

黒潮とメキシコ湾流の同期-非同期サイクルに関する仮説・検証

田中 瞳

1 はじめに

長年、中緯度では海洋は大気に対して受動的と考えられていたが、モデルの高解像度化などに伴い、20世紀末ごろから中緯度でも海洋から大気に影響を与えるとされるようになった。大洋の表層循環系において内部領域や東岸域に比べて西岸域に強い極向きの海流が形成される傾向にあり、これを西岸境界流という。強い暖流である西岸境界流は沿岸の地域気象や気候に影響し、特に大都市の沿岸を流れる黒潮やメキシコ湾流は人間生活に大きく影響するため、その変動に着目することで気候変動や異常気象の予測とメカニズムの理解の手がかりになると考えられる。

Kohyama et al. (2021) は黒潮とメキシコ湾流が同期していることを発見し、この同期現象を境界流同期 (Boundary Current Synchronization; BCS) と名付け、黒潮統流域 (35-45° N, 140-170° E) とメキシコ湾流域 (35-45° N, 80-50° W) のそれぞれの5ヶ月移動平均して標準化した海面水温 (SST) 偏差を平均して BCS index を定義している。Fig. 1 に黒潮とメキシコ湾流の SST 偏差の時系列を示す。断続的に同期の弱い期間が存在し、BCS は間欠的であることがわかる。本研究では、簡易モデルによるシミュレーションとデータ解析を用いて、なぜ同期が強い時期と弱い時期が存在するのかについて調べる。

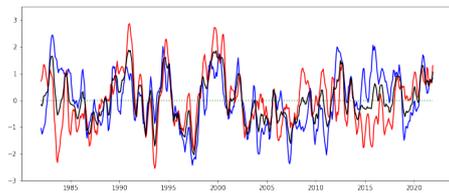


Fig. 1: 黒潮とメキシコ湾流の SST 偏差の時系列 (赤: 黒潮, 青: メキシコ湾流, 黒: BCS index)

2 簡易モデルによるシミュレーション

2.1 モデルと実験設定

使用するモデルは Gallego and Cessi (2001) で提案されたモデル (GC01 モデル) で、これは Fig. 2 のように中緯度大気の簡易モデルに2つの海洋モデルを結合した、理想的な簡易数理モデルである。

Kohyama et al. (2021) で GC01 モデルにおいて適切なパラメータを用いることで BCS のような同期現象を再現できることが示されており、本研究では先行研究におけるパラメータ設定を CTL 実験として用い、パラメータのうち R_1 を変動させることで同期-非同期が再現できるかを試みた。

2.2 結果

CTL 実験とノイズを消して R_1 を変動させたときの一例の、2 海盆の SST の 30 年移動相関係数をそれぞれ

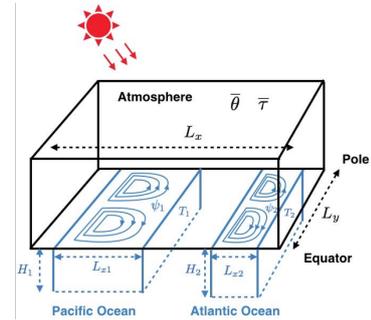


Fig. 2: GC01 モデル

(図は Kohyama et al. (2021) より引用)

れ Fig. 3 と Fig. 4 に示す。このシミュレーションの結果から、系外からのノイズや内部パラメータの変動により同期-非同期を再現し得ることが示唆された。そこで、データ解析により系外からのノイズについて調べていく。

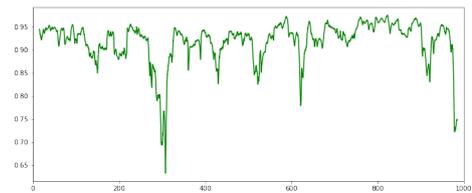


Fig. 3: CTL 実験の 30 年移動相関係数

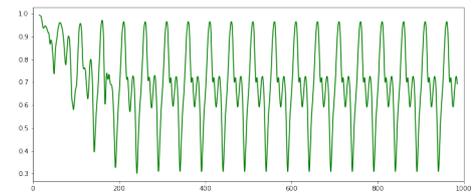


Fig. 4: $R_1 = 5 * 10^4(1 + 0.3 * \sin(2 * \pi * t/T))$ としたときの 30 年移動相関係数 (ノイズなし)

3 データ解析

3.1 使用データ

解析には、アメリカ海洋大気庁の OISST、欧州中期気象予報センターの全球再解析データ ERA5 の海面更正気圧 (SLP)、大気海洋結合モデル MIROC6subhires による SST を用いた。

3.2 手法

Kohyama et al. (2021) では BCS index を定義しているが、ここでは新たに BCS の非同期度合いの指標として、それぞれの 5ヶ月移動平均して標準化した黒潮統流域の SST 偏差からメキシコ湾流域の SST 偏差

