

# 熱帯太平洋の十年規模変動が ENSO 予測に及ぼす影響

安田珠幾 (気象研究所)

## 1. はじめに

世界各国の研究・現業機関では、大気海洋結合モデルを用いた ENSO 予測が実施されており、過去数十年間でその予測成績が向上してきた。例えば、気象庁における ENSO 予測は、リードタイム 6 か月の NINO3 海域 (150-90W, 5S-5N) SST の anomalies 相関係数が 0.7 以上の成績を持つ (1979-2006年)。しかしながら、ENSO の予測スキルは十年規模で変動しており、世界各国の現業機関では 2000 年代に入ってから ENSO の予測精度の低下が確認されている (Barnston et al. 2012)。Barnston et al. (2012) は、NINO3 SST の anomalies 相関係数と ENSO 振幅の関係を示した。また、気象庁における ENSO 予測は、2000 年代の後半から、正の NINO3 SST 誤差が増加する傾向にある。

熱帯太平洋は、ENSO で特徴づけられる数年規模に加えて、十年規模で変動していることが知られている。1990 年代以降は、熱帯太平洋の西部では表層水温及び海面水位の上昇が続いている (図1)。赤道太平洋上の東風も強く、いわゆるラニーニャの状態が続き、その中でエルニーニョ現象やラニーニャ現象が発生している。また、赤道太平洋における海洋表層水温の最近 20 年間の変化の空間パターンは、太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation: PDO) の負の位相と関係しているが、数年規模 (ENSO 規模) 変動の空間パターンと類似している。このような十年規模の位相変化や維持のメカニズム、ENSO との関連性は良くわかっていない。

予測実験の初期場にはさまざまな時間規模の変動が含まれている。数か月規模の ENSO 予測において、十年規模の偏差場が背景場として働くか、ENSO の発達衰退に影響するかによって、ENSO の予測結果に大きな違いが生じることが考えられる。本研究では、季節予測実験における ENSO 予測を解析し、熱帯太平洋の十年規模変動が ENSO 予測誤差に及ぼす影響を調べた。

## 2. 季節予測実験

本研究で使用した季節予測実験データは、2010 年から気象庁で現業運用されている季節予測システム (Yasuda et al. 2007, Takaya et al. 2010) を用いて、WCRP WGSIP の

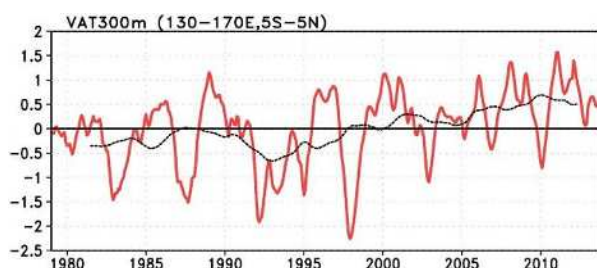


図1 西部赤道太平洋 (150-170E, 5S-5N) で平均した観測海洋表層 300m 平均水温の時系列 (赤)。単位は  $^{\circ}\text{C}$ 。5 年移動平均を黒線で示す。

CHFP (Climate-system Historical Forecast Project: Kirtman and Pirani 2009) の季節予測実験の国際比較設定に従って実施したものである。大気海洋結合モデル (JMA/MRI-CGCM) は、気象庁統一全球大気モデルと気象研究所共用海洋大循環モデル (MRI.COM; 石川ほか 2005) で構成され、解像度は大気 TL95L40、海洋  $1^{\circ}$  (赤道域で南北  $0.3^{\circ}$ ) 50 層である。季節予測実験は、1979 年から 2011 年までの 1, 4, 7, 10 月末 5 日間の 00Z, 12Z を初期値 (10 メンバー) として 7 ヶ月予測実験を行った。本研究では、この季節予測実験を CTRL 実験と呼び、第 4 節では追加実験の結果と比較する。また、本研究における季節予測実験は、海面における熱および運動量フラックス修正を採用している。CTRL 実験では、初期値として、大気再解析データ (JRA-25/JCDAS: Onogi et al. 2007) による大気初期値と、気象研究所海洋データ同化システム (MOVE-G/MRI.COM: Usui et al. 2006) による海洋初期値を使用した。解析には予測実験のバイアス補正済みの偏差を使用した。検証用には、Ishii and Kimoto (2009) の海洋表層水温データ及び JRA-25/JCDAS の大気データを用いた。

