

大気長周期変動が日本域の延長予報へ与える影響～2005年冬の事例～

北海道大学大学院地球環境科学研究科 小山博司・渡部雅浩

1 はじめに

週間予報の予報誤差に関して Kimoto et al(1992) では、予報期間後半で予報誤差に長周期的な変動が見られること、流れがブロッキング型に遷移するときに予報誤差が特に悪くなることを述べた。また、日本域へ影響を及ぼす長周期変動として、ジェットに沿って伝播する準定常ロスビー波 (Hoskins and Ambrizzi 1993) がある。これは、エネルギーの伝播速度が非常に速く日本の遥か上流域の情報を短時間で日本域まで伝える特徴を持ち、その上流の励起源としては、NAO に伴う地中海上層での収束・発散 (Watanabe 2004) やヨーロッパのブロッキング高気圧の前面の気圧の谷 (前田ら 2002, 私信) が考えられている。ブロッキングの予測可能性に関する研究は多いが、ブロッキングの予測の悪さが日本域の予報にどのようにして影響を与えているのかは、必ずしも明らかにはされていない。また、アジアジェット上の準定常ロスビー波が日本域の予報へ与える影響についても、まだあまり研究がされていなく、はっきりとは結論が出ていない。

そこで本研究では、大気長周期変動が日本域の延長予報へ与える影響について気象庁のアンサンブル数値予報データを用いて調査する。今回は、2005年冬期間を通した日本域の予測精度および大西洋域においてブロッキングが生じている2005年1月下旬の事例についての解析を行った。

2 使用するデータ

予測精度の検証用として気象庁週間アンサンブル数値予報データ (期間: 2004年11月～2005年4月) を用いた。また、気候値の作成用に、JRA-25再解析データ (気象庁・電力中央研究所、期間: 1979年～1986年および1991年～1997年) を、NAOの参照パターン作成用に、ERA40再解析データ (ECMWF、期間: 1957年～2002年の10月～5月) を用いた。

3 各指標について

予測精度

300hPa 高度のアノマリー相関係数を用いる。この計算の際に使用した気候値は、JRA-25再解析データより作成し、日本域として北緯25度～50度、東経120度～160度の領域を考えた。なお、この領域の取り方を少し変えた場合についてもアノマリー相関係数を同様に計算し比較ところ、その値の日々の変動の傾向としては大きな違いはないことを確認した。

日本域の予測精度とブロッキングおよびNAOの対応関係を見るために、それぞれの指標として以下のものを考えた。

ブロッキングの指標

北緯40度と北緯60度の300hPa高度差の東西平均値で定義した東西指数を用いた。領域は、ブロッキングの発生頻度が高い領域である大西洋域 (西経20度～東経45度) および太平洋域 (東経160度～東経225度) の2つの領域を考えた。

NAOの指標

10日のローパスフィルターをかけたSLP 半年偏差のEOF解析を、北緯20度以北の西経120度～東経60度の領域において、1957年～2001年の11月～4月の期間について行なった。その結果得られたEOF1 (図1) をNAOの参照パターンとし、このパターンと日々の場の空間相関係数の値を日々のNAOのindexとする。

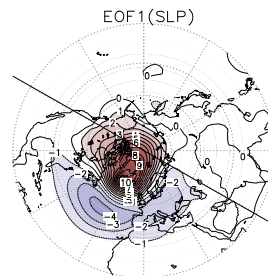


図1: SLPにおけるEOF1の時係数回帰 (寄与率20.5%)。期間: 1957年～2001年の11月～4月、領域: 北緯20度～90度、西経120度～東経60度。

