

# 1ヶ月アンサンブル予報における冬季極域大気の予測可能性変動

野口 峻佑・余田 成男(京都大学大学院理学研究科)・田口 正和(愛知教育大学地学領域)  
向川 均(京都大学防災研究所)・廣岡 俊彦(九州大学大学院理学研究院)

## 1. はじめに

気象庁では、1996年に1ヶ月アンサンブル数値天気予報の現業運用が始まり、現在、10年以上に渡る予報結果が蓄積されている。このアンサンブル予報全メンバーのデータは、大気運動の予測可能性の力学的理解を深めるにあたり、非常に価値ある研究資源でもある。

このデータを用いて、北半球冬季成層圏循環の予測可能性の研究がなされてきた。冬季成層圏循環の変動の中で顕著な現象である成層圏突然昇温(SSW)の予測可能性については、Mukougawa and Hirooka (2004)を皮切りに、初期値への鋭敏な依存性(Mukougawa *et al.* 2005)、予測可能期間の事例による違い(Hirooka *et al.* 2007)、予報に大きな影響を与える領域が3次元的に時間発展する様子(Nishii and Nakamura 2010)などが事例解析を通じて明らかにされてきた。また、SSW直後の北半球環状モード(NAM)の、成層圏から対流圏への下方伝播の予測可能性についての事例解析(Mukougawa and Hirooka 2007)や、成層圏の情報の追加による対流圏の予測向上に関する統計解析(Mukougawa *et al.* 2009)なども行われてきた。

この間に、現業予報データの解析だけでなく、現業モデルを用いたアンサンブル予報実験も行われてきた。初期値に加える摂動の振幅を系統的に変化させることによるSSWの発生条件の精査(Mukougawa *et al.* 2007)や、予報開始日の間隔を細かくとることによるSSW発生前後での対流圏NAMの予測可能性変動に関する実験(Kuroda 2010)などの研究がなされている。また、大気海洋結合気候モデルを用いた冬季成層圏循環の予測可能性の研究としては、80年代の10冬に対するハインドキャストで、成層圏プラネタリー波の予測誤差における位相の誤差の重要性を指摘した報告(Stan and Straus 2009)がある。

成層圏極域大気の予測可能性の研究において、現業予報結果のデータ解析の多くが事例解析であり、また予報実験による研究も少ない。そこで本研究では、現在まで蓄積されている気象庁1ヶ月アンサンブル数値天気予報データを用いて、冬季成層圏を中

心とした予測可能性の包括的なデータ解析を行う。まず、モデルの系統的誤差に着目し、予報データの基本特性を記述する。そして、極渦変動に伴う極域大気の予測可能性変動の特徴を明らかにする。

## 2. データ

解析には気象庁1ヶ月アンサンブル予報データと気象庁全球客観解析(GANAL)データを用いる。データ解析の期間は2001年から2008年までの7年分の10月から3月であり、期間中に計153セットのアンサンブル予報が含まれている。

予報データは、コントロールラン1個と成長モード育成(BGM)法で生成された摂動をそれに加えた12個の摂動ランの13個のランで構成される。各ランの予報開始時刻は毎週水曜と木曜の12UTC、予報期間は34日間である。これらを合わせた26メンバーのアンサンブルを1予報セットとみなす(時間遅れアンサンブル予報の併用)。2006年3月にはこのメンバー数が50に変更されており、また、2007年3月には初期摂動作成法にも変更があった。

1ヶ月予報用の全球数値天気予報モデルは、水平T106、鉛直40層(上端は0.4 hPa)の解像度である。1000 hPaから1 hPaまでの22等圧面上で緯度経度2.5度の格子点データとして提供された物理量のうち、本研究では北極点全層での気温データを、成層圏対流圏にわたる極渦の状態の簡便な指標として解析する。

## 3. 予報データの基本統計量の解析

### 3.1 アンサンブル平均とスプレッド

まず、本研究で注目するアンサンブル予報データの統計量について述べる。図1上は、アンサンブル予報の1例で、北極点10 hPaでの気温の50メンバーの予報値(黒線)と解析値(赤線)である。本研究の興味の対象は、中・長期予報が対象とする時間スケールの変動であるので、ローパスフィルター(7日移動平均)をかけた時系列(図1中)の解析を行う。アン