## 3. ENSO 予測誤差の十年規模変動

図 2a は、CTRL 実験において、予測開始 6 か月後の NINO3 海域 (150-90W, 5S-5N) で平均した SST (NINO3 SST) 偏差と観測 SST 偏差、及び 2 つの差 (予測誤差) を時系列にしたものである。1982/83 年や 1997/98 年のエルニーニョなどの大きな変動が再現される一方で、予測誤差の符号が持続する期間が見られる。図 2a の時系列に 5 年移動平均を施すと (図 2b)、NINO3 SST 偏差の予測誤差 (図 2b 黒) には十年規模の変動があることが明瞭となり、1990 年代は負の誤差が持続し、2005 年以降に正の誤差が増加していることがわかる。観測された NINO3 SST (図 2b 青) は、1990 年に正偏差、2000 年代に負偏差が持続し、十年規模変動を示す。予測誤差 (図 2b 黒) が大きい期間は、観

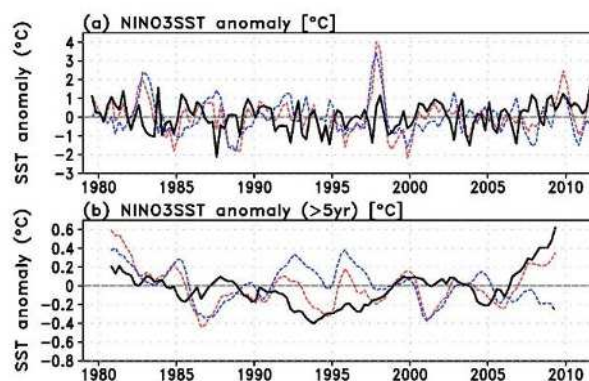


図 2(a) NINO3 海域 (150-90W, 5S-5N) で平均した SST (NINO3 SST) 偏差時系列。予測開始 6 か月後の予測値 (赤)、観測 (青)、予測 - 観測 (予測誤差: 黒)。(b) (a) の時系列の 5 年移動平均。予測は 10 メンバーアンサンブル平均。

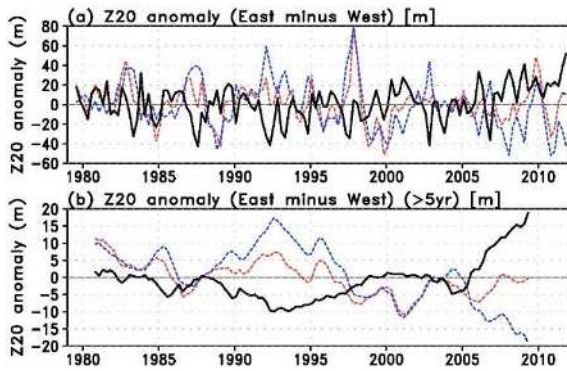


図3(a) 赤道太平洋東部 (150-90W, 2S-2N) と西部 (140-160E, 2S-2N) の水温躍層深度偏差の差(東部 - 西部)の時系列。予測開始6か月後の予測値(赤)、観測(青)、予測 - 観測(予測誤差:黒)。(b) (a)の時系列の5年移動平均。予測は10メンバーアンサンブル平均。

測SSTの十年規模偏差が大きい期間に対応しており、観測SST偏差とは逆符号となる。すなわち、初期場(観測)に含まれる十年規模偏差の大きさに対応して、予測の誤差が変化していることを示している。

