

中緯度大気長周期変動の潜在構造と予測可能性： ”annular mode”への適用

北海道大学大学院地球環境科学研究科 渡部雅浩

1 はじめに

我々はここ数年、冬季北半球の大気循環に見られる卓越変動である、いわゆる北極振動 (Thompson and Wallace 1998, 2000 他) について、東西非一様な気候学的平均場の選択する力学的な「モード」がその原型であるという仮説のもとに数値的研究を行ってきた。ここで言う「モード」は、気候平均場のまわりで線型化した力学演算子から求められる共鳴モード、あるいは中立特異モードを指している。北極振動の力学的起源について、この仮説が (全てではないにしろ) 妥当であることは、Kimoto et al. (2001) や Watanabe and Jin (2004) においてある程度示すことができたと考えている。本報告では、同様の説明が現実とは異なる大気循環場に対しても成り立つかどうかを調べる。具体的には、理想化した境界条件のもとで大気大循環モデル (AGCM) を長期間積分し、そこに現れる卓越長周期変動について中立モードとの対応を見るという作業を行なった。

2 水惑星実験と中立特異モード

用いる AGCM は、CCSR/NIES/FRCGC AGCM version 5.7b である。水平・鉛直解像度はそれぞれ T42 と 20 層とする。理想的な境界条件として、いわゆる水惑星で AGCM を走らせた。実験設定は、Aqua-Planet Experiment (APE, Neale and Hoskins 2001) で提案されている 8 通りの SST 分布のうち、東西一様なものおよび、熱帯に振幅 3K、東西波数 1 の SST 偏差を加えたものを採用する (以下、各々 W0 および W1 と略)。APE に従って、モデルは季節変化なしの perpetual equinox で積分し、積分期間は APE の指定よりも長い 2520 日とした (スピンアップを除く)。W1 における気候平均場 (期間平均で定義) は、予想されるように東西波数 1 の分布をもつ (図 1 左上)。熱帯 SST の東西非一様性が中緯度の定常波を励起することは類似の AGCM 実験で報告されているが (例えば Inatsu et al. 2002)、W1 における定常波の振幅は北半球冬季の観測値に比べると大分弱い。一方で、ストームトラックは同様に東西非一様ではあるが振幅が観測よりも大きくなっている。これまでの我々の研究から明らかのように、東西非一様な偏差構造が時間平均場によって選択されるためには、平均場自身が東西に非一様であることが必要であるので、本研究の目的から W1 を主に解析する。長周期変動は各々の日平均場に 10 日の low-pass フィルタをかけた低周波成分 (\bar{A} のように表記) で同定し、短周期擾乱 (A') は元の場合から気候値および低周波偏差を引いた残差で定義する。

中立モード計算は、W0, W1 の時間平均場のまわりで線型化したプリミティブモデルを用いて行う (Watanabe and Kimoto 2000, 2001)。水平解像度は T21、鉛直解像度は 11 層と AGCM よりも粗いが、中立モードの構造がプラネタリースケールであるので本質には影響しない。下部境界層におけるレイリー摩擦係数は、AGCM の計算する乱流混合係数を参照して決める。中立モードの意味については Kimoto et al. (2001) や Watanabe and Jin (2004) で述べられているのでここでは述べないが、本研究では特異値スペクトルを見た上で準中立モードとして上位 3 つを用いることにする (v_1, v_2, v_3 と各々表記)。

3 水惑星実験における annular mode と予測可能性

過去の研究同様、卓越長周期変動を 20°N 以北の地表気圧 (\bar{P}_s 、水惑星では海面気圧と等価) 偏差に対する経験的直交関数 (EOF) で定義する。W1, W0 において得られた EOF1 (各々 17.4% と 14.3% の寄与率) はともに環状の構造をしており (図 1 中)、簡単のため ”annular mode” (以下 AM)

と呼ぶことにする．W0におけるAMにも若干の東西非一様が見られるが，W0においてはAMに傾度方向の依存性が出る理由が原理的にないので，これは積分期間が十分でないことによるサンプル誤差の範囲と考えられる（W1の東西非一様も誤差と同程度の振幅しかないことは注意すべきである）．各々のAMは時係数の自己相関関数から，11日および16日の減衰時間をもつことが分かる（図1右）．

