

気象庁次期エルニーニョ予測システムの開発

安田珠幾（気象研・気候）・高谷祐平（気象庁・気候情報）・松本 聡（気象研・海洋）

1. はじめに

日本の天候は、中高緯度独自の大気や海洋の変動に加えて熱帯域の変動にも大きな影響を受ける。したがって、日本の季節予報にとって熱帯の現象を予測することが不可欠である。特にエルニーニョ現象は、その影響が熱帯域を中心に世界の天候に及ぶため、重要な予測対象となっている。気象庁では、エルニーニョ現象の監視と予測の情報を定期的に発表しており、1999年8月の大気海洋モデルによるエルニーニョ予測業務開始以降、熱帯海面水温の予測に使用される大気海洋結合数値モデルや海洋データ同化の改良によって、予測精度の向上が図られてきた。

気象研究所では、季節予報およびエルニーニョ予測技術のさらなる改善を目指したエルニーニョ予測システムの構築、および季節内から年々の時間規模での変動機構に関する解析研究を行っている。この中で、エルニーニョ予測システムに不可欠な大気海洋結合モデルおよび海洋データ同化システムの高度化を行い、熱帯太平洋海面水温の予測精度の向上を目指してきた。

本研究では、気象研究所で開発されたエルニーニョ予測システムの概要を紹介し、その熱帯太平洋海面水温の予測精度について述べる。

2. エルニーニョ予測システム

2.1 大気海洋結合モデル

エルニーニョ予測は、大気海洋の実況を初期状態として、大気海洋結合モデルを時間積分することで行われる。

大気海洋結合モデルを構成する大気モデルとして、気象庁統一全球大気モデルを使用し、気象庁現業エルニーニョ予測システム（以下、現業システム）のT42L20（水平解像度約280km）からTL95L40（水平解像度約200km）へ高解像度化した。海洋モデルは、気象研究所共用海洋大循環モデル（Meteorological Research Institute Community Ocean Model: MRI.COM; 石川ほか, 2005）である。計算領域は75°S-75°Nの全球で、水平分解能は東西1.0°、南北には赤道で0.3°、高緯度で1.0°となるような可変格子を持つ。鉛直方向は深さ5000mまでに50レベルから成る。現業システムの東西2.5°南

北2.0°（赤道域で南北0.5°）鉛直20レベルに比べて高解像度化されている。また、Gent and McWilliams（1990）の等密度面拡散スキームを採用し、その係数は、等密度面方向には $2.0 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、等密度面に垂直な方向には $0.1 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ とした。水平粘性にはラプラシアン型を用い、水平粘性係数は $1.0 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ とした。鉛直粘性および拡散係数はNoh and Kim（1999）の混合層スキームを用いて計算する。

2.2 海洋データ同化システム

エルニーニョ予測実験のための海洋モデル初期値には、気象研究所で開発された海洋データ同化システム（Meteorological Research Institute Ocean Variational Estimation System/MRI.COM: MOVE/MRI.COM; Usui et al., 2006）による出力を使用した。このデータ同化システムでは海洋モデルとしてMRI.COMを用いている。また、現在気象庁気候情報課で現業化されている全球海洋同化システム（ODAS）と同様に客観解析手法および同化手法として3次元変分法およびIncremental Analysis Update (IAU)を採用している。ただし、客観解析において、水温塩分結合 EOF モードを用いた変分法を導入している。なお、同化するデータは2000m以浅の水温と塩分、COBE データセット（Ishii et al., 2005）の海面水温、および海面高度である。

海洋初期値の作成は、まず海洋モデル単体で静止状態から50年間スピニングを行った後、1979年1月から2004年12月まで海洋観測データを同化することで作成した。海洋モデルを駆動する海面境界条件は、JRA25再解析データ（Ohnogi et al., 2006）の日平均風応力および海上気象要素を使用した。

2.3 エルニーニョ予測実験

エルニーニョ予測システムでは、2.1節で述べた大気海洋結合モデルを用いて、表1に示されるような1979年から2003年までの毎月月末または月初めを初期値としてそれぞれ13ヶ月積分を行った。結合間隔は1時間である。予測実験に必要な大気初期値としてはJRA25を使用し、海洋初期値