ENSO予測には、赤道太平洋の水温躍層の変化が重要である。ここでは、20 水温の深度を水温躍層深度と定義し、図3に赤道太平洋東部 (150-90W, 2S-2N) と西部 (140-160E, 2S-2N) の水温躍層深度偏差の東西差を示す。初期場(観測:図3b青)の水温躍層の東西勾配偏差の絶対値が大きい1990年代前半や2000年後半には、予測6か月でその値が大きく減少する(図3b赤)。

NINO3SSTの正の誤差が大きい2007年以降で平均すると、赤道太平洋の中央部から東部にかけて、予測6か月までに1 以上のNINO3SSTの正の誤差が成長する(図4上段)。

赤道太平洋の表層水温(図4中段)は、予測初期に西部で負偏差、東部で正偏差の誤差が発生する。これは初期場の水温偏差と逆の符号である。予測が進むにつれて、東部の正の誤差が大きく発達する。風応力は、NINO3SSTの正の誤差の発達に伴って、西風偏差が発達する(図4下段)。このように、赤道太平洋中央部で初期に発生した正の水温躍層偏差が西風偏差を伴って東方伝播することで発達する。

#### 4. 近年の熱帯太平洋の十年規模トレンドがENSO予測誤差に与える影響

CTRL実験では、NINO3SST偏差や赤道太平洋水温躍層偏差の予測誤差が十年規模で変動することが明らかとなった。ここでは熱帯太平洋における最近の十年規模トレンドがENSO予測に与える影響を調べるために、海洋初期値を変えた2種類の季節予測実験を行った。まず、CTRL実験に使用した3か月ごとの海洋初期値から1993-2011年の線形トレンドを計算した。1つ目の追加実験は、海洋初期値としてこのトレンド成分を使用した季節予測実験である。以後、この実験をTREND実験と呼ぶ。次に、CTRL実験の初期値からトレンド成分を除いて年々変動成分を取り出した。2つ目の追加実験は、海洋初期値としてこの年々変動成分を使用した季節予測実験である。以後、この実験をDETREND実験と呼ぶ。なお、大気初期値は両実験ともCTRL実験と同じものを使用した。図5に、解消初期値の例として、3実験における2011年1月27日の海洋初期値の熱帯太平洋水温断面を示す。2011年1月はLa Ninaの状態であり、赤道太平洋東部で負の水温偏差、西部で正の水温偏差となっている(図5a)。西部では水温躍層の深度で+6 の偏差を持つ。この偏差のうち、トレンド成分の偏差(図5b)は+1.6 であり、全偏差の約30%の大きさを持つことがわかる。

図6に、3つの実験におけるNINO3SST偏差の時系列を示す。2007年から2011年までの1,7月末初期値(各10メン

CTRL

SST (°C)

Temperature along the equator (°C)

Zonal wind stress (0.1N/m<sup>2</sup>)