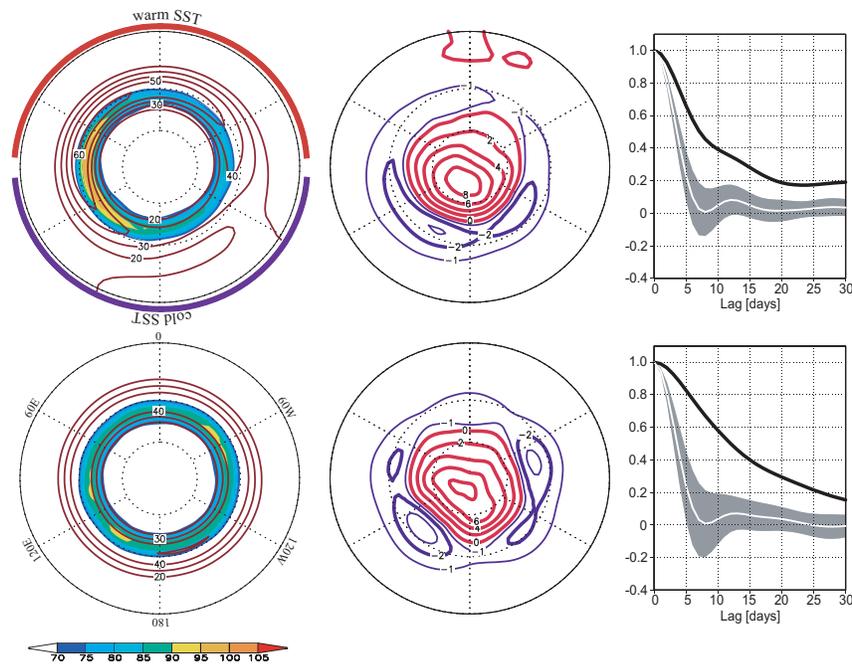


図1 (左から) 水惑星実験の $\sigma = 0.30$ における時間平均場 (contour; 带状風, shade; 短周期擾乱の rms), 低周波地表気圧偏差の EOF1, EOF 時係数の自己相関 (黒線; EOF1, 影つき白線; EOF1-30 の平均および標準偏差). (上段) W1, (下段) W0 について．W1における熱帯 SST の波数 1 成分 (暖水域, 冷水域) を左上の半球の周囲に示す．

モデルの AM は，どちらかというとな極振動に近い構造をもっている．実際，AM インデックス (日々の \bar{P}_s を図1の EOF パターンへ投影して得られる時系列) に基づく带状平均場のコンポジットを見ると，W0のAMに伴う東西風の南北シーソーはほぼ短周期擾乱により駆動されており (図示せず)，生成メカニズムの点でも南極振動と整合的である．一方，W1の場合は東西風偏差に対する運動量強制の1/3以上を (AM自身の) 低周波渦が担っている．水平面では，この渦強制は中緯度のジェット下流の極大域 (図1中上を参照) で生じており，振幅がサンプル誤差の範囲内とは言え，W1のAMにおいては北極振動と同様の带状流 - 準定常波偏差の結合 (我々の呼ぶところの tilted-trough メカニズム) が有意に働いているようである．やはりコンポジットに基づくAMの時間発展をいろいろな量で見てゆくと，上層では東西波数5の波列が中緯度帯で目立つ．現実の AO/NAO の議論に似て，理想化モデルにおけるAMがこのような波列とは本質的に独立な変動なのか，あるいはAMの実体として真に東西一様な (あるいはそれに近い) 変動は存在せず，位相のまちまちなローカルな波列の統計的重ね合わせとしてAMが見えているのか，ということがちょっとした論争になっている (Cash et al. 2002, Robinson 2004)．ここでの目的から外れるので詳述しないが，我々の解析では Robinson (2004) による前者の解釈を支持する結果が得られている (Watanabe 2004)．

さて，中立特異モードである．上位3つの特異ベクトルを図2に示すが， v_1 はほぼ zonal, v_2 が低緯度からの波列型， v_3 は波数1~2の南北 dipole 型をしている．順圧エネルギー変換項を計算すると， v_2 , v_3 の中緯度極大域では，やはり基本場の東西非一様から運動エネルギーを受け取るようになっている．観測された冬の基本場のもとでの中立モードは北極振動をうまく説明でき

そう (Kimoto et al. 2001, Watanabe and Jin 2004) だが, W1 においてはただ一つのモードが AM の構造を説明しないようである (しいて言えば v_3 が AM と近い構造をしている) .