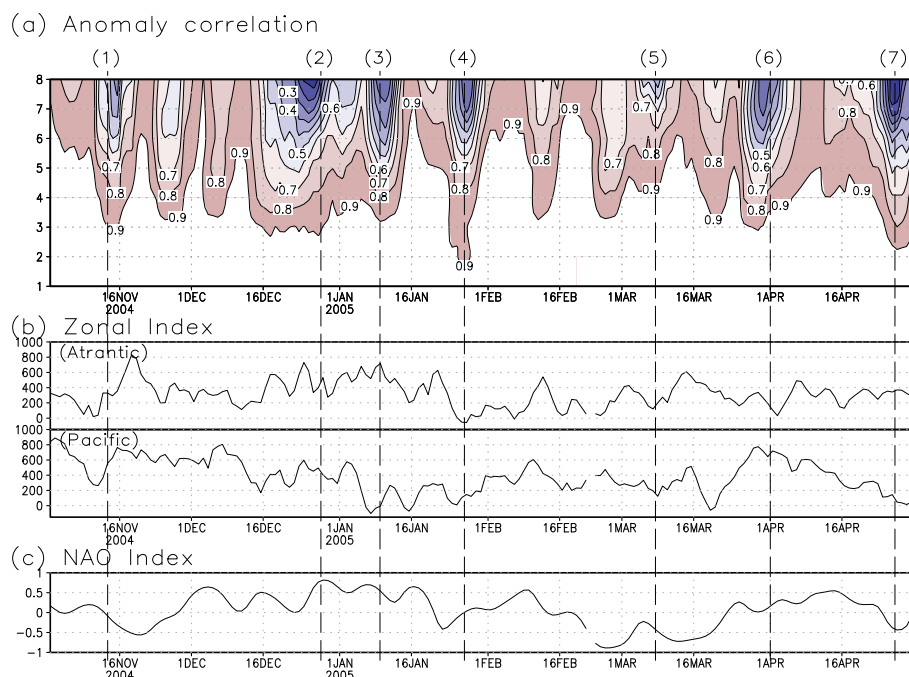


図 2: (a) 日本域のアンサンブル平均予報の 300hPa 高度のアノマリー相関係数。横軸：予測対象日、縦軸：予報期間。(期間：2004 年 10 月～2005 年 4 月、領域:北緯 25 度～50 度、東経 120 度～160 度) (b) 上図：大西洋の東西指数。下図：太平洋の東西指数。(c)NAO の index。

4 結果 ～2005 年冬期間を通して～

図 2(a) は、日本域のアンサンブル平均予報の 300hPa 高度のアノマリー相関係数である。期間は、2004 年 10 月～2005 年 4 月で、横軸は予測対象日 (予報の初期値の日付ではないことに注意)、縦軸は予報期間である。また、横軸の向きに 5 日の移動平均をとってある。図の見方として、例えば、ある予測対象日の予報期間が 8 日の所に来るアノマリー相関係数の値は、その予測対象日の 8 日前の日を初期値とする 8 日予報となる。図 2(a) から以下のような特徴を見ることができる。

1. アノマリー相関係数の値が小さい (予測精度が悪い) ときが、一週間以上のゆっくりとした時間スケールで変動している。

2. 予報期間によらず (予報期間前半を除く) 前後の日よりアノマリー相関係数の値が小さい日が存在する。

1 の結果は、日本域の週間予報の予測精度に長周期変動が関係していることを示唆する。2 の結果に関して考える。予測精度が悪くなるような初期日の存在するという傾向は、図 2(a) では、同じ初期日の予報を表す右上りの直線上に、アノマリー相関係数の極小域分布として見られるはずである。

ところが図 2(a) ではそのような分布は、ほとんど見られなく、その傾向よりむしろ、始めた初期日に関係なく予測しづらい日が存在する傾向の方がより明瞭にみられ 2 のような結果になっていると言える。これは、予測しづらい日の直前の日の場が初期値に対して非常に敏感な場であったためと考えることも出来る。この 2 のような傾向は、5 日の移動平均をとる前においても同様に見られた。

