

大気海洋結合大循環モデルによる ENSO の再現 -現状と課題-

金丸 由紀子*, 木本 昌秀 (東大・気候システム)

1 はじめに

温暖化実験で使用された中解像度 MIROC3.2 大気海洋結合モデル (CGCM) では、ENSO の振幅が過少評価される傾向がある。ENSO は全球の気候現象に影響を及ぼす大規模な現象であるため、長期予報等を行っていく上で、早急に解決しなければならない課題である。図 1 は、ENSO の振幅の時系列を示している。観測 (上) では振幅の標準偏差が 0.98 であるのに対しモデルでは 0.44 しかなく、観測の約半分である。このように ENSO の振幅が観測通りに再現されない問題は多くの CGCM が抱えている。その原因として、熱帯域における SST、海洋表層の鉛直温度成層、東西貿易風などに存在するバイアスが影響することが知られている。MIROC では、これらの要因の中でも、海洋表層の鉛直温度成層が最も影響を与えていると考えている。図 2 は、観測及びモデルによる海洋表層の海水温の鉛直プロファイルを示している。観測 (上図左) に比べモデル (下図左) では温度躍層付近における鉛直温度勾配が観測より小さいことが分かる。[2] では、赤道域の温度躍層の幅が狭く、深さが浅いほど、ENSO の振幅は大きくなると述べられている。

熱帯海洋表層の温度成層を改善するため、熱帯域を中心にパラメタリゼーションが見直され、その結果温度成層にも改善が見られてきたが、温度躍層の幅が広がる傾向は依然として現れており、根本的な原因が残されているものと考えられる。図 2 の鉛直温度分布の南北断面を見ると、温度躍層の幅が広がるバイアスは赤道域だけでなく、中緯度、特に北半球の 20N から 30N にかけて顕著に見られる。この付近の温度躍層が海面に交差する場所では、海水が沈降し、温

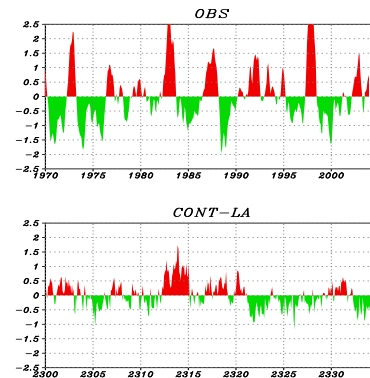


図 1: Niño3 インデックス (5S-5N, 150W-90W で平均した SST 偏差の時系列) []。上: 観測 (Ishii, Kimoto, and Kachi, 2002)、下: MIROC の結果。

度躍層に沿って低緯度側へ移動し、赤道潜流に合流することが知られている ([3])。また [4] では、OGCM によるトレーサー実験から、中緯度から赤道に合流する水塊は、中緯度太平洋表層に定常的に存在する亜熱帯循環の北側から沈み込んで熱帯循環の西岸境界流と合流して赤道潜流に入る経路と、亜熱帯循環の南側から沈み込んで熱帯循環に入り、赤道潜流に合流する経路の 2 タイプがあることを示した。赤道潜流に入った水塊は東岸表層に至ると分岐して、一部は中緯度に戻されるが、残りは沿岸湧昇で赤道表面の西向きの海流に入り、西へ移動する。また一部は、東岸でより深く沈み込み、赤道潜流の下を西へ移動する流れが存在することが知られている。したがって、中緯度の海洋表層の温度成層が熱帯域の温度成層に影響を与えることは十分に考えられる。

