

AGCMによるブロッキングの再現性について

荒井 美紀・木本 昌秀(東大・CCSR)

1. はじめに

対流圏中高緯度で観測されるブロッキング現象は、一週間以上に渡る持続性から、異常気象の要因の1つと見なされ、その生成のメカニズムの解明や数値モデルによる予測は大きな課題となっている。近年の大気大循環モデルの高分解能化に伴い、ブロッキングの再現性も向上している。ブロッキング高気圧の水平スケールは総観規模擾乱よりやや大きい5000km-10000km程度であるため、水平分解能T42のモデルでも表現し得ると考えられる。しかしながら、ブロッキング開始や持続の予測においては必ずしも成功を収めているとは言いがたい(Palmer 1990, Colucci and Baumhefner 1998 など)。この原因としては、例えばモデルの系統的誤差によるもの(Anderson 1993)、分解能(Tracton 1990)、アンサンブル初期値の問題(Colucci and Baumgefber 1998)等が挙げられている。

特に水平分解能に関しては、Palmer et al. (1990)によって、ブロッキングに限らず一般的な予報スキルはT42とT63の水平分解能の予報モデルでは後者で大きく上がることが示されており、また、Tracton (1990)では、R40とR80の二種類の水平分解能の予報実験の比較を行い、R40では出来なかった3日前からのブロッキングの予測がR80のモデルでは可能であったと報告している。こうした水平分解能による違いを詳細に検討するため、水平分解能T42とT106のAGCMで表現されるブロッキングの統計解析を行い、その再現性について比較した。

2. データ

CCSR/NIES/FRCGC AGCM 5.7bの解像度T42L20とT106L56の観測された海面水温を与えた積分の出力を比較した。積分期間は1979年1月1日から1998年12月31日の20年間である。比較する観測データは、ECMWF ERA-40の同期間を用いた。

3. ブロッキングの検出方法

ブロッキングがよく観測される冬季(DJF)の太平洋域及び大西洋域に絞って解析を行った。モデルで表現されるブロッキングの位置や規模などは観測のそれと必ずしも一致しているとは限らないため、まず大西洋域と太平洋域をそれぞれ0°E-30°E, 190°E-220°Eとし、その範囲で平均した、Lejenäs and Økland(1983)によって定義されたzonal index

$$Z(\phi_n) - Z(\phi_s)$$

が10gpm以下の日が4日以上連続したときブロッキングと定義した。ここで、 $Z(\phi)$ は緯度 ϕ における500hPa面高度を示し、 ϕ_s, ϕ_n はそれぞれ $35^\circ\text{N} < \phi_s < 45^\circ\text{N}, 55^\circ\text{N} < \phi_n < 65^\circ\text{N}$ の範囲で動かす、最も多くブロッキングを観測した組み合わせを採用した。太平洋域では、観測、T42、T106ともに ϕ_n は 55°N であったのに対し、大西洋域ではT42のみ 55°N で他は 57.5°N となった。これは、T42のAGCMで表現されたジェットが観測と比較して南に位置していることが原因と思われる。

これにより検出された、観測、T42、T106のブロッキング総日数は、太平洋域でそれぞれ2730日(275回)、2457日(233回)、2838日(260回)、大西洋域で3117日(284回)、1721日(189回)、3712日(291回)であった。T106では太平洋、大西洋域ともにほぼ観測と同程度であったのに対して、T42では日数、回数ともに特に太平洋域で極端に減っている。また、各イベントにおける持続日数も、T42では観測及びT106と比較して小さい。図1のヒストグラムの20日以上ブロッキングについて詳細に調べたところ、T42では観測・T106とは異なり、イベントの末期には、高気圧偏差が大きく高緯度域に広がるwavyな構造となっているものが多かった。このようなブロッキング特有の構造を有しない場合もブロッキングとカウントしてしまう点が、zonal indexの欠点であり、