図 2 の (b) は上図が大西洋の東西指数、下図が太平洋の東西指数であり、(c) は NAO の index である。これらの指数と日本域の予測精度が特に悪いとき (移動平均をとる前のアノマリー相関係数の値が 0 以下のときで、図 2 で破線で示してあり通し番号を振ってある。) を対応させてみる。(3) および (4) の事例の場合は、共にそれまで東西指数が大きな値をとっていたものが急に減少した直後にあり、それぞれ大西洋のブロッキングと太平洋のブロッキングが日本域の予測精度の悪さに影響している可能性がある。実際に、このときの大気場を見たところそれぞれの領域でやはりブロッキングが生じていた。また、(2) の事例の場合は、NAO の index が特に大きな値をとっており、NAO が日本域の予測精度の悪さをもたらした可能性がある。

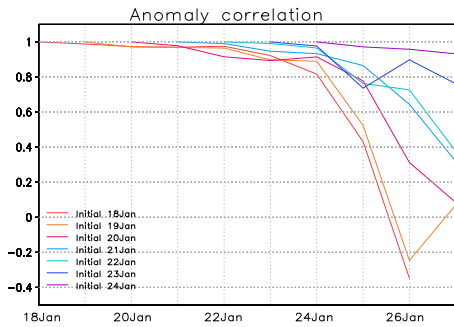


図 3: 2005 年 1 月 26 日の 8 日前から 2 日前を初期値とするそれぞれのアンサンブル平均予報の 300hPa 高度アノマリー相関係数の時間変化。

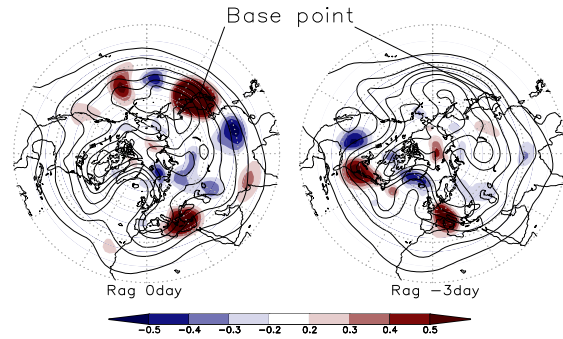


図 5: 予報誤差の回帰係数。左図は、基準点との時間ラグが無い場合、右図は、基準点と 3 日の時間ラグを考えた場合。コンター: 300hPa 高度、シェード: 回帰係数。

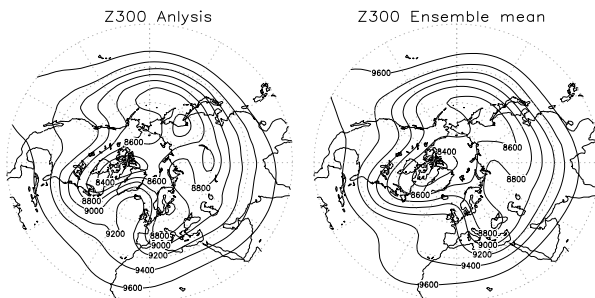


図 4: 左図: 300hPa 高度の 2005 年 1 月 24 日~26 日の 3 日平均解析値。右図: 解析値と同じ期間を予測した 1 月 18 日を初期値とするアンサンブル平均予報値 (6 日~8 日予報の 3 日平均値)。

5 結果 ~2005 年 1 月下旬の事例~

ここからは、大西洋域でブロッキングが生じていた (4) の事例つまり 2005 年 1 月 26 日を対象とする予報について解析を進めていく。

図 3 は、2005 年 1 月 26 日の 8 日前から 2 日前を初期値とするそれぞれのアンサンブル平均予報の 300hPa 高度アノマリー相関係数の時間変化である。この図を見ると、5 日前より最近から始めた予報では、アノマリー相関係数の値は、期間平均値よりは悪いものの、一般にパターンが似ているとされる値 0.6 を越えており、予報としては価値のあるものであったと言える。一方、6 日前より以前から始めた予報では、1 月 26 日の 2、3 日前から急に予測精度が悪くなっており、0.6 を大きく下回っている。そこで、ここからは 1 月 26 日の 8 日前の 1 月 18 日を初期値とする予報に着目して解析を進めていく。