そこで本研究では、中緯度海洋表層の温度成層を改善した場合に、赤道域表層の温度躍層が

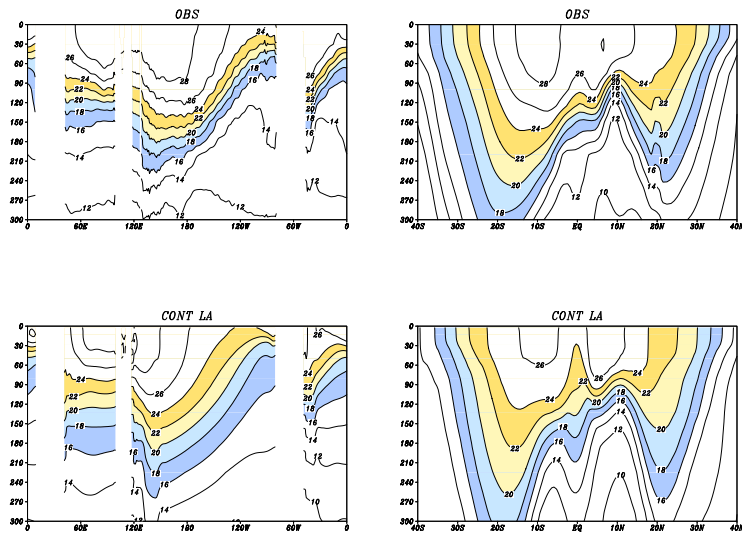


図 2: 年平均海水温の鉛直プロファイル [1]。左: 東西 (2N-2S 平均) 深さ断面、右: 南北 (155W) 深さ断面。上: 観測 ([1])、下: MIROC の結果。棒線及び矢印は、[2] による温度躍層の幅と深さの指標。

どういふプロセスを経て変化するのかを調べた。

2 実験

用いたモデルは IPCC 第 4 次報告書で採用された MIROC3.2 の中解像度版である。大気モデルの解像度は T42、鉛直 20 層、海洋モデルは鉛直 44 層、水平解像度は 1.4 度で、赤道付近では緯度方向に 0.56 度まで細くなる。

今回の実験では、南北緯度 30 度以上の海洋表層 (水深 700m まで) を、観測の表層水温及び塩分データに緩和し、初期ドリフトを除いた 15 年間の積分を行った。緩和係数は 30 ~ 90 日で、解析誤差に比例させる。(詳細は石井正好さんの hindcast 実験)。この結果 (SUBS30) を 20 世紀再現実験のコントロール実験の結果 (CTL) と比較した。

3 結果

図 3 は海面水温 (SST) の観測からの差を、CTL と SUBS30 の両方についてプロットしたものである。表層水温のデータ緩和を行った 30 度より高緯度側だけでなく、低緯度域において

も春、夏共に、バイアスは緩和されており、は中高緯度海洋表層の温度成層が熱帯域の SST に影響を与えることが分かる。次に、海洋表層の温度成層の変化を鉛直方向に見たものが図 4 である。CTL に比べて SUBS30 では、低緯度において温度躍層より浅いところでは暖水域が拡大し、深いところでは冷水域が拡大しており、結果として温度躍層の幅が狭まる傾向があることが分かる。

このような熱帯海洋の鉛直温度成層の変化は、どのようにして中緯度からもたらされたのだろうか? 図 5 には、SUBS30 の SST の CTL からの差と、SUBS30 の大気の基本場の表層風が示されている。低緯度域では貿易風が表面の海水を北 (南) 半球で南 (北) 西方向に吹き寄せため、中緯度東太平洋の冷水バイアスが緩和された効果が西太平洋の赤道域まで運ばれていることが分かる。この結果、SUBS30 では熱帯太平洋表層の暖水域が拡大したものと考えられる。次に温度躍層より深い場所での変化がどのようにしてもたらされたかを見るために、図 6 には SUBS30 と CTL の間の海表面気圧差と表層風速差、図 7 には表層 300m で積分した流線関数と海水温の差をプロットした。海表面気圧の差は、図 5 の SST の差によって生じていること