サンプル予報の基本的な統計量として、アンサンブル平均とスプレッド (アンサンブル標準偏差) の時間変化を図 1 下に示す。この事例では、予報開始後 1 週間程度までは予報誤差 (アンサンブル平均と解析値との差) が拡大し、それ以降は増減を繰り返している。スプレッドは 3 週間程度まで拡大を続けている。

気象庁の 1ヶ月予報モデルに固有のものであり、そこで表現されている極域の波活動度の特性に依存していると考えられる。他機関の現業モデルは、これと異なる季節依存性を示すかもしれない。

### 3.2 系統的誤差の季節依存性

図 2 に、北極点 10 hPa での予報誤差の全時系列を示す。全 153 セットの予報を各予報の予報開始日が属する月によって分け、月毎に描いている。各月のサンプル数は 10 月から順に 16, 26, 30, 32, 28, 21 である。月毎の集団をみると、12 月と 1 月に予報誤差の変動が大きいという傾向が読み取れる。

系統的誤差 (予報誤差の各月でのサンプル平均) とそのゼロとの差の統計的有意性について月毎に求め、それらの予報時間依存性を図 3 に示す。系統的誤差の有意性は Student の  $t$  検定により判定している。10 hPa では、11 月に高温側、2 月と 3 月に低温側に有意な系統的誤差が存在している。また、12 月と 1 月は予報誤差の変動が大きいので、系統的誤差の値が大きくても有意と判定されにくい。

上述の解析を全層で行い、月毎に得られた系統的誤差とその統計的有意性を、高度-予報時間分布図として図 4 に示す。系統的誤差の値をコンターで、その有意な領域をトーンで表している。30 hPa 面より上では、図 3 の 10 hPa でみえていた特徴である 11 月の高温側、2 月と 3 月の低温側の系統的誤差が確認できる。有意な高度範囲は 11 月が最大である。また、500 hPa 付近では、12 月に低温側、2 月と 3 月に高温側の系統的誤差を確認でき、全体として、対流圏と成層圏、あるいは初冬と晩冬で逆符号のパターンが読み取れる。他にも、50 hPa から 100 hPa での 10 月から 1 月までの予報初期の低温側系統的誤差や、200 hPa 付近での 10 月から 12 月までの高温側系統的誤差が確認できる。

一般に、予報値は時間の経過とともに解析値から系統的に離れていき、次第にモデルの好む傾向がでると考えられる。本解析の場合、図 4 に示したように、有意な系統的誤差は、月や高度によって符号も含めて異なっている。この系統的誤差の季節依存性は