としては 2.2 節で述べた海洋再解析データを用いた。

現状の大気海洋結合モデルには、大気・海洋モデルの双方に誤差が含まれており、そのまま大気モデルと海洋モデルを結合させると、両者の誤差が相互に作用し合って現実的な気候状態とは異なる方向にシフトする。これを防ぐために、海面水温を現実的な値に近づける海面フラックス修正を与える。本実験における海面フラックス修正量の算出方法は以下の通りである。まず、1979 年から 2003 年までの毎月月末または月初めの初期値からそれぞれ 13 ヶ月予測実験を行う。その際、海洋モデルには風応力として JRA25 の日平均風応力を与え、大気モデル側で出力される日平均風応力との差を海面運動量フラックス修正量とした。同時に、第 1 層の水温（モデル海面水温）を COBE データセットの日平均海面水温に 0.5 日の緩和係数で近づけ、この水温緩和分を熱フラックスに換算して海面熱フラックス修正量とした。このようにして求めた海面熱・運動量フラックス修正量を暦月毎にリードタイム1ヶ月から12ヶ月までの値を平均することで海面熱および運動量フラックス修正量とした。このようにして求めた海面熱フラックス修正量の年平均値を図1に示す。一般的な海洋モデルの特徴である東部赤道太平洋における低温バイアスが残っているため、海洋を加熱する修正が必要となっている。ほとんどの海域では、気象庁現業システムより振幅が小さくなっており、大気海洋結合モデルが改善された結果と言える。

3. 予測実験結果

エルニーニョ予測実験の対象期間中で最も大きな変動である1997年から1998年にかけて発生したエルニーニョ現象の予測事例を図2および図3に示す。海面（図2）では、正の水温偏差が春から夏に

表1:エルニーニョ予測実験における初期日とリードタイム0ヶ月の定義

初期日	1/1	1/31	3/2	4/1
リードタイム0ヶ月	1月	2月	3月	4月
初期日	5/1	5/31	6/30	7/30
リードタイム0ヶ月	5月	6月	7月	8月
初期日	8/29	9/28	10/28	12/2
リードタイム0ヶ月	9月	10月	11月	12月

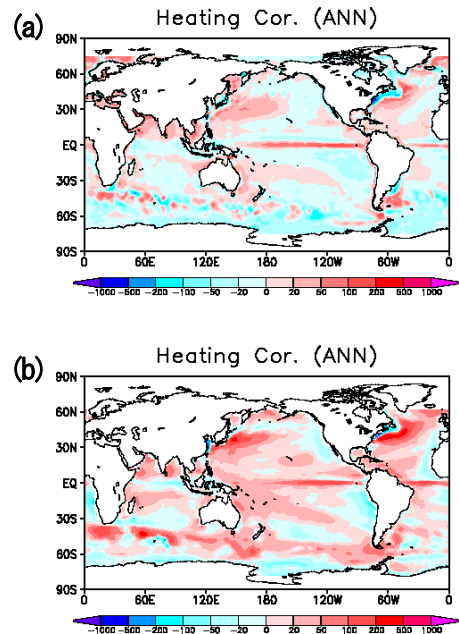


図1:エルニーニョ予測実験における海面熱フラックス修正量（年平均）。単位は W/m^2 。
(a) 次期システム、(b) 気象庁現業システム。

ペルー沖から赤道太平洋の中・東部に広がる。1997年秋以降には、東部赤道太平洋には $4^{\circ}C$ を超える正偏差が再現されている。海洋内部（図3）では、西部赤道太平洋に見られた表層水温の正偏差が赤道に沿って東進する。1997年夏以降、西部で負偏差、東部で $8^{\circ}C$ を超える正偏差という東西構造が再現されている。

