

近未来予測に向けたアンサンブル摂動の開発

近本 喜光・木本 昌秀(東大・気候システム)・望月 崇・石井 正好(地球環境フロンティア)

1. はじめに

IPCC 第 5 次報告書に向けた国際的な取組として、高解像度大気海洋結合モデルを用いた 30 年先までの近未来予測が政策立案や社会産業界への影響評価の観点から求められている。この近未来予測に対して、最近の先駆的な研究は大気海洋結合モデルに海洋観測データをデータ同化によって組み込む初期値化がひとつの有効な手段であることを示している (Smith et al., 2007, Keenlyside et al., 2008, 望月他, 2008)。このような初期値化により、Pacific Decadal Oscillation (PDO) や Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) のような 10 年規模の自然変動が予測できると期待されている (Boer, 2004)。実際に、望月他 (2008) は中解像度大気海洋結合モデルにデータ同化手法を組み込んだシステムを用いて、モデルが再現する PDO は 5 年程度の予測可能性をもつことを示した。

近年、初期値化に関し様々な手法が開発されており、今もなお発展途上にある。現在使用されている最も高度な初期値化手法はアンサンブルカルマンフィルターや 4 次元変分法である。とりわけアンサンブルカルマンフィルターは、初期誤差の小さな初期値を作成するだけでなく、高い予測精度を得るためのアンサンブル摂動も同時に見積もることができる。一方で、これらの手法は初期値化を行う際の計算コストが高く、大気海洋結合モデルへ適用するのに十分な計算資源の確保は現時点では困難である。望月他 (2008) では、10 年規模変動予測に適した初期値を得るために比較的計算コストの安い同化手法を用いて 10 メンバーのアンサンブルデータ同化を行った。しかしながら、この方法でも、高解像度の気候モデルを用いた近未来予測の実施は計算コスト上困難である。

本研究では、1 メンバーの同化実験を用いて、10 年規模変動に適した、計算コストのかからない初期摂動作成手法を開発することを目指す。解析誤差の観点からは、望月他 (2008) で実施された 10 メンバーをアンサンブル平均した初期値は、各々のアンサンブルメンバーよりも初期誤差が最も小さくなると期待される。そこでここでは、1 メンバーの同化実験と、その同化時に得られる解析イ

ンクリメントを用いてアンサンブル平均に近い初期値を見積もることとする (Analysis Incremental Perturbation method: AIP 法)。第 3 章では、この見積もられた初期値を用いたアンサンブル予測と、望月他 (2008) で行われた 10 メンバーの同化アンサンブルを用いた予測とを比較し、今回新たに開発した手法の有用性を示す。この新手法の理論的背景については、第 4 章で議論する。

2. モデルと予測実験

本研究では、望月他 (2008) と同様、大気海洋結合モデル (MIROC3.2) に海洋データ同化スキームを組み込んだシステム (System for Prediction and Assimilation by MIROC: SPAM) を使用した。大気モデルの解像度は水平方向に T42(約 300km) および鉛直 20 層である。海洋モデルの解像度は水平方向に約 1 度格子および鉛直 44 層である。MIROC はこれら大気および海洋モデルをフラックス調節を行わずに 3 時間毎に結合している。データ同化に用いた観測データは、Ishii et al. (2006) による月平均客観解析データ ver6.2 の 700m 深までの水温と塩分を使用した。期間は 1945 年 1 月から 2005 年 12 月までである。この月平均データを日平均データに線形内挿し、Incremental Analysis Updating (IAU; Bloom et al., 1994) を用いて MIROC に同化した。このとき、モデルのバイアスが大きいので、予測時のモデルの気候ドリフトを避けるため、観測の気候学的偏差分のみをデータ同化するようにした (アノマリー同化)。さらに、モデルの出力と解析値との差にモデルと観測の誤差を考慮した重みを乗じた (ここでは 0.025 倍)。この重みを小さく設定することでモデルの軌道がモデルアトラクターから極端に離れてしまうことを防いでいる。その結果、このシステムでは予測時においてモデルドリフトがおこらない。また、海水近辺では水温と塩分の同化を行っていない。同化および予測時における外部境界条件には、2000 年までは IPCC AR4 で用いられた観測に基づく二酸化炭素濃度、エアロゾル分布、太陽定数を与え、2000 年以降は化石燃料・非化石燃料のバランス型 (A1B) シナリオを採用した。