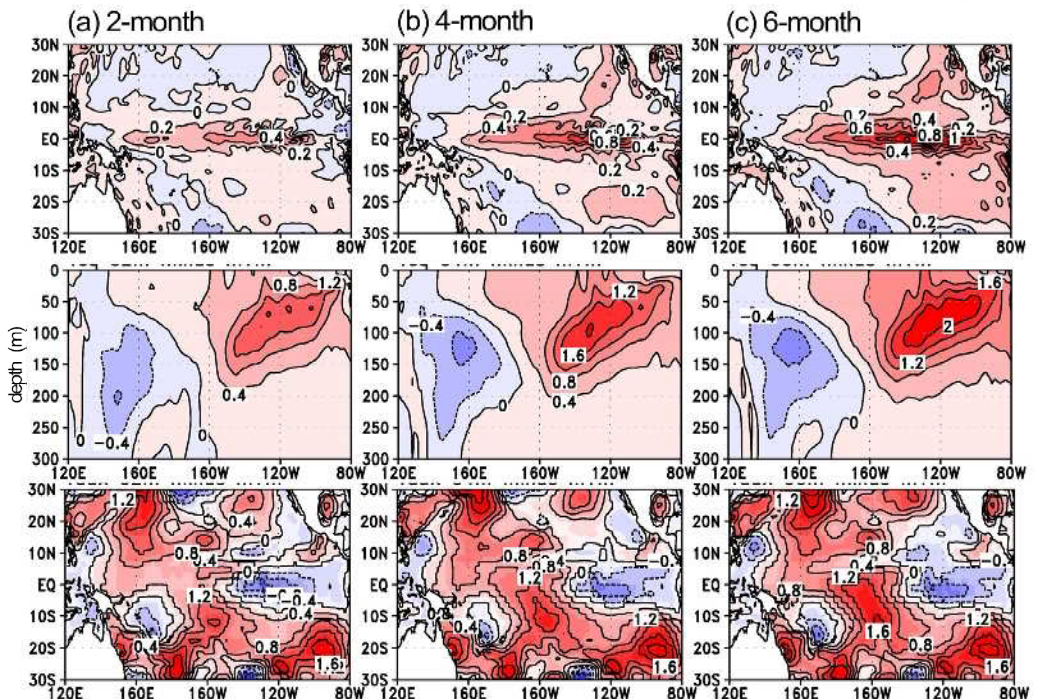


図4 2007年から2011年の5年間で平均した、熱帯太平洋SST偏差(上段)、赤道太平洋表層水温偏差(中段)、熱帯太平洋風応力偏差の東西成分(下段)の予測誤差の発達(CTRL実験)。(a) 予測2か月、(b) 予測4か月、(c) 予測6か月。等値線間隔は、(上段)0.2、(中段)0.4、(下段)0.04N/m<sup>2</sup>。



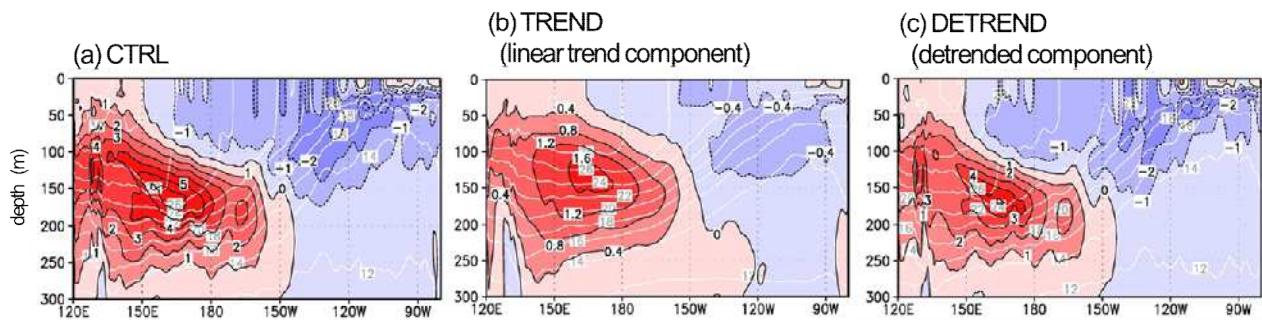


図5 本研究における3種類の季節予測実験での2011年1月27日の海洋初期値の例。赤道太平洋の表層水温(白等値線、等値線間隔は2 )と1993-2011年平年値からの偏差(色)。(a) CTRL実験。(b) 1993-2011年の線形トレンド成分(TREND実験)。(c) 線形トレンドを除いた成分(DETREND実験)。偏差の等値線間隔は(a) 1、(b) 0.4、(c) 1。