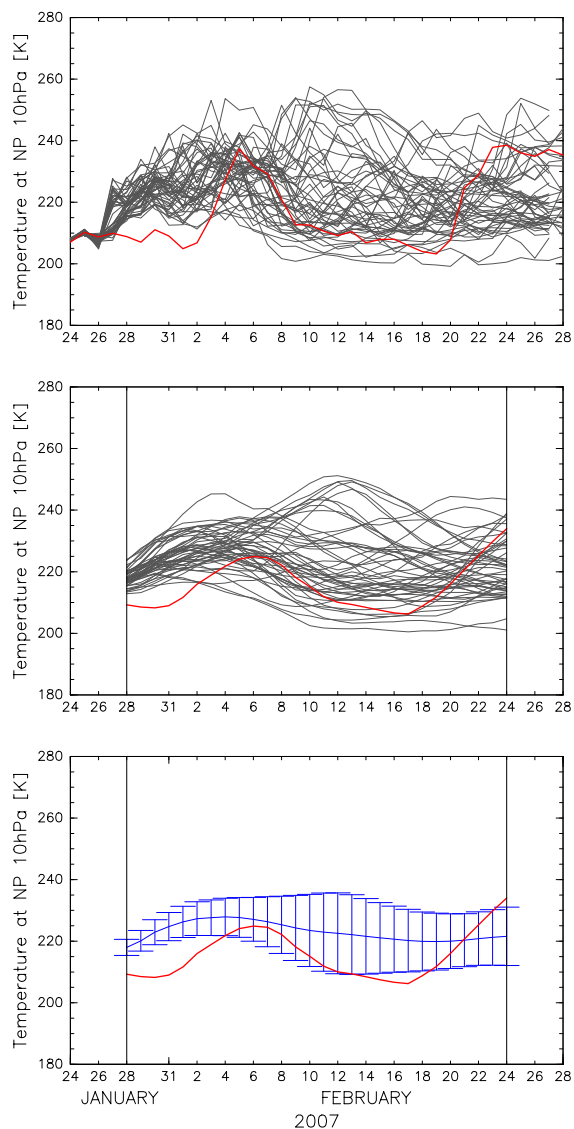


図 1: 2007 年 1 月 24 日、25 日から開始したアンサンブル予報結果。北極点 10 hPa での気温の時系列。(上) 生データ。赤線は解析値、黒線は各メンバーの予報値。(中) ローパスフィルターをかけた結果。(下) ローパスフィルターをかけた結果のアンサンブル平均 (青線) とスプレッド (青エラーバー)。

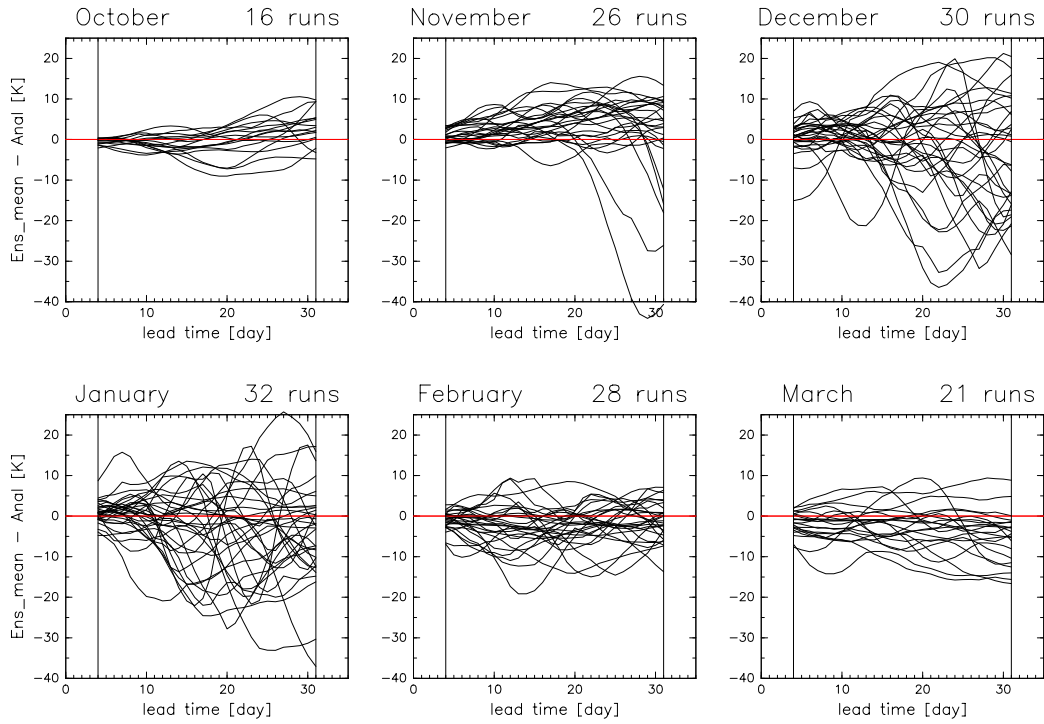


図 2: 北極点 10 hPa での気温の予報誤差 (アンサンブル平均と解析値との差) の時系列を月毎にまとめた図.