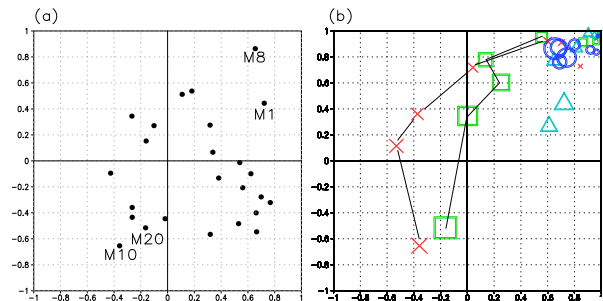


図 6: (a)、各メンバーにおける大西洋域と日本域のアノマリー相関係数の分布図 (8 日予報)。横軸: 大西洋域のアノマリー相関係数、縦軸: 日本域のアノマリー相関係数。(b)(a) の M8 と M1 および M10 と M20 の 1 日予報から 8 日予報までの推移。M8 が○、M1 が△、M10 が×、M20 が□で示してある。

最初に、このときの 300hPa 高度場の解析値と予報値を見る。図 4 は、左図が 1 月 24 日~26 日の 3 日平均解析値で、右図が解析値と同じ期間を予測した 1 月 18 日を初期値とするアンサンブル平均予報値 (6 日~8 日予報の 3 日平均値) である。この図を見ると 1 月 18 日を初期値としたアンサンブル平均予報においては、特に大西洋域のブロッキングに伴う気圧の尾根があまり良く表現されていないことがわかる。

次に、北半球のどの領域での予報誤差が大きいときに日本域で予測誤差が大きくなるのかについて調べる。図 5 は、基準点 (日本域の中心点にあたり北緯 37.5 度、東経 140 度の点) での各メンバーの予報誤差と北半球のある点での各メンバーの予報誤差の間の回帰係数を北半球の各点において計

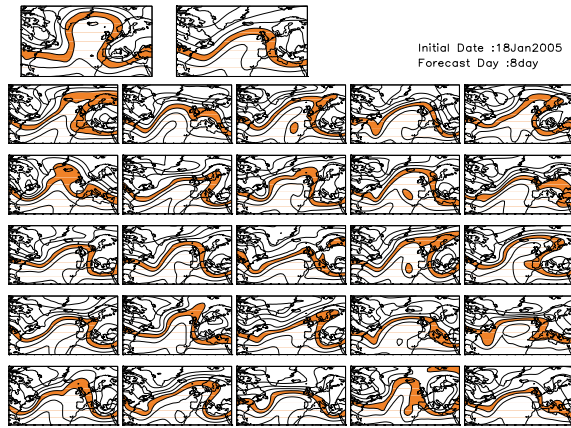


図 7: 全メンバーの大西洋域の 300hPa 高度の予測結果。コンターが 300hPa 高度で、9000~9200m の領域にシェードをしてある。一段目: 左が解析値、右がアンサンブル予報値。二段目: 左から M1 から M5 まで。三段目: 左から M6 から M10 まで。四段目: 左から M11 から M15 まで。五段目: 左から M16 から M20 まで。六段目: 左から M21 から M25 まで。

算したものである。基準点は 8 日予報に固定し、その他の北半球域は 0 日予報から 8 日予報までの時間ラグを考慮して、それぞれ回帰係数を計算した。左図は、基準点と他の北半球域の間の時間ラグが無い場合で、当然のように日本域で回帰係数の値が大きくなっている。右図は、基準点と他の北半球域の間に 3 日の時間ラグを考えたもので、日本の近傍よりむしろその遙か上流の大西洋域の特にブロッキングに伴う気圧の尾根と谷付近に回帰係数の大きな値があることが分かる。この時期は、大西洋域においてブロッキングが生じ始める時期にあたり、ブロッキングの予測精度と日本域の予測精度の間に関係があることが示唆される。