SPAM を用いて、1960 年から 1990 年までの 5 年毎の初期値 7 例から 10 年間のアンサンブル予測を 2 種類行った。まず、望月他 (2008) と同様に、同化アンサンブル 10 メンバーのそれぞれの初期値から、10 メンバーのアンサンブル予測を行った (CTL 予測)。ここでは、ENSO の spring バリアの影響を少しでも軽減させるために 7 月 1 日を初期日とした。次に、1 本の同化メンバーを用いて 10 年規模変動予測に適した初期摂動を作成するために、新たに開発した手法を用いた 9 メンバーのアンサンブル予測を行った (AIP 予測)。ここでは、ENSO の spring バリアの影響を考慮せずに 1 月 1 日を初期日とした。従って、アンサンブル数および lead time の両方において、AIP 予測は CTL 予測よりも不利な状況にある。

AIP 予測におけるアンサンブル予測の初期値は以下のようにして求めた。まず、1 本の同化メンバーを用いて、予測に用いる 1 月 1 日の初期値を得る。この初期値に、前月の 12 月における水温の月平均解析インクリメントを、後で議論するように、0.5 倍、1 倍、1.5 倍して加える。これにより、1 月 1 日の海洋初期値データが 3 メンバー作成される。次に、10 年規模変動に対しては海洋の初期値化が重要で、大気はランダムノイズと見なせる、という仮定をおく。今回の実験では、大気初期値を同化アンサンブルからランダムに 3 メンバー選んで使用した。ただし、1 メンバーの同化実験だけを利用する場合は、大気初期値を LAF 法で用意すればよい。その結果、大気と海洋の初期値それぞれ 3 メンバーづつを組合せ、全部で 9 アンサンブルメンバーの初期値が作成される。この手法では、解析インクリメントを使用するだけなので、計算コストをかけずに多数の初期値アンサンブルメンバーを作成することが可能である。この解析インクリメントを用いた新手法の理論的背景については第 4 章で議論する。

3. 予測結果

ここでは望月他 (2008) にならって、モデルがもつ自然変動を初期値化しない 20 世紀再現実験の 10 アンサンブルメンバーを用いて定義した。外部強制に対するモデルの応答はこの 10 メンバーのアンサンブル平均で近似できる。そこでこのアンサンブル平均を各々のアンサンブルメンバーから引いた偏差場を近似的にモデルの自然変動とみなす。図 1 は北太平洋の表層から 100m までの年平均水温偏差場に対する EOF 第 1 および第 2 モード

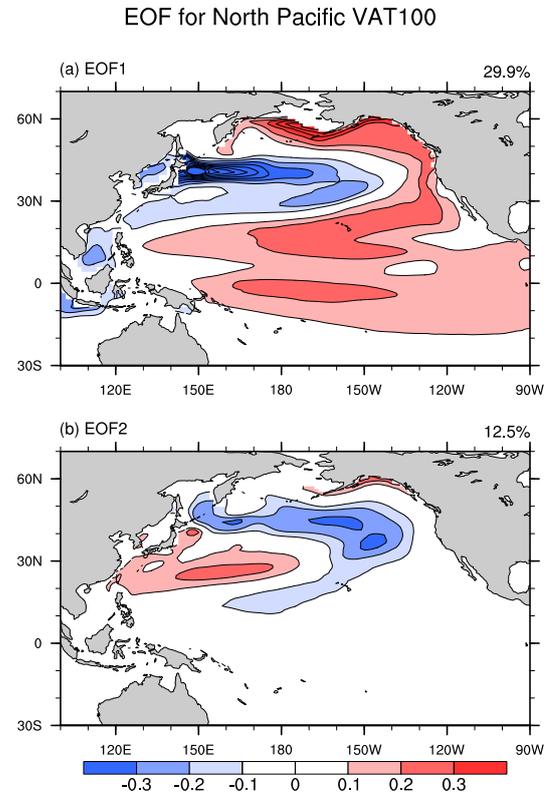


図 1: 北太平洋 (20N-70N, 115W-90E) における VAT100 の (a) EOF1 および (b) EOF2 に対する回帰係数分布。図の右上は寄与率を示す。モデルの内部変動を抽出するために、20 世紀再現実験における 10 アンサンブル平均からの各メンバーの偏差に対して EOF 解析を行った。