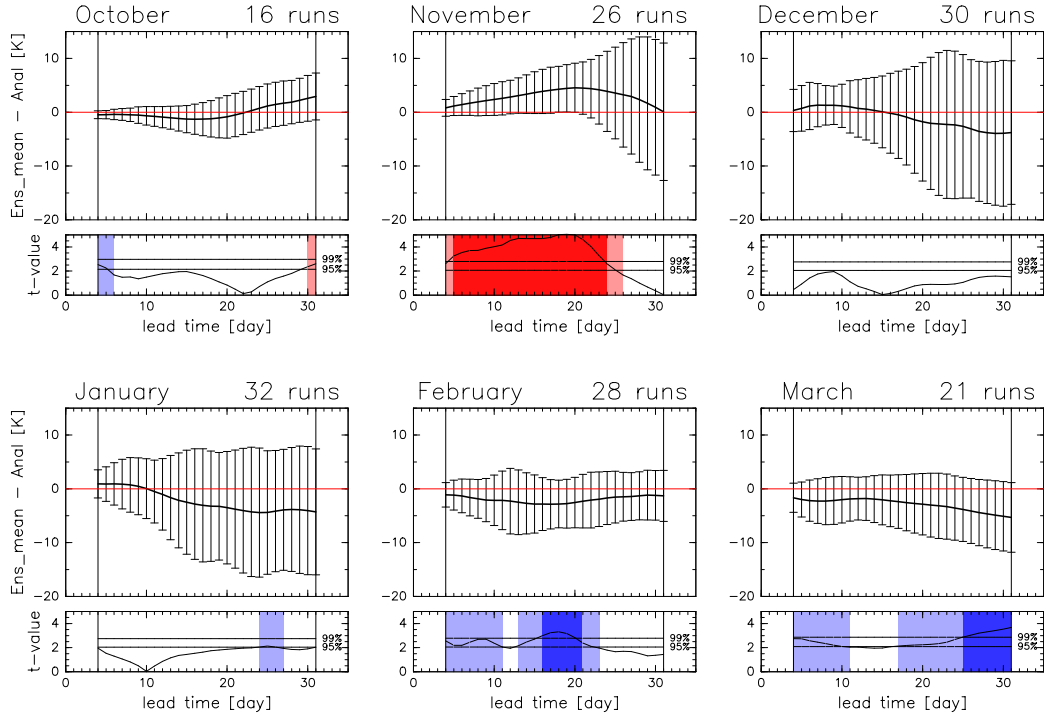


図 3: 北極点 10 hPa での気温の系統的誤差 (予報誤差のサンプル平均) とその統計的有意性の予報時間依存性を月毎に示した図. (各月上パネル) 黒線は系統的誤差, 黒エラーバーは予報誤差の  $\pm 1 \times$  標準偏差. (各月下パネル) 黒線は系統的誤差とゼロとの差の  $t$  値を表し, 差が 95(99)% 以上統計的に有意な期間を薄い (濃い) 色で表示している. ここでは, 差の値の符号により, 正 (負) の場合は赤 (青) 色に塗り分けている.