を引いて2で割ったものを BCA index と定義する。

3.3 観測データによる解析結果

OISST を用いて BCA index で SST 偏差回帰を行ったところ、Fig. 5 が得られた。

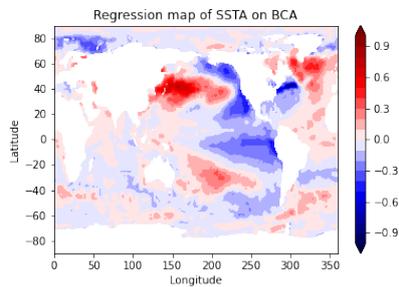


Fig. 5: OISST による BCA の SSTA 回帰図

これによりエルニーニョ南方振動 (ENSO) により BCS が阻害されている可能性が考えられ、Nino 3 index と BCA index の絶対値を描画した Fig. 6 では、実際に 2015 年 11 月のように El Nino と BCA のピークが一致している事例が発見された。一方で、極端な El Nino のピークより BCA index のピークが遅れて発生している 1983 年 1 月のような事例や、極端な El Nino が起きているにも関わらず BCA index の値が大きく振れていない 1997 年 12 月のような事例も存在し、ひとつのメカニズムでは説明できない。

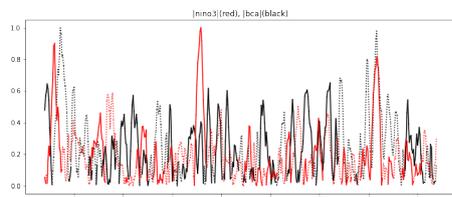


Fig. 6: Nino 3 と BCA の時系列

(赤: Nino 3 index, 黒: BCA index 破線は負領域)

また、黒潮続流域とメキシコ湾流域の SST 偏差の相関、BCS index と BCA index の標準偏差を月ごとに調べた。Fig. 7 は、夏に同期が強まり、冬に同期が弱まる傾向にあることを示唆しており、月ごとの相関でも同様の傾向であった。

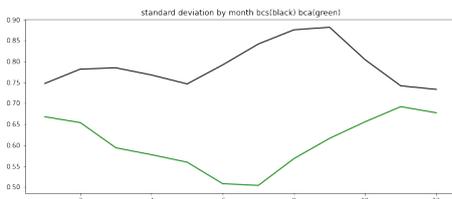


Fig. 7: 月ごとの標準偏差

さらに、Fig. 8 に示す SLP 偏差の BCA index への回帰図では Honda et al. (2001) で議論されたアリューシャン低気圧とアイスランド低気圧の位相反転 (AL-IL シーズー) と同じ偏差が見られ、AL-IL シーズーが 2 海盆の SST 逆位相に寄与している可能性が示唆された。

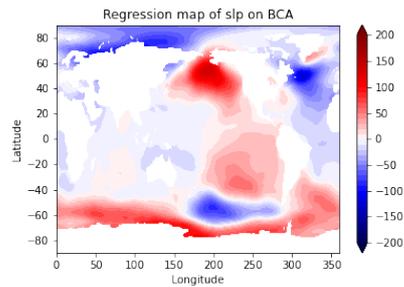


Fig. 8: OISST による BCA の SLP 回帰図

3.4 大気海洋結合モデルによる解析結果

MIROC6subhires のシミュレーション結果による SST を用いて同様の解析を行ったところ、Fig. 9 が得られた。OISST を用いた場合と異なり、明瞭な El Nino 海域との関係性は見られなかった。

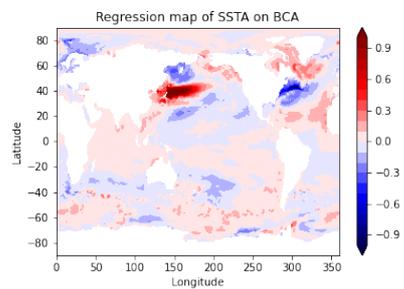


Fig. 9: MIROC6subhires の BCA の SSTA 回帰図

4 まとめと今後の課題

本研究では、簡易モデルによるシミュレーションとデータ解析を用いて BCS の同期-非同期のメカニズムについて仮説検証を行い、内部パラメータの変動によって同期-非同期が再現できる可能性や、ENSO などの外部要因によって BCS が阻害されている可能性が示唆された。

しかし、どのように内部パラメータの変動が影響しているかは明らかになっておらず、ENSO による阻害についても事例ごとに異なっている。今後は、これらに基づき同期-非同期のメカニズムを明らかにすることで、BCS の理解は深まるだろう。

参考文献

- [1] Kohyama, T., Yamagami, Y., Miura, H., Kido, S., Tatebe, H., and Watanabe, M., 2021: The Gulf Stream and Kuroshio Current are synchronized. *Science*, **374**(6565), 341-346.
- [2] B. Gallego, P. Cessi, 2001: Decadal Variability of Two Oceans and an Atmosphere. *Journal of Climate*, **14**, 2815-2832.
- [3] Honda, M., Nakamura, H., Ukita, J., Kousaka, I., and Takeuchi, K., 2001: Interannual Seesaw between the Aleutian and Icelandic Lows. Part I: Seasonal Dependence and Life Cycle. *Journal of Climate*, **14**, 1029-1042.