バー)の実験結果である。TREND実験(図6a)では、予測開始時はNINO3SSTの偏差は、トレンド成分の値(-0.3 )であるが、予測6か月で+0.5 から+1.0 の正の偏差が生じる。観測のトレンド成分は予測期間中もほぼ維持される、したがって、予測実験で発達した正の偏差は正の誤差と考えることができる。一方、DETREND実験(図5b)では、観測に近いNINO3SSTの時間発展が予測されている。このことは、DETREND実験の初期値に含まれるENSO規模の初期場が予測実験のENSO発達に寄与していることを示すものである。TREND実験とDETREND実験で得られるNINO3SST偏差の和(図6c青)は、CTRL実験のNINO3SST偏差とほぼ一致する。このことは、CTRL実験の海洋初期値に含まれるトレンド成分が、+0.5 から+1.0

の正の誤差を生むことを示す。

TREND実験において、2007年から2011年までの期間で平均した偏差の成長(図7)を見ると、赤道太平洋の中央部から東部にかけて、予測6か月までに+0.8 のSST偏差が発達し、水温躍層深度では2 以上の偏差が成長する。TREND実験は、CTRL実験の変化(図4)と同様の変化を示すことができる。一方、DETREND実験(図8)では、赤道太平洋の中央部から東部にかけてのSST偏差は0.4 以下である。このように、海洋初期値に含まれる線形トレンド成分がNINO3SSTの正の誤差を生じさせる。

## 5. おわりに

本研究では、気象庁現業季節予測システムの季節予測において、海洋初期値に含まれる熱帯太平洋の十年規模変動がENSO予測誤差に及ぼす影響を調べた。その結果、ENSOの予測誤差は十年規模で変動し、NINO3SSTの予測誤差が大きい期間が、赤道太平洋における観測SSTの十年規模偏差が大きい期間に対応することが明らかとなった。このことは、初期場(観測)に含まれる十年規模偏差の大きさによって予測の誤差が変化することを示唆する。2000年代後半以降の正のSST予測誤差は、赤道太平洋中央部で初期に発生した正の水温躍層偏差が西風偏差を伴って東方伝播することで発達することが明らかとなった。

さらに、海洋初期値を1993-2011トレンド成分と年々変動成分に分離して行った実験からは、2007-2011年の期間において、年々変動成分の初期値による予測ではNINO3SST偏差の発展をほぼ予測できたが、トレンド成分の初期値からの予測では予測6か月で+0.5 ~ 1.0 のNINO3SST誤差が成長した。これは、季節予測実験における予測誤差とほぼ一致する大きさであった。これらの結果は、気象庁現業季節予報では、熱帯太平洋の十年規模(トレンド)偏差が大きい期間では、その偏差が予測期間中に維持されず、ENSO予測の大きな誤差を生むことを示唆するものである。

熱帯太平洋の十年規模変動が予測誤差を生む要因として初期ドリフトの影響が考えられる。初期ドリフトは観測に基づく大気海洋初期場から予測開始直後に、大気海洋結合モデルの気候場に近づこうとするために生じる。特に、本研究における実験システムでは、大気と海洋の初期値はそれぞれの同化システムで作成されており、初期ドリフトが大きくなる可能性がある。また、本研究における海面フラックス修正量は、1987年から2003年までの期間の平均的なバイアスを低減するように作成されており、この算出期間も影響している可能性がある。さらに、気候モデルで再現される十年規模