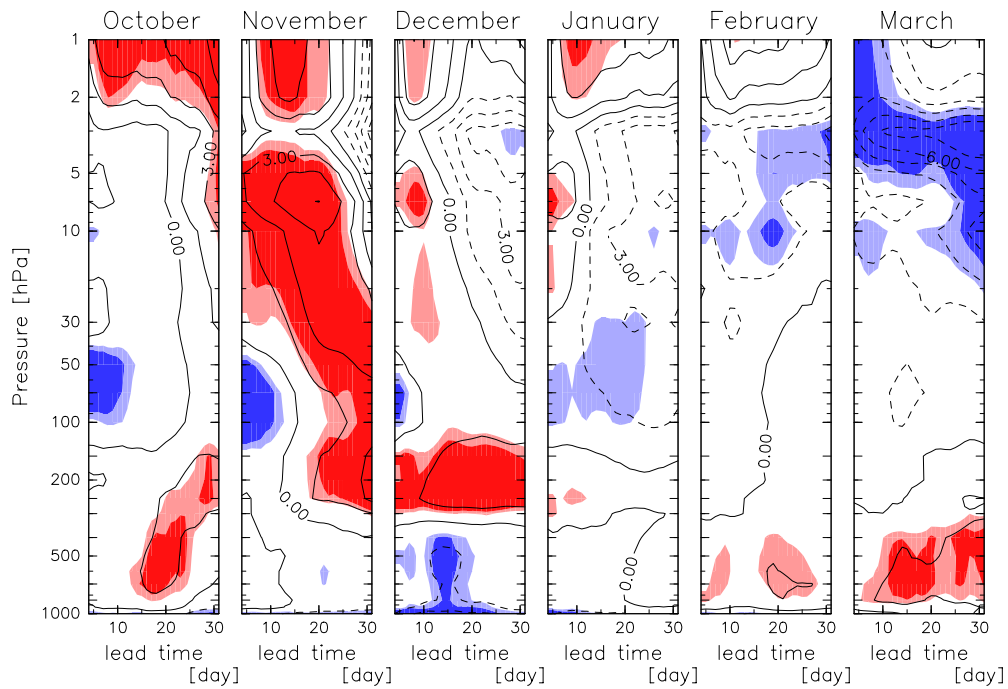


図 4: 北極点での気温の系統的誤差(予報誤差のサンプル平均)とその統計的有意性の月毎の高度-予報時間分布図。系統的誤差の値をコンター(コンター間隔は 1.5 K)で、その有意な領域をトーン(色塗りの規則は図 3 と同じ)で表す。

#### 4. 予測可能性の変動の解析

##### 4.1 予測可能性の指標

予測可能性を定量的に扱うための指標を導入する。図 5 に示すように、予報誤差がある閾値を超える際の予報時間をその予報の予測可能限界 (Predictable Limit, PL) と定義する。高温側に超えるか、低温側に超えるかの正負の符号付きで PL を定義する。本解析では、閾値として、各高度での気候学的標準偏差の、10 月から 3 月までの期間平均の 2 分の 1 の値を用いる。ここで気候学的標準偏差は、7 年分の GANAL データから計算した。

図 6 に PL の頻度分布とその平均値の鉛直分布を示す。正負の PL について、各高度での頻度分布情報をトーンで、それらの平均値を + 印で表示し、直線で繋いでいる。全体として、成層圏での PL はばらつきが大きく、平均した値は 2~3 週間程度なのに対し、対流圏での PL は、概ね 1~2 週間あたりに密集している。PL の平均値は、成層圏では月による違いが大きく、初冬(10月と11月)には3週間程度で比較的長いですが、晩冬(2月と3月)には2週間程度

で短くなっている。また、PL の符号による違いに関しては、11 月から 1 月には 10 hPa 付近で [高温側の PL] < [低温側の PL] という関係がみられるが、30 hPa 付近で逆転し、70 hPa 付近では [高温側の PL] > [低温側の PL] となっている。

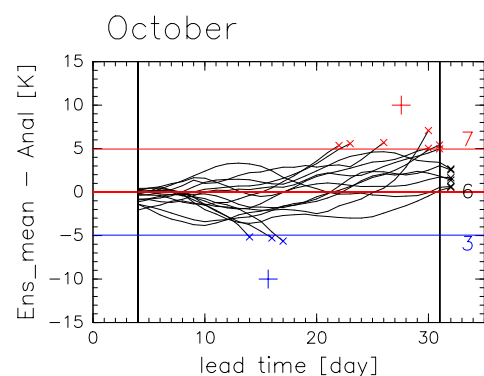


図 5: PL の定義の説明図。北極点 10 hPa での気温の 10 月の予報サンプルを例とした。予報誤差が高温(低温)側に閾値を超える際の予報時間を赤(青)色の x 印、それらの平均値を + 印で表示している。31 日を超えても閾値を超えず、PL が定義できなかった予報は黒色の x 印で表示し、各 x 印の個数を図の右端に数字で示している。