付録

GC01 モデルの支配方程式とパラメータは以下のものである。($i = 1, 2$)

大気の支配方程式

$$\begin{aligned}\bar{\theta} &= \Gamma(\Lambda\bar{\theta}_A + r_1\lambda\bar{T}_1 + r_2\lambda\bar{T}_2 + Ff(y) - r_1\lambda\sigma_1\xi_1 - r_2\lambda\sigma_2\xi_2) + \sigma_3\xi_3 \\ \frac{\partial\bar{\tau}}{\partial y} &= d_e\rho_o\nu_o\left\{\beta\left(y - \frac{L_y}{2}\right) + \frac{f_o}{Sd}(\bar{\theta} - \bar{\theta}_A)\right\} \\ \left(\bar{\theta}_A = \frac{F_o - A}{B}, f(y) = \cos\left(\frac{\pi y}{L_y}\right), \Lambda = C_{pa}\rho_o\nu_o d_e + B, \Gamma = \frac{1}{\Lambda + (r_1 + r_2)\lambda}, d_e = \frac{Dd}{d + D}, L_{xi} = r_i L_i\right)\end{aligned}$$

海洋の支配方程式

$$\begin{aligned}\psi_i &= \frac{R_i^2}{\rho_w H_i} \int_{t - \frac{L_{xi}}{c_i}}^t \frac{\partial\bar{\tau}}{\partial y}(y, t') dt' \\ \frac{\partial\bar{T}_i}{\partial t} &= \Upsilon_i \frac{\partial}{\partial y} \left(\psi_{wi}^2 \frac{\partial\bar{T}_i}{\partial y} \right) + \frac{\lambda(\bar{\theta} + \sigma_1\xi_1 - \bar{T}_i)}{C_{pw}\rho_w H_i} + \varepsilon \frac{\partial^2\bar{T}_i}{\partial y^2} \quad \left(c_i = \beta R_i^2, \Upsilon_i = \frac{C_{pw}\rho_w H_i}{2\lambda\delta_i L_{xi}} \right)\end{aligned}$$

パラメータ

- T_1 : Zonally-averaged SST of basin 1
- T_2 : Zonally-averaged SST of basin 2
- $\bar{\theta}$: Zonally-averaged surface potential temperature
- ψ_1 : Interior stream function at the western boundary of basin 1
- ψ_2 : Interior stream function at the western boundary of basin 2
- $\bar{\tau}$: Zonal wind stress
- $L_x = 2.75 \times 10^7 m$: Zonal width of domain
- $L_y = 1.0 \times 10^7 m$: Meridional width of domain
- $L_{x1} = 8.25 \times 10^6 m$: Zonal width of basin 1
- $L_{x2} = 4.95 \times 10^6 m$: Zonal width of basin 2
- $H_1 = 300 m$: Mean thermocline depth of basin 1
- $H_2 = 300 m$: Mean thermocline depth of basin 2
- $R_1 = 5.0 \times 10^4 m$: Deformation radius of basin 1
- $R_2 = 5.0 \times 10^4 m$: Deformation radius of basin 2
- $\delta_1 = 1.0 \times 10^5 m$: Width of western boundary layer in basin 1
- $\delta_2 = 1.0 \times 10^5 m$: Width of western boundary layer in basin 2
- $D = 1.0 \times 10^4 m$: Atmospheric scale height
- $d_e = 3.68 \times 10^3 m$: Harmonic average of d and D
- $\lambda = 50 W \cdot m^2 \cdot K^{-1}$: Damping coefficient of heat flux
- $\rho_o = 1.25 kg \cdot m^{-3}$: Reference density of atmosphere
- $\rho_w = 10^3 kg \cdot m^{-3}$: Reference density of seawater
- $C_{pa} = 1.0 \times 10^3 J \cdot K^{-1} \cdot kg^{-1}$: Specific heat of atmosphere
- $C_{pw} = 4.0 \times 10^3 J \cdot K^{-1} \cdot kg^{-1}$: Specific heat of seawater
- $\nu_o = 5.0 \times 10^7 s^{-1}$: Eddy relaxation parameter
- $\varepsilon = 1.0 \times 10^3 m^2 \cdot s^{-1}$: Horizontal diffusivity
- $F_o - A = 37.5 W \cdot m^{-2}$: Heat flux parameter
- $B = 2.5 W \cdot m^{-2}$: Heat flux parameter
- $F = 125 W \cdot m^{-2}$: Heat flux parameter
- $S = 5.0 \times 10^{-3} K \cdot m^{-1}$: Atmospheric stability
- $f_o = 10^{-4} s^{-1}$: Coriolis parameter
- $\beta = 2.0 \times 10^{-11} s^{-1}$: Planetary beta
- $\sigma_1 = 5.0$: Amplitude of gaussian noise forcing in basin 1
- $\sigma_2 = 5.0$: Amplitude of gaussian noise forcing in basin 2
- $\sigma_3 = 5.0$: Amplitude of gaussian noise forcing (zonal mean)
- ξ_1 : Gaussian noise forcing in basin 1
- ξ_2 : Gaussian noise forcing in basin 2
- ξ_3 : Gaussian noise forcing (zonal mean)