を示す。EOF 第 1 モードは熱帯太平洋と黒潮続流域にシグナルをもった、観測で卓越する PDO とよく似た空間パターンを示す。一方、EOF 第 2 モードは熱帯太平洋の振幅が小さく、北太平洋に大きなシグナルをもったパターンを示す。これら EOF 第 1 と第 2 モードで、全変動量の約 40% (29.9% + 12.5%) を説明している。

図 2 は、EOF 第 1 モードの空間パターンに射影した予測の時係数を示す。観測される EOF 第 1 モードの時係数は、1970 年代に負の値、1980 年代と 1990 年代に正の値といった 10 年規模の変動を示す。特に 1970 年代後半にみられる位相反転はレジームシフトと呼ばれ、大気海洋変動だけでなく生態系にも影響を与え、日本近海の漁獲量にも大きな影響を及ぼした (Mantua and Hare 2002)。このような変動に対し、CTL 予測と AIP 予測はともにほぼすべての期間において予測アンサンブルの 1 標準偏差以内に観測値が収まっている。中でも、CTL 予測は 1970, 80, 90 年初期値のアンサンブル平均が観測された変動をとらえている。一方、AIP

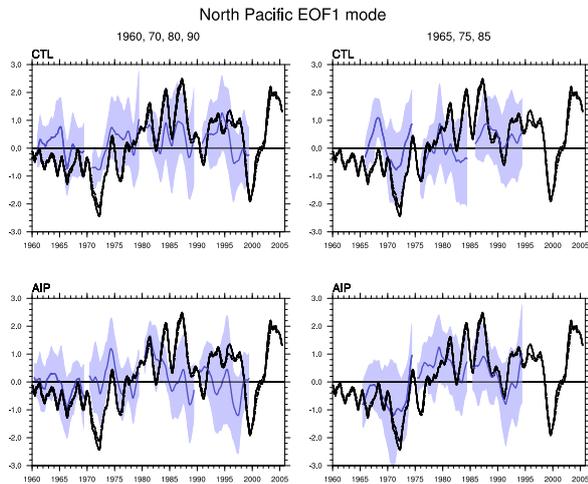


図 2: EOF 第 1 モードの空間パターンに射影した時係数. それぞれの時係数は、基データを 12ヶ月の移動平均を施して求め、観測の 1 標準偏差で規格化してある. 左図が CTL 予測、右図が AIP 予測. 上段が、1960,70,80,90 年初期値の予測、下段が、1965,75,85 年初期値の予測を示す. 黒の実線が観測、破線が同化を示す. 青の実線と陰影は予測時におけるアンサンブル平均と ± 1 標準偏差を示す.

予測は、1965,75,85 年初期値のアンサンブル平均が観測された変動をよくとらえている.

CTL 予測と AIP 予測の予測スキルを計算するために、EOF 第 1 モードの空間パターンに射影した観測および予測の時係数に対するアノマリー相関係数を計算した (図 4(a)). CTL 予測および AIP 予測はともに予測開始から 3 年目で相関係数が一度低くなるものの、6 から 7 年目に相関係数 0.7 を上回る. 特に予測開始から 6 年目において、AIP 予測が CTL 予測を上回る予測スキルを示している. これは、たとえ AIP 予測のように同化を 1 メンバーしか用いることができないとしても、アンサンブル予測に用いる初期摂動をうまく作成することでアンサンブル同化に匹敵する予測スキルを得ることができることを示している. 一方で、予測開始から 1 年目までの間、AIP 予測は CTL 予測の相関係数よりも予測スキルがわずかに低い. これは、初期日の違いによって ENSO の予測精度が異なることに起因するかもしれない.