図 6(a) は、各メンバーにおける大西洋域 (北緯 20 度~80 度、西経 30 度~東経 60 度) と日本域のアノマリー相関係数の分布図である。横軸が大西洋域、縦軸が日本域のアノマリー相関係数である。この中で両領域で予測精度が特に良いメンバーであるメンバー 8 (M8) とメンバー 1 (M1) および両領域で予測精度が特に悪いメンバーであるメンバー 10 (M10) とメンバー 20 (M20) について、1 日予報から 8 日予報までの推移を示したのが図 6(b) である。両領域で共に良いメンバーである M8 と M1 は共に期間を通して両領域で予測精度が良いのに対し、両領域で共に悪いメンバーである M10 と M20 は共に大西洋域で先に予測精度が悪くなってから、日本域で悪くなっている。このことは、大

西洋域の予測の悪さが下流の日本域での予測の悪さをもたらした可能性を示唆している。ちなみに全メンバーの大西洋域における 300hPa 高度の予測結果を示したのが図 7 である。一段目の左が解析値、右がアンサンブル予報値である。二段目以降に各メンバーの予測値が示されている。この図を見ると確かに M8 と M1 は大西洋域のブロッキングが比較的良く予測できており、M10 と M20 ではあまり良く予測できてないことが分かる。

そこで、次に両領域で共に良いメンバーである M8 と共に悪いメンバーである M10 について、その予測している大気場にどのような違いがあるのかを大気上層の 300hPa に着目して見ていく。図 8 は、両領域で予測精度が共に良いメンバーの場合である。上側の図は、コンターが 300hPa 高度を、ベクトルが 300hPa 面の Takaya and Nakamura (2001) による Wave activity flux を示しており、下側の図は、コンターが渦位南北勾配 ($\beta - U_{yy}$) を、シェードが 300hPa 面の Wave activity flux の水平発散を示している。全て 3 日平均場に対してのもので、左から 1 月 19 日に対する予報 (0~2 日予報の平均)、1 月 22 日に対する予報 (3~5 日予報の平均) 1 月 25 日に対する予報 (6~8 日予報の平均) の結果である。一方、図 9 は、両領域で予測精度が共に悪いメンバーの場合で、それ以外は図 8 と同様である。図 8 と図 9 を比較すると、大西洋域の予測精度が悪いメンバー (図 9) では、予報期間後半において日本域にかけてその上流からの定常ロスビー波の伝播が明瞭にみられる。それと共にアジアジェット上に導波管が明瞭に形成されており、導波管上の地中海付近とインド付近に Wave activity flux の収束発散が見られる。このことより、地中海付近で励起された準定常ロスビー波がこの導波管上を伝播し、途中インド付近で強められて日本域へと伝播していると考えられる。このような傾向は、解析値 (図 10、1 月 25 日のみ示してある) やブロッキングの予測が良いメンバー (図 8) では見られず、予測の悪いメンバーにおいては、このジェット上の準定常ロスビー波の偽りの伝播が日本域の予測精度を悪くしたと考えられる。