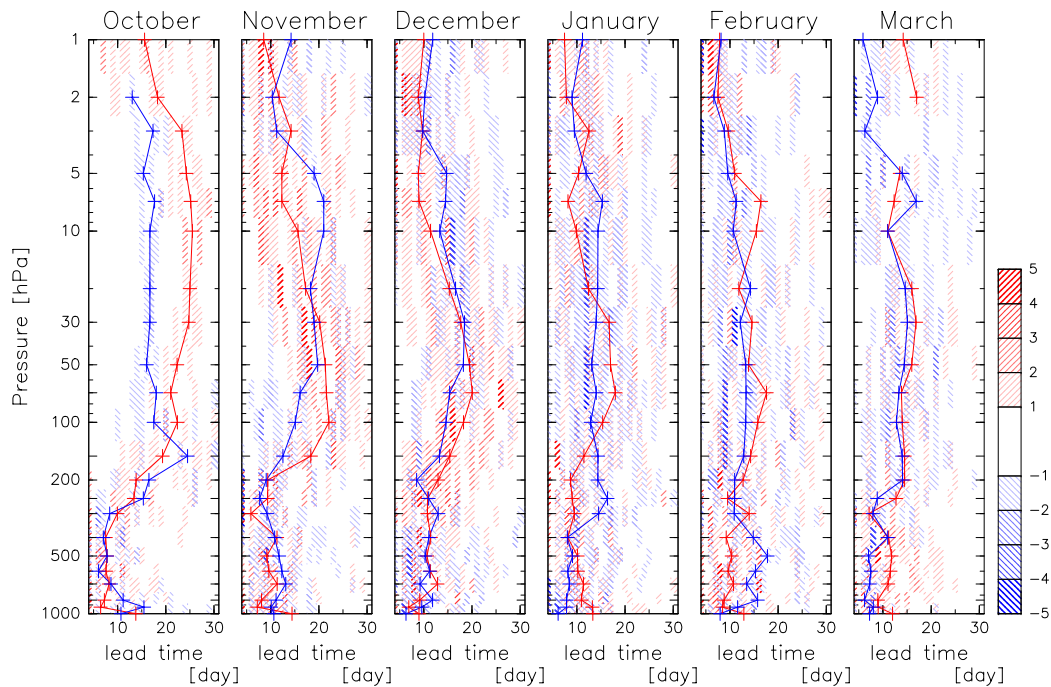


図 6: 北極点での気温の PL(予報誤差が閾値を超えるまでの予報時間) の鉛直分布を月毎に示した図．高温(低温)側の PL の頻度分布を赤(青)色のトーンの濃淡で表示している．また、それらの平均値を各色の+印で示し、直線で繋いでいる．

#### 4.2 スプレッドと PL の関係

スプレッドと予報誤差の関係をみる．図 7 では、北極点 10 hPa での気温の PL 時における各アンサンブル予報のスプレッドを x 印で、各予報時間におけるスプレッドの各月サンプル内での最大値、最小値、中央値を黒線で表示している．スプレッドの変動幅は、12 月や 1 月には大きく、10 月や 3 月には小さい．また 1 月以降は、予報後半でもスプレッドの値が小さい予報が存在するという特徴がある．一方で、各月での PL 時におけるスプレッドの値は様々な分布をする．10 月から 12 月には、特に系統的な分布は見出せないが、1 月と 2 月には、PL が短く 2 週間程度までの場合に、多くの予報がスプレッドの大きい方(中央値から最大値までの幅の中)に分布し、一方、閾値を超えず PL が定義できなかった予報はスプレッドの小さい方に分布している．

このような 1 月と 2 月の PL 時におけるスプレッドの分布の仕方をみると、スプレッドが大(小)の時に PL が短(長)という傾向が読み取れる．この傾向は、アンサンブルメンバーのばらつきと予報成績に

は相関があるというアンサンブル予報に関する伝統的認識 (Wilks 2011, p.274) と整合的である．このようなスプレッドと PL の関係の典型を図 8(a) と (b) に例示する．(a) は、図 1 で取り上げた予報成績の悪い例で、4 日目の時点で既に予報がばらついており、PL は 4 日以下と短い．(b) は、SSW 後の冷却期の予報で、予報成績の良い例である．予報のばらつきは終始小さく、最後まで PL が定義できない．

図 7 からわかるように、成層圏でのアンサンブル予報の結果は多様であり、伝統的な認識と整合的でない例もいくつか存在する．図 8(c) と (d) に、スプレッドと PL の関係の典型からの逸脱例を示す．(c) は、スプレッドが大きいにもかかわらず、PL が長い例であり、一方、(d) は、スプレッドが小さいにもかかわらず、PL が短い例である．どちらも予報開始後 2~3 週間程度で、いくつかのメンバーは昇温を予報しているが、現実には起こったのは (c) では昇温、(d) では降温であったため、両者の PL に差が生じ、(c) では低温側、(d) では高温側の PL として判定されている．