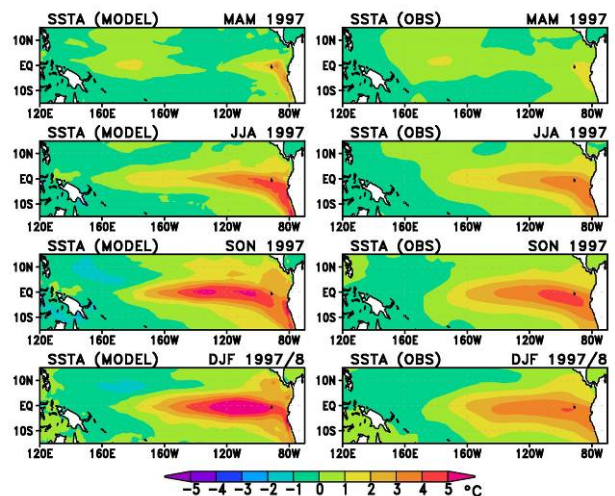


図2:1997年3月2日を初期値とする予測実験における海面水温偏差（左：予測、右：実況）。上から1997年春、夏、秋、冬。

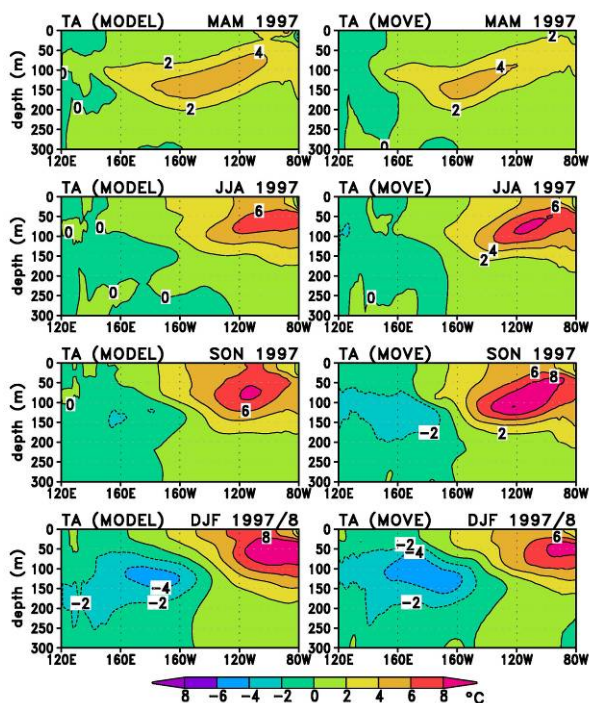


図3: 1997年3月2日を初期値とする予測実験における赤道太平洋水温偏差断面 (左: 予測、右: 実況)。上から1997年春、夏、秋、冬。

図4に、全300例の予測実験から算出した海面水温のアノマリー相関の空間分布を示す。赤道太平洋の全域にわたって、リードタイム9ヶ月まで、気

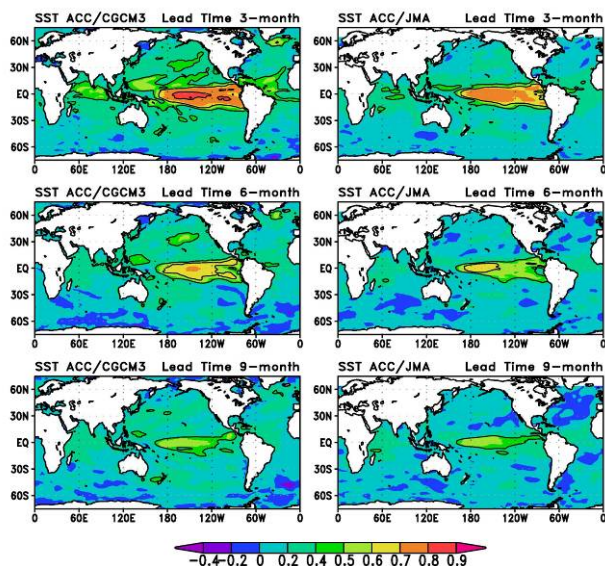


図4: (a) 本研究および (b) 現業システムにおける海面水温予測のアノマリー相関。上からリードタイム3ヶ月、6ヶ月、9ヶ月。

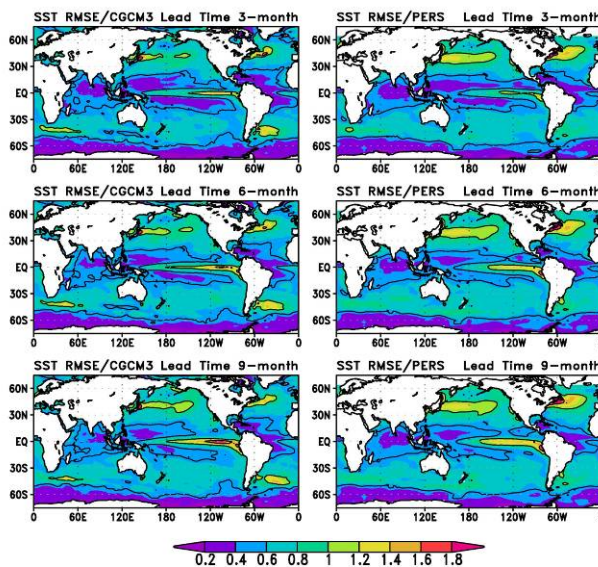


図5: (a) 本研究および (b) 現業システムにおける海面水温予測の平方根平均二乗誤差。上からリードタイム3ヶ月、6ヶ月、9ヶ月。

象庁現業システムを上回る値を示す。特に、西部熱帯太平洋と赤道太平洋の中央部から東部にかけての海域がその差が顕著である。平方根平均二乗誤差 (図5) は、東部赤道太平洋で現業システムより大きい、その他の海域では小さい。