Initial 18Jan2005

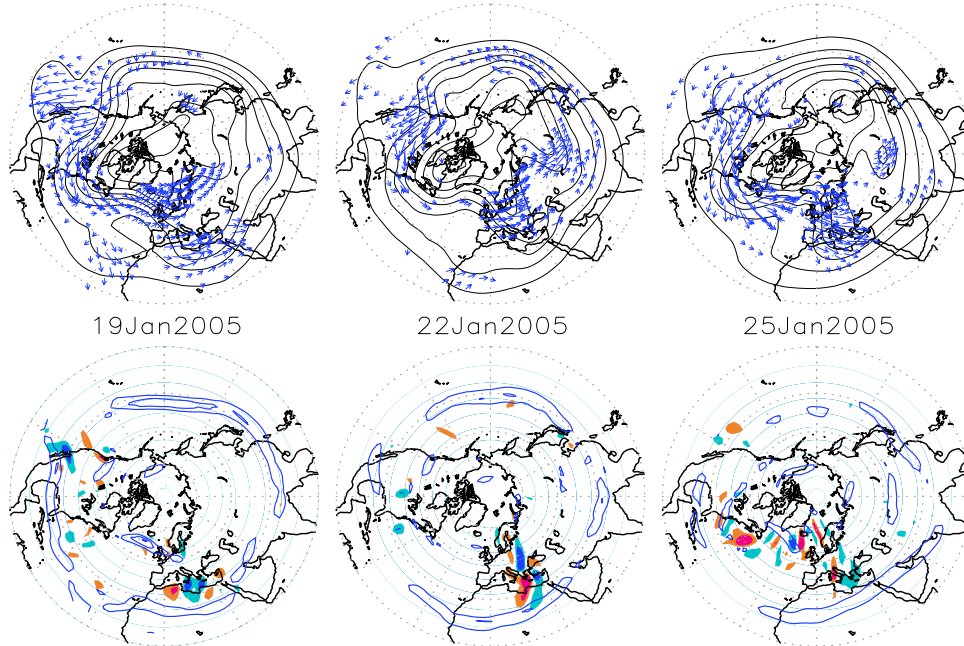


図 8: 両領域で予測精度が共に良いメンバー。上図: 300hPa 高度 (コンター、間隔は 200m)、300hPa 面 Wave activity flux (ベクトル) 下図: 渦位南北勾配 (コンター、間隔は $8 \times 10^{-11} m^{-1} s^{-1}$)、300hPa 面 Wave activity flux の水平発散 (シェード、 $40 m^1 s^{-2} day^{-1}$ 以上、赤が正 (発散)、青が負 (収束))。全て 3 日平均場。