図 3 は EOF 第 2 モードに射影した時系列の予測を示す. EOF 第 2 モードの観測された時系列は、EOF 第 1 モードに比べて短周期の変動成分が卓越する. 一方で CTL 予測と AIP 予測はともに、EOF 第 1 モードと同様、予測アンサンブルの 1 標準偏差以内に観測の時係数が収まる傾向にある. CTL

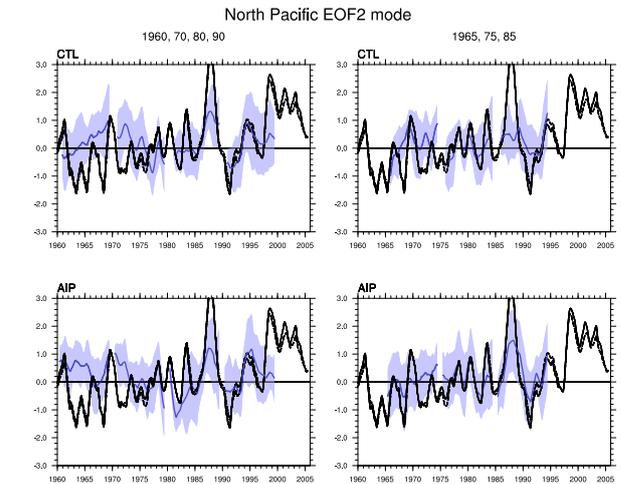


図 3: 図 2 と同じ. ただし、EOF 第 2 モードのパターンに射影.

予測では、1975, 90 年初期値としたアンサンブル平均が、AIP 予測では、1975 年以降を初期値としたアンサンブル平均が観測された変動を 10 年の予測期間中うまくとらえている. このことは、初期値化を行うことで、北太平洋における水温変動が、初期値によっては、10 年以上の予測可能性をもつことを示唆している.

図 4(b) は EOF 第 2 モードに射影した観測および予測の時系列に対するアノマリー相関係数を示す. 予測開始から 4 年目を除くほぼすべての期間において、AIP 予測は CTL 予測の予測スキルを上回る. しかしながら、EOF 第 2 モードがどのような変動特性をもつかについては、まだよくわかっていない. Latif and Barnett (1994) では、北太平洋における 10 年規模の気候変動のうち、海洋の垂熱帯循環とアリューシャン低気圧とが相互作用しながら変動するモードが存在することを示唆した. 本研究の EOF 第 2 モードは、Latif and Barnett (1994) で示された水温変動のある位相と似た空間パターンを示している. 今後、変動メカニズムを含めた北太平洋における水温変動の特徴を明らかにする必要があるだろう.

4. 議論

前章では、AIP 予測が北太平洋における 10 年規模変動に対して 10 メンバーのアンサンブル同化に匹敵する予測精度をもつことを示した. ここでは、今回新たに開発した AIP 法はどのようなアンサンブル摂動であるかを議論する.

AIP 法に用いた解析インクリメント d は、以下

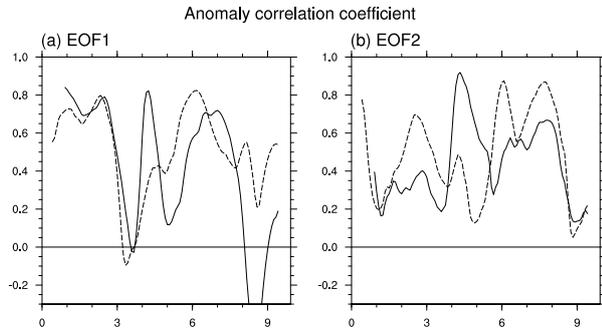


図 4: (a) EOF1 および (b) EOF2 に射影した時系列の観測と予測とのアノマリー相関係数. 実線が CTL 予測、破線が AIP 予測. 相関係数が 0.67 のとき、90% の有意水準にある.

のように定義される.

$$d \equiv W(X_o - X_m) \quad (1)$$

ここで、 X_o は観測値、 X_m はモデルの値で、 W は重みを示す. この解析インクリメントは、モデルを観測値に近づける修正量を意味する. 同化スキームに用いた IAU は、予報変数 X とその予報変数に対する forcing 項を F とすると下記のような形でかける.

$$\frac{\partial X}{\partial t} = F + \frac{d}{\tau} \quad (2)$$

ここで、 τ はモデルの時間間隔を示す. 従って、解析インクリメントにおける重み W を小さく設定することで同化強度を弱くし、予測時におけるモデルドリフトを防ぐことができる. ここでは、この値を時間変化させずに全グリッド様に 0.025 としている. また、解析インクリメントは毎日更新される.