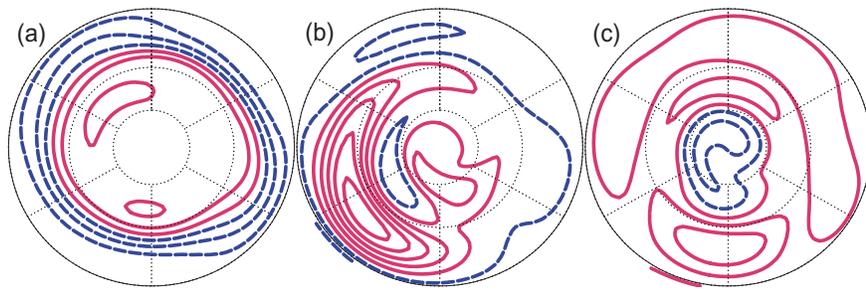


図 2 W1 における中立特異モード, (a) v_1 , (b) v_2 , (c) v_3 . 全て上層 $\sigma = 0.30$ の流線関数 ($\tilde{\psi}_{0.30}$) 偏差 (等値線 $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) で示す . 赤青の等値線は正負を表す .

W1 における AM の振る舞いが平均場の潜在構造としての中立特異モードによって規定されているかどうかを見るために, $\sigma = 0.30$ での日々の低周波流線関数偏差 ($\tilde{\psi}_{0.30}$) を中立モードの位相空間内に展開した (図 3). AM の正負のエピソードをインデックスから判定して $\tilde{\psi}_{0.30}$ の軌跡にのせると (図中の赤線と青線), 確かに位相空間で占める領域が別れていることが分かる . 各平面への射影で, AM の極性は v_1-v_3 平面で最も大きく分離されることから, ただ一つではないにしても 2 つの中立モードの結合でモデルの AM の選択律が示せそうであり, Watanabe and Jin (2004) とは矛盾しない .

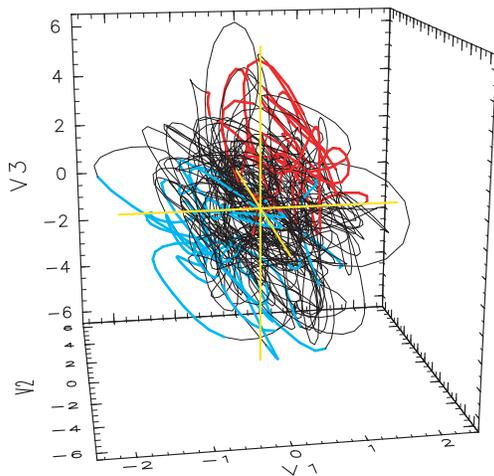


図 3 W1 における $\tilde{\psi}_{0.30}$ を中立モード v_1-v_3 で張られる位相空間に射影した軌跡 . AM の正位相時および負位相時をそれぞれ赤線と青線で示した .

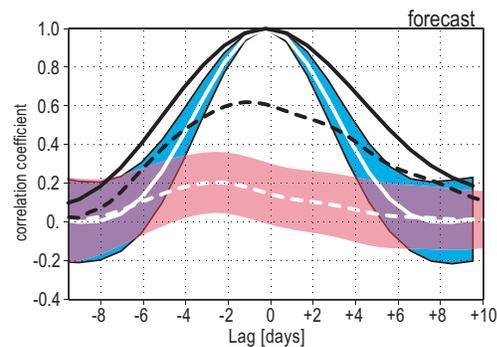


図 4 AM の「メモリ」に関するモンテカルロ・テスト . W1 における AM エピソードの自己相関 (黒実線), 線形モデルによる「forecast」とのアノマリ相関 (黒破線) を AM のピークの前後 10 日について示す . 影つき白線は, 同様の結果を W1 の任意の 100 事例について行った平均および標準偏差 . 相関は全て北半球の $\tilde{\psi}_{0.30}$ について計算している .