ブロッキングの指標の改善が必要であることがわかった。

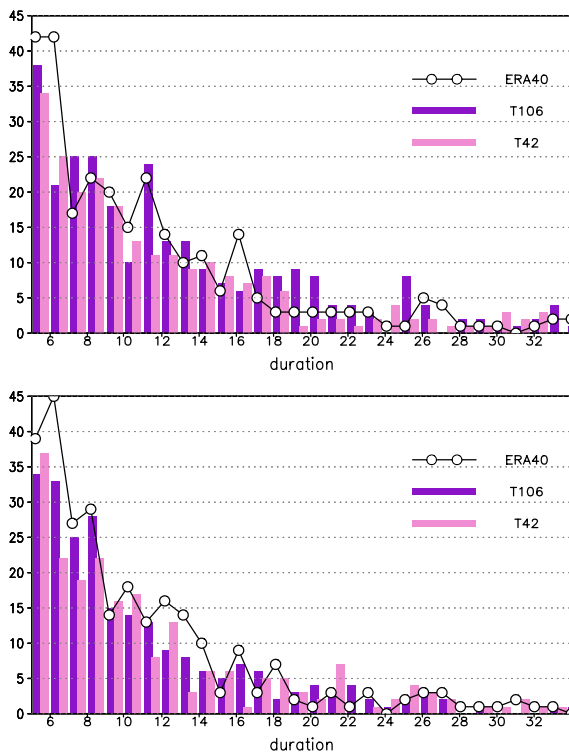


図 1: Lejenäs and Økland(1983) によって定義された zonal index によって検出された大西洋域(上)及び太平洋域(下)のブロッキング持続日数のヒストグラム。実線は観測, 紫は T106, 薄赤は T42。

4. 分解能によるブロッキング開始時の違い

こうしたブロッキング出現頻度及び持続性に対する分解能による違いを理解するため, まず, 事例解析を行った。図 2 にその一例を示す。観測, T106, T42 のそれぞれに対し季節的に同時期でかつ同様な場所(太平洋域)に現れたブロッキングを選び, 時間発展の様子を追った。最も高気圧偏差の大きいとき(中段)のブロッキングの出現箇所や高気圧の様子など, 500hPa 面高度場で見ると, 概して T42 の結果は観測や T106 と比較しても遜色ないように見える。

しかしながら, 図 1 のヒストグラムでも見られたように, ブロッキングの持続時間が T42 で短い傾向にあることを反映して, 図 2 下段に見られる

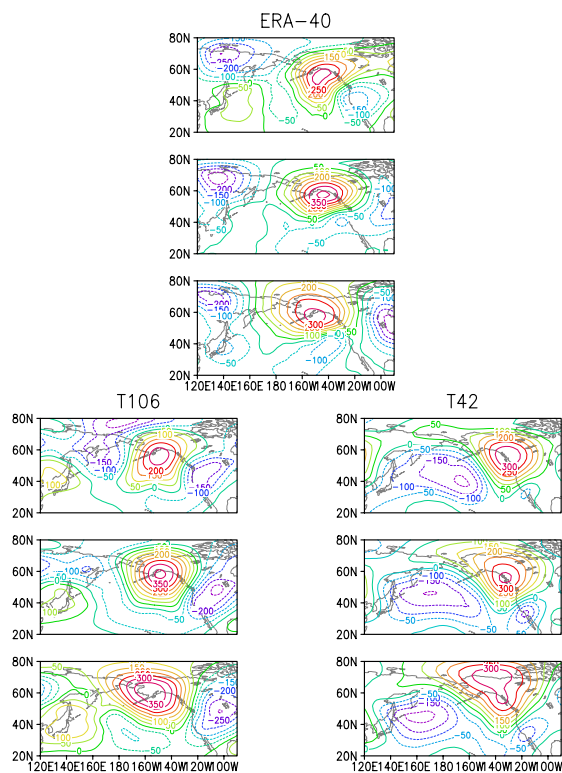


図 2: 太平洋域でのブロッキングの時間発展の一例。500hPa 面高度アノマリーで示した。それぞれの図の上段はブロッキング開始 2 日後, 中段は 4 日後, 下段は 6 日後。