この解析インクリメントを用いることで、1 メンバーの同化実験から同化アンサンブルのアンサンブル平均の位置をおおよそ見積もることができる. まず、同化アンサンブルにおける n 番目のアンサンブルメンバーの初期値を X_i^n とし、それら全てについてのアンサンブル平均 \bar{X}_i は真値に近いと仮定する. また、本研究の同化強度は弱くしているため、モデルの値 X_m と初期値 X_i はほぼ等しいと仮定する. その結果、 n 番目のアンサンブルメンバーにおける初期値と解析インクリメントを使って見積もられた新たな初期値 \tilde{X}_i は

$$\tilde{X}_i \approx \bar{X}_i \equiv X_i^n + \alpha d^n \quad (3)$$

とかける. ここで α は初期値 X_i^n をアンサンブル平均 \bar{X}_i に近づけるためのパラメータである. 後で

見るように、最適な α の値は海洋の深度と時間によって変化するため、この値を 1 つに定めることができない. そこで AIP 予測では、この α の値を複数設定することで、同化アンサンブルにおけるアンサンブル平均に近い位置に初期値を複数作成している.

解析インクリメントの向きは、ある条件下では、breeding of growing modes 法 (BGM 法; Toth and Kalnay, 1997) で作成されるブレッドベクトルのような誤差成長モードの向きと平行になると考えられる. BGM 法によって作成されるブレッドベクトル V は初期値から摂動を加えずにモデルを走らせたコントロールラン X_c と、初期値に摂動を加えてモデルを走らせた摂動ラン X_p を用いて以下のようにかける.

$$V = r(X_p - X_c) \quad (4)$$

ここで、 r は規格化乗数である. 今、複数の摂動ランを走らせたとき、 n 番目の摂動ランを X_p^n とすると、そのアンサンブル平均 \bar{X}_p は、線形の範囲内においてコントロールラン X_c と一致する. 従って、

$$V = r(X_p - \bar{X}_p) \quad (5)$$

とかける. 一方、式 (3) より、

$$d = \frac{1}{\alpha} (X_i - \bar{X}_i) \quad (6)$$

である. 式 (5) と (6) はよく似た形をしており、ブレッドベクトルと解析インクリメントのどちらもアンサンブル平均の軌道から離れていく軌道の方向を向いている. また、IAU を用いた同化手法は、初期値 X_i を計算するとき、前の時間ステップにおける初期値に解析インクリメントを加えてモデルを走らせているため、摂動ラン X_p を求めるときとよく似た処理を施している. これらのことから、解析インクリメントにはブレッドベクトルのような誤差成長モードが含まれていると期待される. このことは、AIP 予測における初期値作成時に α を複数設定することは、ブレッドベクトルのような誤差成長モードを含んだ摂動を加えることに相当することを意味する.

図 5 は、1961 年から 1990 年までの期間における解析インクリメントの RMS と 10 メンバーのアンサンブル同化のスプレッドを示す. 北太平洋の 2.5m 深および 92.5m 深において、解析インクリメントの振幅は日本付近の黒潮続流域や東部赤道域で極大値を示す. 同様に、これらの領域では、アン

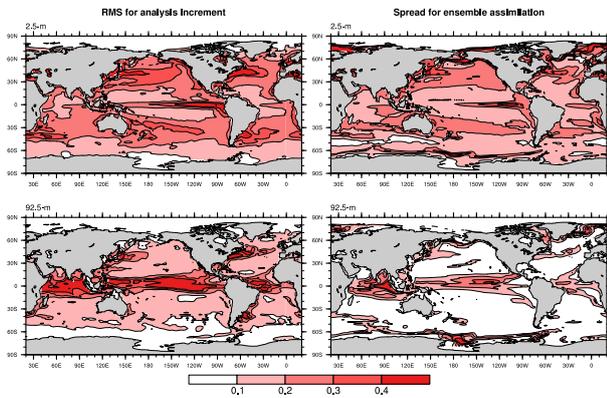


図 5: 1961 年から 1990 年までの期間における (左) 解析インクリメントの RMS と (右) 10 メンバーのアンサンブル同化のスプレッド. 上段が 2.5m 深、下段が 92.5m 深を示す. コンター間隔は、解析インクリメントとスプレッドがそれぞれ 0.1 K/month および 0.1 K である.