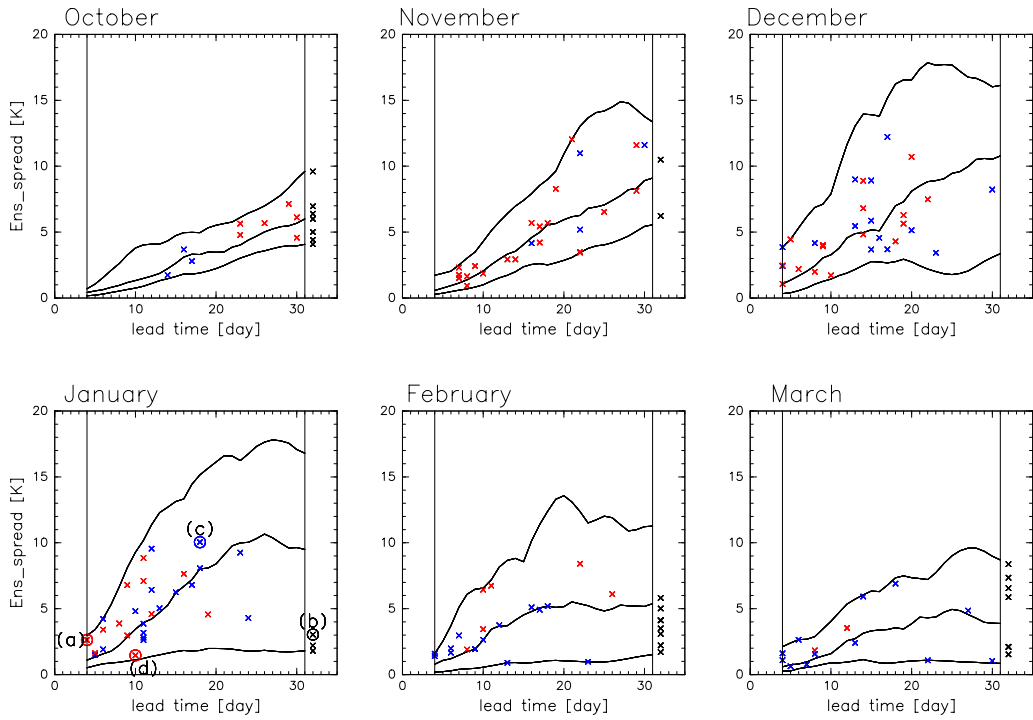


図 7: 北極点 10 hPa での気温の, PL(予報誤差が閾値を超えるまでの予報時間) 時におけるスプレッドを月毎に示した図. PL として判定された予報時間でのスプレッドの値について, 高温(低温) 側の場合は赤(青)の×印で, PL が定義できなかった予報については, 予報 31 日目のスプレッドの値を黒色の×印で示している. また, 各予報時間でのスプレッドの最大値, 最小値, 中央値を黒線で示している. 1 月の予報サンプルのうち, 丸で囲んだ予報 (a)-(d) については, 図 8 に全アンサンブルメンバーの予報結果を示す.

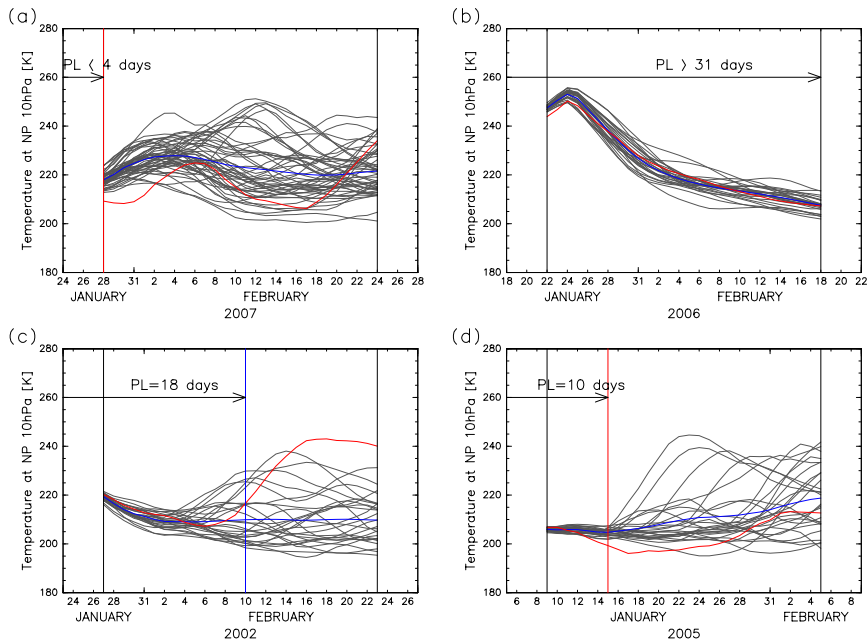


図 8: スプレッドと PL の多様な関係を示す具体例. 図 7 で丸で囲んだ予報 (a)-(d) についての, ローパスフィルターをかけた全アンサンブルメンバーの予報結果. 北極点 10 hPa の気温の時系列. 赤線は解析値, 黒線は各メンバーの予報値, 青線はアンサンブル平均を表す. 各図上部に PL(予報誤差が閾値を超えるまでの予報時間) として判定されるまでの期間を矢印で表示している.