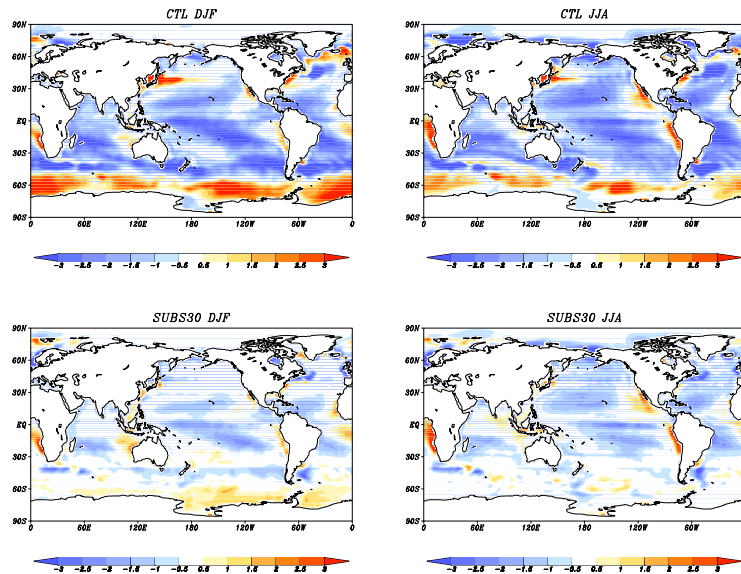


図 3: SST 基本場の観測からの差 []。上 : CTL、下 : SUBS30、左 : DJF、右 : JJA。

が分かる。北米大陸の太平洋沿岸では、暖水バイアスが緩和されたことにより高気圧性の地衡風成分が強化されるため、亜熱帯循環の南東端から西に向かう流が加速されると考えられ、その結果北半球では亜熱帯循環と熱帯循環の両方が強化されていることが分かる。この強化された循環が北米西岸の海水を赤道西太平洋まで運び、赤道潜流に合流して熱帯海洋全域にその効果を及ぼした結果、温度躍層下の暖水バイアスが緩和されたものと考えられる。

さらに図 8 では、太平洋東西平均の子午面で見えた海水温、東西流、及び子午面循環の CTL と SUBS30 の差を、水深 800m までプロットした。赤道潜流が強化したことにより、その反流である温度躍層下部の西向きの流れも強化されたことが分かる。この流れは深い場所での赤道湧昇を増加させ、今後海洋のタイムスケールまで積分が進めば、深層からの冷水の上昇により暖水バイアスがより緩和されることが期待される。

4 結論

北半球の中緯度太平洋表層の温度成層は、表層の風速場や、それに伴う海洋表層の風成循環に影響を与え、その結果、中緯度から赤道太平洋表層へ輸送される海水が変化することにより、

熱帯太平洋表層の温度成層に影響を与えることが分かった。今後、熱帯海洋の温度躍層の再現を改善するためには、中緯度海洋の温度成層にも目を向ける必要がある。

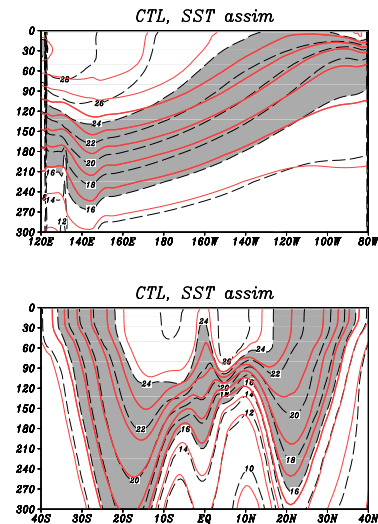


図 4: 基本場の海洋表層水温を、CTL (黒点線) と SUBS30 (赤実線) についてプロットしたもの。上 : 赤道における東西-深さ断面、下 : 155W における南北-深さ断面。