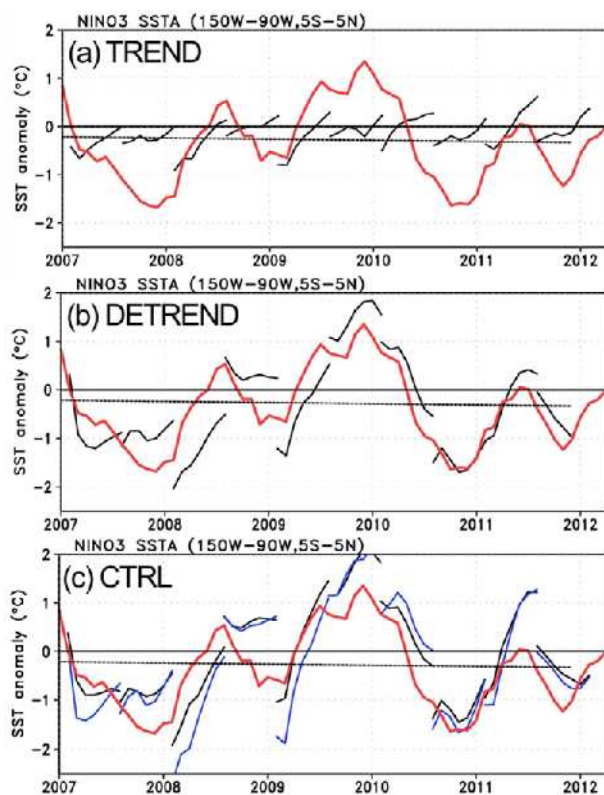


図6 (a) TREND実験、(b) DETREND実験、(c) CTRL実験で予測されたNINO3SST偏差(黒実線)。(c)の青実線は、TREND実験とDETREND実験で予測されたNINO3SST偏差の和を示す。観測NINO3SST偏差(赤)とその線形トレンド(黒破線)も合わせて示す。予測は10メンバーアンサンブル平均。



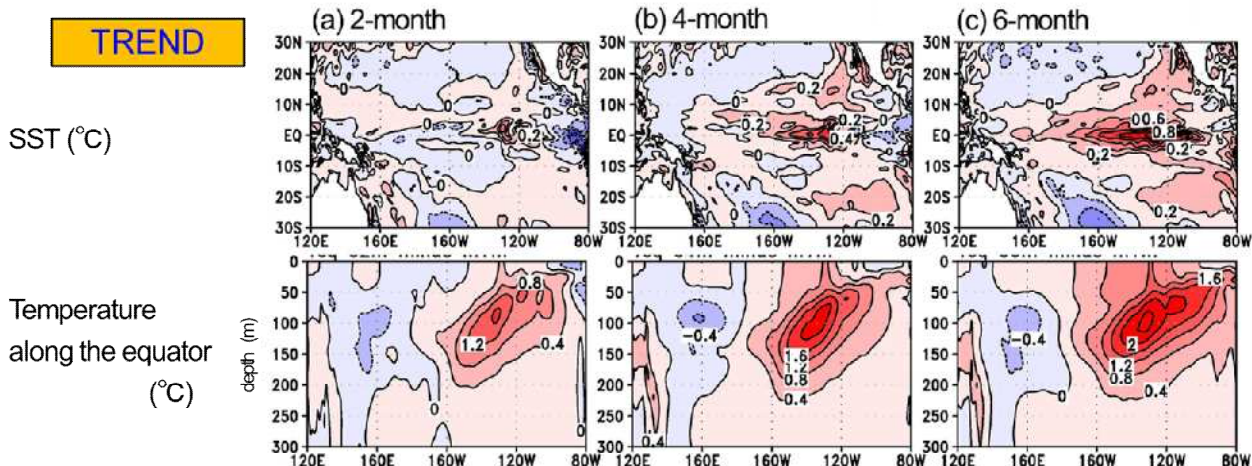


図7 2007年から2011年の5年間で平均した、熱帯太平洋SST偏差(上段)、赤道太平洋表層水温偏差(下段)の予測誤差の発達(TREND実験)。(a) 予測2か月、(b) 予測4か月、(c) 予測6か月。等値線間隔は、(上段)0.2、(下段)0.4。

変動が小さい場合、観測に基づく海洋初期場の十年規模水温偏差がENSOの発達に影響する可能性がある。今後、このような点に着目して原因を究明したい。

また、平成27年度に現業化される予定の新しい季節予測システムは、海面フラックス修正は採用されていない。今後、この新システムにおいて、熱帯太平洋の十年規模変動とENSO予測誤差の関係が改善されるかどうかの調査も行う予定である。