ように, ブロッキング開始 8 日後には T42 では高気圧偏差が他の二つに比較して小さくなっている。この違いは, ポテンシャル渦度場でもより明確に見ることができる。図 3 のブロッキング発達時(図 2 の中段)のポテンシャル渦度の時間発展を比較すると, T42 では全体的に観測や T106 と比較してポテンシャル渦度の等値線の間隔が緩やかである, つまりポテンシャル渦度傾度が小さくなっている。

一般的に, ブロッキング開始時には, 波のブレイキングといった, 低緯度のポテンシャル渦度の低い気塊が高緯度側に移流する様子が見られるが(例えば, Pelly and Hoskins 2003), T42 の水平分解能では, ポテンシャル渦度勾配が観測と比較して緩やかに表現されてしまうため, 移流した低ポテンシャル渦度の気塊は高緯度域の高ポテンシャル

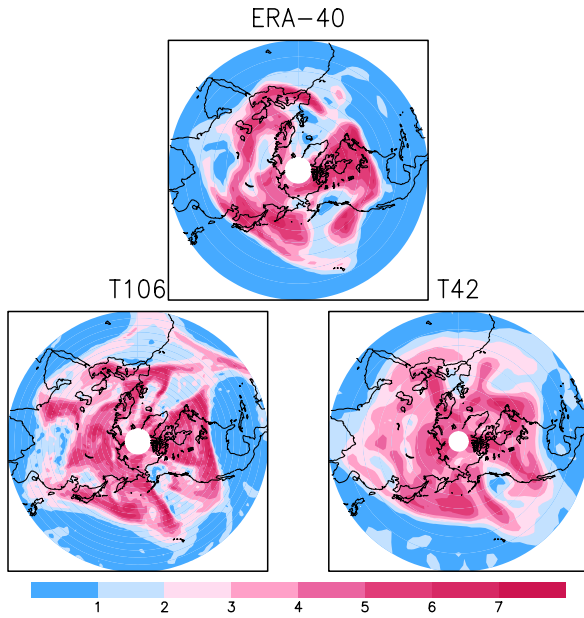


図 3: 図 2 に示したブロッキング例の 250hPa 面ポテンシャル渦度 (全球)。

渦度の気塊と容易に混ざり、もとの低いポテンシャル渦度を高緯度において維持できていないと考えられる。このことを定量的に評価するため、隣接するグリッドの 250hPa ポテンシャル渦度傾度 $\Delta P_{250} = |\Delta P/\Delta x| + |\Delta P/\Delta y|$ を冬季の各日毎各格子点で計算し、その出現の割合を緯度ごとに確率密度関数で示した (図 4)。ブロッキングが出現する緯度である 45°N - 65°N にかけて、T106 では観測に見られるように ΔP_{250} が他の緯度に比較して大きくなっている。それに対して、T42 では全体的にポテンシャル渦度傾度の絶対値が大きいところの出現確率が極端に減っている。このことは、T42 ではポテンシャル渦度の勾配が観測及び T106 の出力に比較して小さく、このことが低緯度の気塊が低ポテンシャル渦度を保ったまま高緯度に移流されにくい、すなわち、ブロッキングが起こりにくいことを示している。

