+STR 105*, CGD Division of the National Center for Atmospheric Research, Boulder.
- Large, W. G., and S. G. Yeager, 2008: The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set, *Clim. Dyn.*, **33**, 341-364, doi:10.1007/s00382-008-0441-3.
- Luo, J.-J., and T. Yamagata, 2001: Long-term El Niño-Southern Oscillation (ENSO)-like variations with special emphasis on the South Pacific, *J. Geophys. Res.*, **106(C10)**, 22211-22227.
- McPhaden, M. J., and D. Zhang, 2002: Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean, *Nature*, **415**, 603-608.
- McPhaden, M. J., and D. Zhang, 2004: Pacific Ocean circulation rebounds, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18301, doi:10.1029/2004GL020727.
- Merrifield, M. A., 2011: A shift in western tropical Pacific sea level trends during the 1990s, *J. Clim.*, **24**, 4126-4138.
- Qiu, B., and S. Chen, 2012: Multidecadal sea level and gyre circulation variability in the northwestern tropical Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **42**, 193-206.
- Tsujino, H., T. Motoi, I. Ishikawa, M. Hirabara, H. Nakano, G. Yamanaka, T. Yasuda, and H. Ishizaki, 2010: Reference manual for the Meteorological Research Institute community ocean model (MRI.COM) version 3, *Technical report of the Meteorological Research Institute*, No.59.
- Tsujino, H., M. Hirabara, H. Nakano, T. Yasuda, T. Motoi, and G. Yamanaka, 2011: Simulating present climate of the global ocean-ice system using the Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM): simulation characteristics and variability in the Pacific sector, *J. Oceanogr.*, **67**, 449-479, doi:10.1007/s10872-011-0050-3.