Initial 18Jan2005

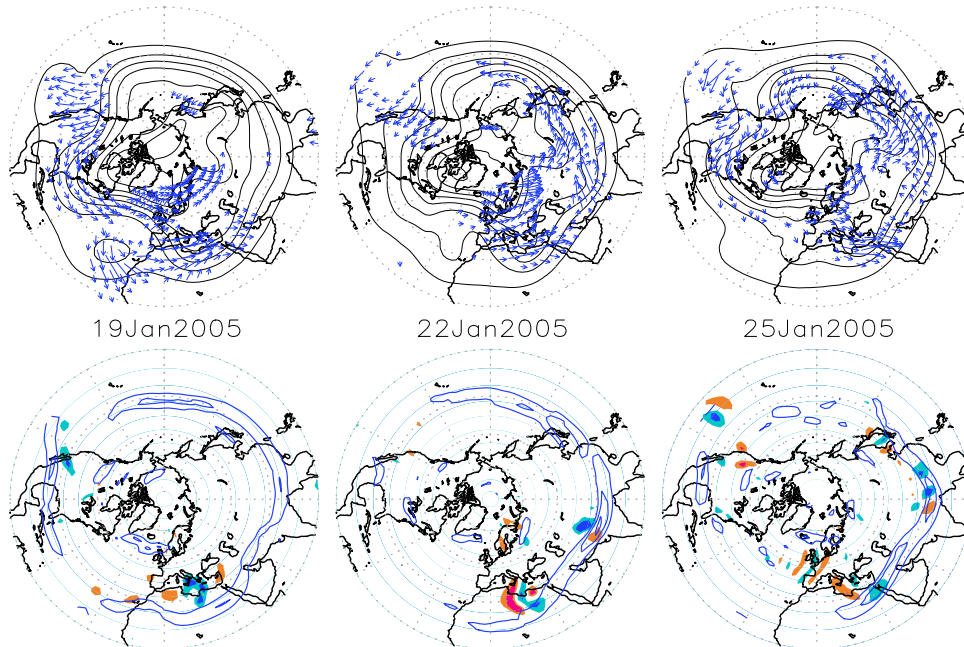


図 9: 両領域で予測精度が共に悪いメンバー。それ以外は図 8 と同じ

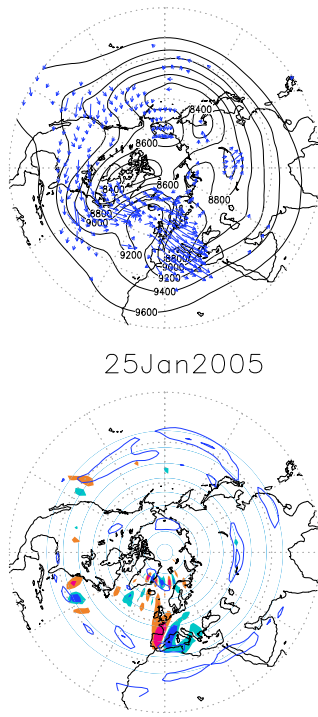


図 10: 解析値 (3日平均場)。2005年1月25日のみ。

次に、アジアジェット上の準定常ロスビー波の構造の違いを見る。そのために期間内の10日のローパスフィルターをかけた300hPa南北風平均偏差のEOF解析(領域:北緯0度~80度、東経0度~180度)を行った。図11は、EOF1とEOF2の時係数の回帰を示したもので、この2つでこの領域の全体の分散の約36%を説明出来る。図12は、このEOF空間で展開した3日平均300hPa南北風で、2005年1月18日を初期値とする1日予報から7日予報まで3日平均予報値の推移および対応する期間の解析値の推移を示している。この図を見ると、4日予報位までは良いメンバー(M8)、悪いメンバー(M10)および解析値の3つの間にそれほど大きな違いは無いが、5日予報以降では、良いメンバーと解析値ではEOF2成分が正の値をとっているのに対し、悪いメンバーではEOF2成分が大きな負の値をとっており、アジアジェット上の準定常ロスビー波の構造において悪いメンバーは、解析値および良いメンバーと大きな違いがあると言える。

最後に、このときの日本域の大気下層について見る。図13は、左から1月24日~26日の3日平均解析値、その期間に対応する良いメンバー(M8)の予報値、悪いメンバー(M10)の予報値であり、上から300hPa高度、850hPa温位、SLPを示して

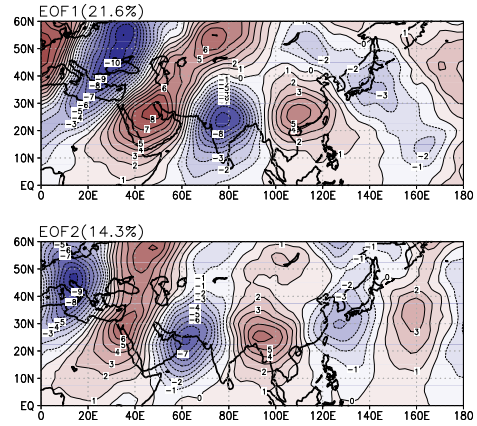


図 11: 10日のローパスフィルターをかけた300hPa南北風のEOF1とEOF2の時係数回帰(期間:2004年11月~4月, 領域:北緯0度~80度、東経0度~180度)。

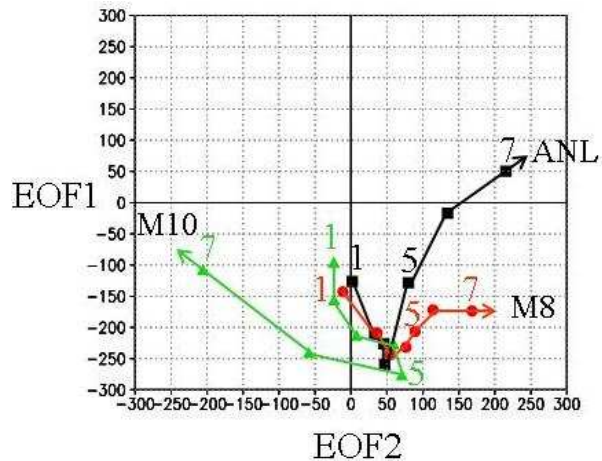


図 12: 図11のEOF空間で展開した3日平均300hPa南北風。2005年1月18日を初期値とする1日予報から7日予報までの3日平均予報値の推移および対応する期間の解析値の推移。黒:解析値、赤:M8、緑:M10。