**参考文献**

Barnston, A. G., M. K. Tippett, M. L. L'Heureux, S. Li, and D. G. DeWitt, 2012: Skill of real-time seasonal ENSO model predictions during 2002–11: Is our capability increasing? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 631–651,  
 Ishii, M. and M. Kimoto, 2009: Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections, *J. Oceanogr.*, 65, 287-299.  
 Kirtman, B. and A. Pirani, 2009: The State of the art of seasonal prediction: outcomes and recommendations from the first World Climate Research Program workshop on seasonal prediction. *Bull. Amer. Meteor.*

*Soc.*, 90, 455–458.

Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369-432.

Takaya, T., T. Yasuda, T. Ose, T. Nakaegawa, 2010: Predictability of the mean location of typhoon formation in a seasonal prediction experiment with a coupled general circulation model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 88, 799-812.

Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda, and M. Kamachi, 2006: Meteorological Research Institute Multivariate Ocean Variational Estimation (MOVE) System: Some early results. *Adv. Space Res.*, 37, 806-822.

Yasuda, T., Y. Takaya, C. Kobayashi, M. Kamachi, H. Kamahori and T. Ose, 2007: Asian Monsoon Predictability in JMA/MRI Seasonal Forecast System, *CLIVAR Exchanges*, 43, 18-24.

石川一郎・辻野博之・平原幹俊・中野英之・安田珠幾・石崎廣, 2005: 気象研究所共用海洋大循環モデル(MRI.COM)解説. 気象研究所技術報告, 47, 1-189.

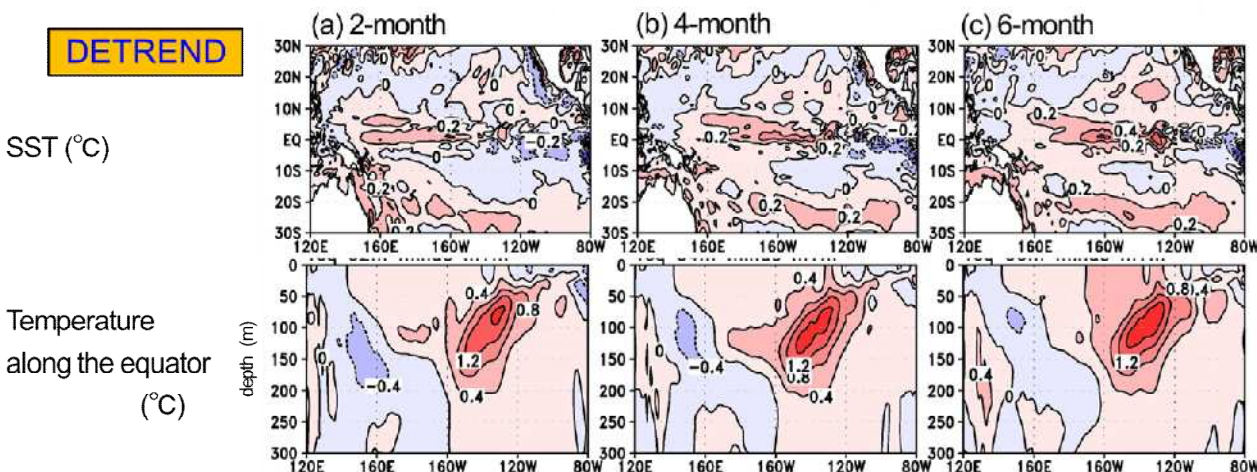


図8 2007年から2011年の5年間で平均した、熱帯太平洋SST偏差(上段)、赤道太平洋表層水温偏差(下段)の予測誤差の発達(DETREND実験)。(a) 予測2か月、(b) 予測4か月、(c) 予測6か月。等値線間隔は、(上段)0.2、(下段)0.4。