予測成績に顕著な差が認められた東部赤道太平

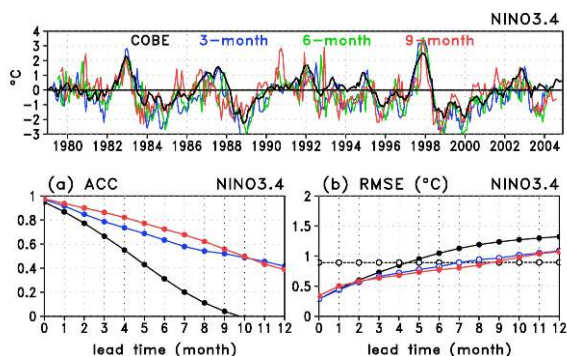


図6: 東部赤道太平洋 NINO3.4 海域 (170°W-120°W, 5°S-5°N) における海面水温の予測成績。(a) 各リードタイムにおける海面水温偏差 (青: リードタイム3ヶ月、緑: 6ヶ月、赤: 9ヶ月、黒: COBESST) (b) アノマリー相関 (赤: 本研究、青: 現業システム、黒: 持続予報)、(c) 平方根二乗平均誤差 (赤: 本研究、青: 現業システム、黒: 持続予報、白: 気候値予報)。

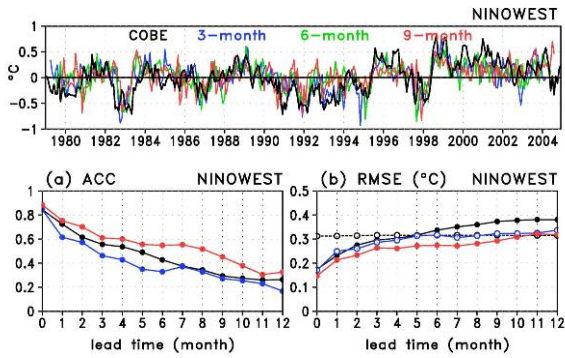


図7：西部熱帯太平洋NINOWEST海域(130°-150°E, 0°-15°N)における海面水温の予測成績。(a) 各リードタイムにおける海面水温偏差(青：リードタイム3ヶ月、緑：6ヶ月、赤：9ヶ月、黒：COBESST) (b) アノマリー相関(赤：本研究、青：現業システム、黒：持続予報)、(c) 平方根二乗平均誤差(赤：本研究、青：現業システム、黒：持続予報、白：気候値予報)。

洋NINO3.4海域(170°-120°W, 5°S-5°N)と西部熱帯太平洋NINOWEST海域(130°-150°E, 0°-15°N)における海面水温の予測成績を図6および図7に示す。NINO3.4海域(図6)では、予測開始3季節先までのアノマリー相関と平方根二乗平均誤差とも現業システムの成績を上回る。特に、アノマリー

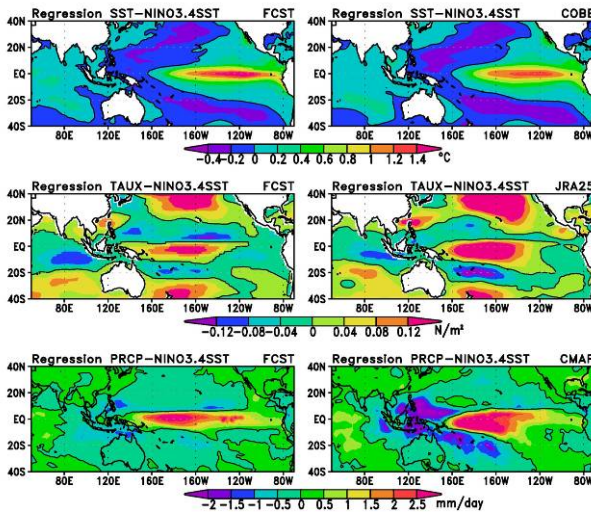


図8：リードタイム6ヶ月におけるNINO3.4海面水温に対する同時線形回帰(DJF)。(a) 海面水温(左：予測、右：COBESST)、(b) 東西風応力(左：予測、右：JRA25)、(c) 降水(左：予測、右：CMAP)。