いる。850hPa温位の図には500hPa高度の5500mの線も同時に描いてある。この図より、大気下層においても上層と同様に、解析値と良いメンバーはパターンが良く似ているが、悪いメンバーは大きく違っていることが分かる。

6 まとめ

2004年11月から2005年4月の日本域の予測精度には長周期的な変動が見られることが見られた。また、予報期間によらずどの初期日から始めても予測精度が悪い日が存在する傾向が見られた。

2005年1月下旬の事例については、ブロッケン

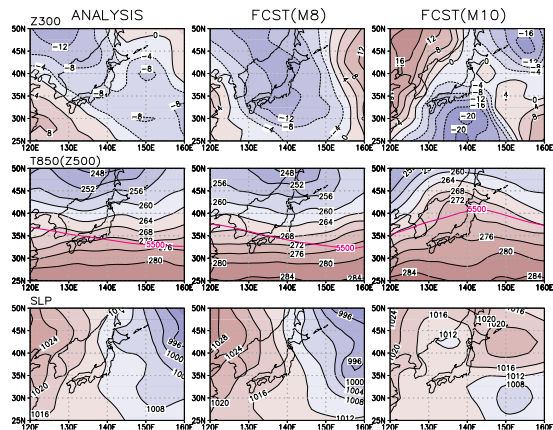


図 13: 左から 1 月 24 日～26 日の 3 日平均解析値、その期間に対応する M8 の予測値、M10 の予測値。上から 300hPa 高度、850hPa 温位、SLP。850hPa 温位の図には 500hPa 高度の 5500m の線を赤太実線で描いている。

グが生じている大西洋域での予測精度がその下流の日本域の予測精度に影響を及ぼしていると考えられる。そして、ブロッキングの予測が特に悪いメンバーでは、ジェット上に明瞭な導波管が形成され、それに沿って準定常ロスビー波が日本域まで伝播しており、準定常ロスビー波の偽りの伝播が日本域の予測精度を悪くしたと考えられる。

今後は、他の年度も含めてブロッキングおよび NAO が卓越している事例に着目していくと共に、期間を通して日本域の予測精度に影響のありそうな他の領域での誤差の時間発展を同定していきたい。

7 謝辞

今回の研究集会の参加にあたり、東京大学気候システム研究センターから旅費の援助を受けました。また、データを提供して頂いた気象庁気候情報課およびプログラムを提供して頂いた高谷康太郎氏(地球フロンティア研究センター)に感謝致します。

参考文献

Branstator, G., 2002: Circumglobal Teleconnections, the Jet Stream Waveguide, and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate.*, **27**, 1893–1910.

古川武彦・酒井重, 2004: アンサンブル予報, 東京堂出版

Hoskins, B. J., and T. Ambrizzi, 1993: Rossby Wave Propagation on a Realistic Longitudinally Varying Flow. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1661–1671.

Kimoto, M, H. Mukougawa, and S. Yoden, 1992: Medium-range forecast skill variation and blocking transition: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1616–1627.

Pelly, J.L., and B. J. Hoskins, 2003 : How well does the ECMWF Ensemble Prediction System predict blocking? *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **129**, 1683–1702.

高野清治, 2002 : 気象研究ノート第 201 号, 73–104

Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A Formulation of a Phase-Independent Wave-Activity Flux for Stationary and Migratory Quasigeostrophic Eddies on a Zonally Varying Basic Flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608–627.

Watanabe M., 2004: Asian Jet Waveguide and a Downstream Extension of the North Atlantic Oscillation. *J. Climate.*, **17**, 4674–4691.