サンプル同化のスプレッドも極大値を示す. もし、アンサンブル同化のスプレッドがブレッドベクトルのような誤差成長モードをよく表現していると仮定すると、これらのことは、解析インクリメントにも誤差成長モードが含まれていると期待される. 解析インクリメントの大きさはスプレッドに対し、0.5 から 1.0 倍程度であり、この倍数は表層から深層に向かうほど小さくなる. これら解析インクリメントとスプレッドの比は式 (6) における α に相当する. 従って、本研究で使用した $\alpha = 0.5, 1.0, 1.5$ という値はもっともらしいといえる.

5. まとめ

1 メンバーの同化実験と解析インクリメントを用いて、10 年規模変動に適した計算コストの安い初期摂動作成手法 (AIP 法) を開発した. AIP 法は、同化時に作成される解析インクリメントを用いることで、計算コストをかけずに簡単に多数のアンサンブル摂動を作成することができる. そのため、AIP 法は高解像度大気海洋結合モデルを用いた同化実験にも適用することが可能である.

AIP 法を用いた予測実験 (AIP 予測) と従来のアンサンブル同化 10 メンバーによる予測実験 (CTL 予測) とを比較したところ、モデルによって再現された北太平洋における主要な水温変動に対し、AIP 予測は CTL 予測と同程度の予測精度を示した. 特に AIP 予測において、1975 年以降を初期値とした EOF 第 2 モードの予測に対し、10 年間の予測期間中ずっと観測された変動をアンサンブル平均の予測がうまくとらえていた. このことは、AIP 法が

10 年規模変動の予測に有効であることを示唆している. AIP 法は、同化アンサンブルのアンサンブル平均に近い位置に初期値を複数作成している. さらにその初期摂動は、ある条件下において BGM 法によるブレッドベクトルのような誤差成長モードを含んでいると期待される.

本研究では、新たに開発した AIP 法を用いた予測実験を行うことで、AIP 法の有効性について示してきた. しかしながら、下記に示すように、克服すべき課題もいくつかある.

- AIP 法を高解像度大気海洋結合モデルに適用した場合、どの程度の予測精度を示すか.
- 今回は 7 例のアンサンブル予測を実施した. 今後は、アンサンブル予測の例数をさらに増やし、より定量的な 10 年規模変動の予測精度を求める必要がある.
- 現在の同化スキームを改良し、同化時における初期値を改善することで、どの程度、予測スキルが向上するか.
- AIP 法は、BGM 法やアンサンブルカルマンフィルターと比較してどのような共通点や相異点をもつか.
- MIROC が再現する自然変動のうち、どのような変動に予測可能性があるか.
- 今回抽出した北太平洋における主要モードは、どのようなメカニズムで起きているか.
- また、これら主要モードに伴う大気変動の予測可能性はどの程度あるか.

今後は、これらの疑問に対して答える研究が必要であろう.

謝 辞

本研究は文部科学省 21 世紀気候変動予測革新プログラム「高解像度気候モデルによる近未来気候変動予測に関する研究」のもと、地球シミュレータを用いて行われた.

参考文献

- Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. da Silva, and D. Ledvina, 1996: Data assimilation using incremental analysis updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256–1271.

- Boer, G. J., 2004: Long time-scale potential predictability in an ensemble of coupled climate models. *Climate Dynamics*, **23**, 29–44, doi:10.1007/s00382-004-0419-8.
- Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto and S. I. Iwasaki, 2006: Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses, *J. Oceanogr*, **62**, 155–170.
- Keenlyside, N. S., M. Latif, J. Jungclaus, L. Kornblueh, and E. Roeckner, 2008: Advancing decadal-scale climate prediction in the North Atlantic sector. *Nature*, **453**, 84–88. doi:10.1038/nature06921.
- Latif, M. and T. P. Barnett, 1994: Causes of Decadal Climate Variability over the North Pacific and North America. *Science*, **266**, 634–637.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, 2002: The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanography*, **58**, 35–44.
- 望月 崇, 石井 正好, 木本 昌秀, 近本 喜光, 渡部 雅浩, 2008: 近未来地球温暖化予測を念頭においた北太平洋十年スケール変動予測. 平成 20 年度「異常気象と長期変動」研究集会報告
- Smith, D. M., S. Cusack, A. W. Colman, C. K. Folland, G. R. Harris, and J. M. Murphy, 2007: Improved Surface Temperature Prediction for the Coming Decade from a Global Climate Model. *Science*, **317**, 796–799, doi:10.1126/science.1139540.
- Toth, Z., and E. Kalnay, 1997: Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3292–3302.