謝辞

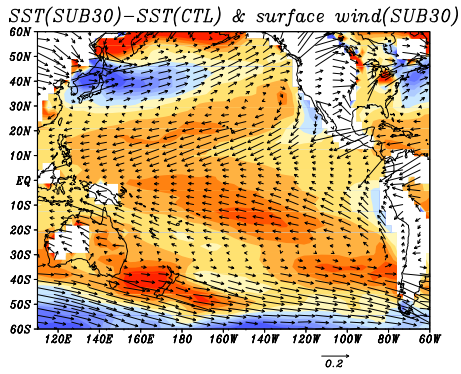


図 5: SUBS30 の基本場の表層風 (矢印) と、SST の CTL に対する SUBS30 の差 (color)。

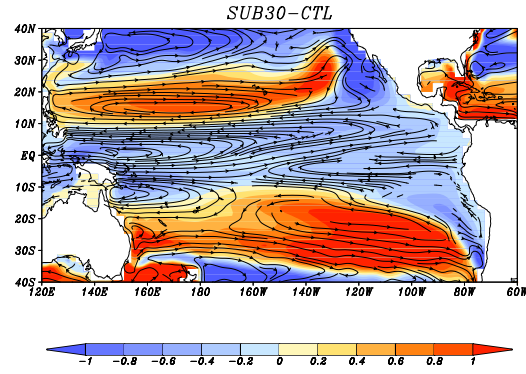


図 7: 海洋表層 300m で積分した流線関数 (線) と海水温 (color) の、CTL に対する SUBS30 からの差。

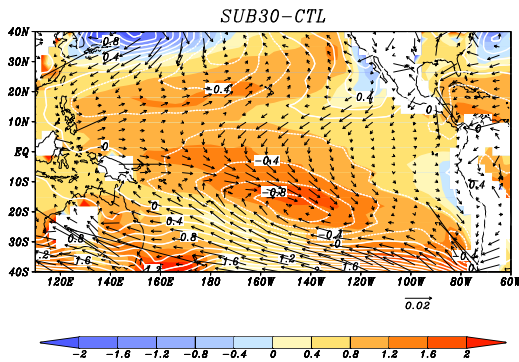


図 6: 気圧場 (等値線) と表層風 (矢印) の、CTL に対する SUBS30 の差。

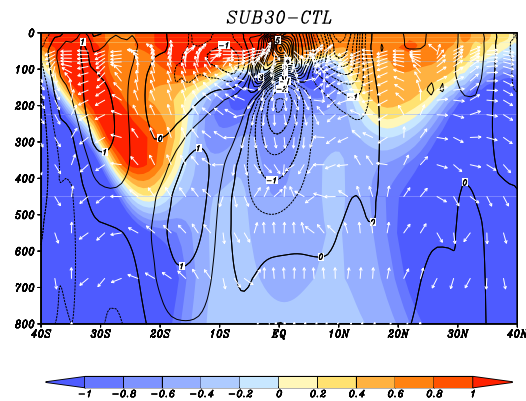


図 8: 年平均した子午面流 (矢印)、西流速 (等値線) 及び海水温 (color) の、CTL に対する SUBS30 の差の南北-鉛直断面 (170E-110W 平均)。 $[\text{cm/s}]$ []

データを提供して頂き技術のご助言ご助力を頂いた地球フロンティアの石井正好さん、ならびに数々の情報・知見を提供して頂いた東大気候システム研究センター、K-1 プロジェクトチームの皆様へ深く感謝致します。

参考文献

- [1] Ishii, M., M. Kimoto, and M. Kachi, 2003: Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 51-73.
- [2] Meehl, G. A., P. R. Gent, and co-authors, 2001: Factors that affect the amplitude of El Niño in global coupled climate models. *Clim. Dyn.*, **17**, 515-526.
- [3] McCreary, J., and P. Lu, 1994: On the interaction between the subtropical and equato-

rial ocean circulations: The subtropical cell. *J. Phys. Oceanogr.*, **18**, 1454-1457.

- [4] Liu, Z., and S. G. H. Philander, 1994: A GCM study of tropical-sbtropical upper-ocean water exchange. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 2606-2623.