5. 結論と今後の課題

本研究では、ブロッキングを十分解像できる水平分解能を持つ T42 の AGCM においても、観測と同程度のブロッキング頻度を再現できないこと

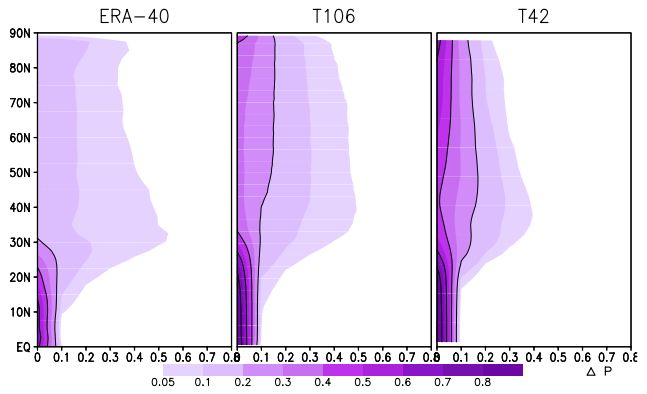


図 4: 冬季 250hPa 面のポテンシャル渦度の隣接するグリッドで計算した渦度傾度 ΔP_{250} の確率密度関数 (PDF)。

を示した。また、それぞれの事例の持続日数も小さいことがわかった。それに対して、水平分解能 T106 ではブロッキングの出現場所、頻度、持続日数ともに観測に近いものが得られた。このことは、ブロッキング現象は、その生成及び維持過程ではより細かいスケールの力学が重要であることを示している。今回の解析では T42 と T106 のポテンシャル渦度の混合の様子の違いに着目し、特に中緯度においてポテンシャル渦度勾配が T42 で小さくなっていることが明らかになった。これは、ブロッキング生成を再現するのに不利であると同時に、維持にもマイナスの要因となると考えられる。例えば、ブロッキング維持においては総観規模擾乱の変形からくる渦度強制が重要であると考えられている (Shutts 1983) が、こうしたプロセスでは高周波の波成分の寄与が重要である。すなわち、ブロッキングの維持過程の再現には総観規模擾乱より小さいスケールの表現が必要となることが予想される。

第 3 節でも触れたが、ここで用いた zonal index によるブロッキングの指標は、ブロッキング特有のコヒーレントな構造を保った状態を取り出すという観点においては、同じくブロッキングの指標として良く知られている Tibaldi and Molteni (1990) などと比較して緩やかであるため、より正確な指標の作成も考慮しなければならない。また、本研

究では、よく知られている冬季の太平洋及び大西洋域のブロッキングに注目したが、夏季北西太平洋域に現れるブロッキングについてはT106と比較してT42ではほとんど再現できておらず、このことがT42のAGCMでのオホーツク海高気圧の再現を困難にしていたと考えられる。今後はこれらの問題についても検討し、ブロッキングの生成・維持のメカニズムに対する理解を深めたいと考えている。

謝 辞

本研究は、科学技術振興機構・戦略的創造研究推進事業「水の循環系モデリングと利用システム」の援助を受けて行われました。また、本研究で用いたAGCMの各種分結果は、文部科学省「人・自然・共生プロジェクト」(東大CCSR/国立環境研究所/地球フロンティア研究グループ)によって実行されたものです。データの提供に感謝致します。

参考文献

- Anderson, J. L., 1993: The climatology of blocking in a numerical forecast model. *J. Climate*, **6**, 1041–1056.
- Colucci, S. J., and D. P. Baumhefner, 1998: Numerical prediction of the onset of blocking: A case study with forecast ensembles. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 773–784.
- Palmer, C., C. Brankovic, F. Molteni, S. Tibaldi, L. Ferranti, A. Hollingsworth, U. Cubasch and E. Klinker, 1990: The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) program on extended-range prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 1317–1330.
- Lejenäs, H. and H. Økland, 1983: Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data. *Tellus*, **35A**, 350–362.
- Pelly, J. L. and B. J. Hoskins, 2003: A new perspective on blocking. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 743–755.
- Shutts, G.J., 1983: The propagation of eddies in diffluent jetstreams: eddy vorticity forcing of 'blocking' flow fields. *Q.J.R.Meteor.Soc.*, **109**, 737–761.
- Tibaldi, S. and F. Molteni, 1990: On the operational predictability of blocking. *Tellus*, **42A**, 343–365.
- Tracton, M. S., 1990: Predictability and its relationship to scale interaction processes in blocking. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1666–1695.