図 1 に見るように, AM は他の長周期変動よりも持続性が高い . これ自体は AM エピソードの予測のしやすさを示していると考えたいが, AM のこの性質がもし短周期擾乱との相互作用によりもたらされているならば, かつ相互作用の非線型性が強ければ, 残念ながらそうは言えない . 一方で, 中立モードと AM の比較的良好な対応 (図 3) は, 短周期擾乱のフィードバックが AM の持続性にとって本質的でないことを示唆する . 基本場が規定する長周期偏差自身の持続性と, 短周期擾乱による強制の相対的な重要性を以下のようにして調べてみた .

まず、AM インデックスから、持続する AM エピソードを多数抽出し、各々のピークを定める。それぞれの場について、例えばピークの 10 日前の低周波偏差を初期擾乱として線型モデルに与えて時間積分し、得られる日々の偏差と W1 の対応する偏差の類似性を空間相関で評価する（ここでは“forecast”と呼ぶ）。一方、積分の間 W1 から得られる短周期擾乱による強制項を与え続けたもの（“hindcast”）も行う。線型モデルが dissipative であるために、強制がないと振幅は減衰してゆくので、ここでは相関だけを問題にする。10 日の“hindcast”では、ピーク時の AM との相関は 0.61 であったのに対し、“forecast”でも相関 0.59 とかなり高い。“hindcast”では AM に伴う上層の波数 5 型偏差パターンがよく再現されているが、“forecast”では broad な環状構造だけが再現された。従って、こと AM の環状パターンに限れば低周波偏差自身の持続性が重要であることになる。図 4 は、低周波 AM 偏差の「メモリ」をモンテカルロ法で検証した結果を示している。AM エピソードでないときの任意の低周波偏差から“forecast”を行った場合、対応する W1 の低周波偏差との相関は 0.4 を越えることはなく（図中の赤い影の上限）、100 事例の平均では 0.2 未満である（白破線）。従って、低周波 AM 偏差自身のメモリは他の偏差パターンよりも有意に長いことが分かる。もし、非線型過程（短周期擾乱との相互作用、低周波偏差自身の増幅による砕波など）や外部強制により AM 偏差の構造が壊されなければ（現実にはそれはなかなか実現しないのかもしれない）、AM は比較的予測しやすい現象であるということになりそうである。

4 おわりに

我々はこれまで、観測された北極振動の選択律に関して、気候学的平均場の中立モードという概念で説明を与えようとしてきた。その主張自体は、ここで見たような理想的境界条件下でも成立しそうである。ただし、W0 においては（自由モードとは異なる）平均場の共鳴モード自体が存在せず、AM 偏差のうち東西非一様成分に関しては中立モードでは説明ができない。従って、東西一様なモデルに生じる AM は現実の annular mode とは生成メカニズムが異質なのではないかと考えられる（この辺りの議論は Watanabe 2004 を参照）。本研究の結果から導かれる implication はおそらく以下のようなことであろう（甚だ頼りないが）：AM のような卓越長周期変動をモデルで予測することを考える場合、モデルの気候平均場の中立特異モードの構造を知っておくことが何か役に立つかもしれない。

謝辞

本集会参加にあたり、CREST 水循環（代表 木本昌秀教授）から旅費の援助を受けました。ここに記して感謝いたします。また、主催の労をとっていただいた京大地球物理の余田教授、京大防災研究所の向川助教授、および東大 CCSR の木本教授にお礼申し上げます。

文献

1. Cash, B. A., P. J. Kushnir and G. K. Vallis, 2002: *J. Atmos. Sci.*, **59**, 3399-3414.
2. Inatsu, M., H. Mukougawa and S.-P. Xie, 2002: *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1898-1915.
3. Kimoto, M., F.-F. Jin, M. Watanabe and N. Yasutomi, 2001: *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 737-740.
4. Neale, R. B. and B. J. Hoskins, 2001: *Atmos. Sci. Lett.*, **1**, doi:10.1006/asle.2000.0019.
5. Robinson, W., 2004: *J. Atmos. Sci.*, **61**, 949-953.
6. Thompson, D.W.J. and J.M. Wallace, 1998: *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
7. Thompson, D.W.J. and J.M. Wallace, 2000: *J. Climate*, **13**, 1000-1016.
8. Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **126**, 3343-3369; **127**, 733-734.
9. Watanabe, M. and F.-F. Jin, 2004: *J. Climate*, **17**, 2119-2138.
10. Watanabe, M., 2004: *Geophys. Res. Lett.*, submitted.