相関が0.1程度上回り、リードタイム6ヶ月で0.7を超える。日本の天候への影響を考えると、西部熱帯太平洋での予測精度も重要である。NINOWEST海域における海面水温予測(図7)は、NINO3.4海域ほど予測成績は高くないものの、予測半年先までアノマリー相関が0.6付近で維持されている。高くないものの、予測半年先までアノマリー相関が0.6付近で維持されている。平方根二乗平均誤差も10-20%減少し、現業システムと比較すると、この海域での予測成績の著しい改善が見られる。

冬季および夏季におけるリードタイム6ヶ月のNINO3.4海面水温に対する海面水温・東西風応力・降水の同時線形回帰を図8および図9に示す。海面水温や東西風応力の回帰分布は概ね観測と一致している。一方、降水の回帰分布は、西部熱帯太平洋からインド洋にかけての振幅が小さい。このことは、エルニーニョに伴う大気大循環と降水分布の再現性が不十分であることを示す。特に3変数とも、NINO3.4の海面水温との相関の高い海域が赤道に集中する傾向がある。これは、多くの結合モデルの特徴であり、ITCZが集中していることに関係する。このような赤道域への集中は、モデルのエルニーニョが強い2年周期を示す原因の一つと考えられており、改善すべき重要な課題である。

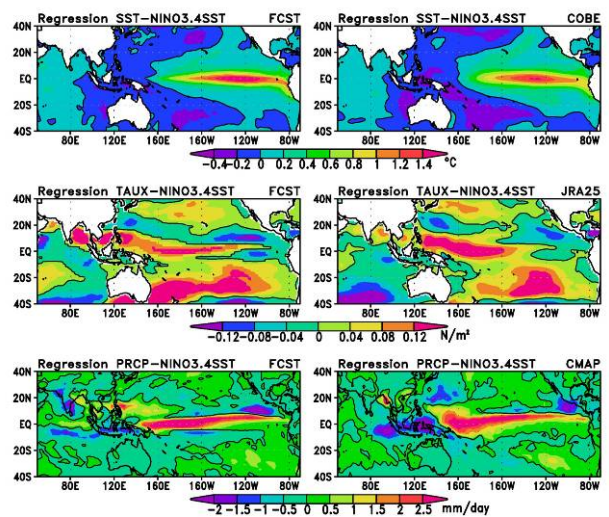


図9：リードタイム6ヶ月におけるNINO3.4海面水温に対する同時線形回帰(JJA)。(a) 海面水温(左：予測、右：COBESST)、(b) 東西風応力(左：予測、右：JRA25)、(c) 降水(左：予測、右：CMAP)。

4. まとめ

本研究では、大気海洋結合数値モデルおよび海洋データ同化システムの高度化により、熱帯太平洋における海面水温の予測性能が向上した。特に、日本の季節予報への影響が大きい西部熱帯太平洋での予測成績が気象庁現業システムと比較して大きく向上したことは重要な結果である。ただし、西部太平洋やインド洋の熱帯域の予測精度は必ずしも十分ではなく、改善の余地がある。今後は、大気海洋結合モデルの持つ誤差をさらに減少させ、海面フラックス修正を行わない予測システムを構築し、さらに高い予測性能を達成することが必要である。

なお、本研究で開発されたエルニーニョ予測システムは、気象庁でのエルニーニョ監視および予測業務における次期システムとして使用される予定である。今後は、日本の天候を予測対象とした季節予報システムとしての発展が期待される。

参考文献

- 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, 第47号, 1-189.
- Gent, P. R., and J. C. McWilliams, 1990: Isopycnal mixing in ocean general circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 150-155.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection, *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Noh, Y., and H.-J. Kim, 1999: Simulations of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process, *J. Geophys. Res.*, **104**, 15,621-15,634.
- Onogi, K., H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, J. Tsutsui, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, S. Kadokura, and K. Wada, 2005: JRA-25: Japanese 25-year reanalysis project — progress and status. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* The 4th Data Assimilation Conference Special Issue, **131**, 3259-3268.
- Simmons, A. J., and J. K. Gibson, 2000: *The ERA-40 Project Plan, ERA-40 Proj. Rep. Ser. 1.*, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK 63 pp.
- 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.