## 5. まとめ

本研究では、7年分の気象庁1ヶ月アンサンブル数値天気予報データを用いて、冬季極域大気の予測可能性変動を解析し、その特徴を記述した。

まず、北極点での気温の予報153セットについて、予報誤差(アンサンブル平均と解析値との差)の変動に着目し、系統的誤差(予報誤差の各月でのサンプル平均)とそのゼロとの差の統計的有意性を月毎に求めた(図4)。その結果、全体として、対流圏と成層圏、あるいは初冬と晩冬で逆符号をとる、有意な系統的誤差が存在することがわかった。気象庁のモデル内で表現されている極渦の状態に、季節に依存した系統的誤差が存在することを示し、それが極域の波活動度の表現特性に依存している可能性を指摘した。

次に、予測可能性の指標として、予報誤差がある閾値を超える際の予報時間を予測可能限界(PL)として定義し、その統計解析を行なった(図6)。対流圏のPLが1~2週間あたりに密集しているのに対して、成層圏のPLはばらつきが大きく、平均した値も2~3週間と長かった。成層圏のPLは月毎の違っても大きく、初冬に比べ晩冬のPLは短かった。

最後に、成層圏における予報のばらつきと予報誤差の関係について、PL時におけるスプレッドの分布を月毎に示し(図7)、その中からスプレッドとPLの関係について4つの例を示した(図8)。真冬におけるスプレッドの小/大とPLの長/短に相関がある例(a, b)が多かったが、そうではない逸脱例(c, d)も存在した。後者は、いくつかのメンバーが昇温を予測している、似たようなアンサンブル予報の2例であるが、現実に生じたことの違いにより、スプレッドが大(小)なのにPLが長(短)という対照的な結果を示していた。

## 参考文献

Hirooka, T., T. Ichimaru and H. Mukougawa, 2007: Predictability of stratospheric sudden warmings as

inferred from ensemble forecast data: Intercomparison of 2001/02 and 2003/04 winters. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 919–925.

Kuroda, Y., 2010: High initial-time sensitivity of medium-range forecasting observed for a stratospheric sudden warming. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L16804, doi:10.1029/2010GL044119.

Mukougawa, H. and T. Hirooka, 2004: Predictability of stratospheric sudden warming: A case study for 1998/99 winter. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1764–1776.

Mukougawa, H., H. Sakai and T. Hirooka, 2005: High sensitivity to the initial condition for the prediction of stratospheric sudden warming. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17806, doi:10.1029/2005GL022909.

Mukougawa, H. and T. Hirooka, 2007: Predictability of the downward migration of the northern annular mode: A case study of winter 2003–2004. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 861–870.

Mukougawa, H., T. Hirooka, T. Ichimaru and Y. Kuroda, 2007: Hindcast AGCM Experiments on the Predictability of Stratospheric Sudden Warming. *Nonlinear Dynamics in Geosciences*, Springer-Verlag, New York, 221–233, 604 pp.

Mukougawa, H., T. Hirooka and Y. Kuroda, 2009: Influence of stratospheric circulation on the predictability of the tropospheric Northern Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L008814, doi:10.1029/2008GL037127.

Nishii, N. and H. Nakamura, 2010: Three-dimensional evolution of ensemble forecast spread during the onset of a stratospheric sudden warming event in January 2006. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136**, 894–905.

Stan, C. and D. M. Straus, 2009: Stratospheric predictability and sudden stratospheric warming events. *J. Geophys. Res.*, **114**, D12103, doi:10.1029/2008JD011277.

Wilks, D. S., 2011: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. 3d ed. International Geophysics Series, Vol. 100, Academic Press, 676 pp.