

極夜ジェット振動形成メカニズムについて

気象研究所・気候研究部 黒田友二

1、はじめに

極夜ジェット振動 (PJ0) は冬季の対流圏成層圏において帯状平均東西風偏差に見られるゆっくりした極向き下方向きの変動である。この変動は名前が示すように主に成層圏の変動であるが、興味深い事にこの変動が対流圏にまで降りてきた時には対流圏にいわゆる北極振動 (AO) 的な半球規模の環状変動があらわれやすいことが知られている (Kuroda and Kodera, 1999, Kodera and Kuroda, 2000)。また、他の特徴として南北両半球ともに多少性質は異なるものの存在していることである (Kuroda and Kodera, 2001)。そういう意味ではある種の普遍性をもった変動と言える。

PJ0という呼び名自体は我々がつけた名前であって世界的にはまだこの呼称はあまり普及していないが、この様な変動があるということ自体はかなり認識されてきているように思われる。例えばこの様な変動に対して、Baldwin らは地表面気圧変化で見られるAOと区別してこの変動も含めた3次元EOF 1 的な変動を形態に着目して環状モード (AM) と呼んでいるし (Baldwin and Dunkerton, 1999, 2001)、Christiansen は信号が成層圏から下降伝播してくる事に着目してこの変動を「下降伝播」と呼んでいる (Christiansen, 2001)。

図1は極点温度でみた北半球PJ0の例である。温度偏差が準周期的に上部成層圏から上部対流圏へとゆっくり下降してきているのが良く見える。図は温度偏差を示したものであるから、ここで赤い色がついている領域がいわゆる成層圏突然昇温に相当し、青い色の領域は降温域である。この様に見ると、突然昇温はPJ0のある位相で起こっているとも言えるし、別の見方をすれば突然昇温、降温の繰り返しの現象自体がPJ0で

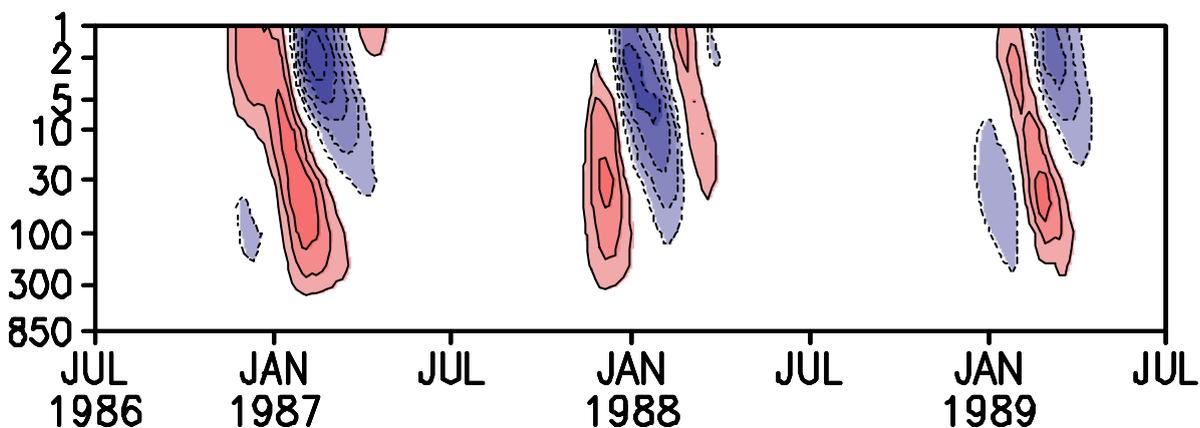


図1、1986年～1989年までの30日移動平均した極点温度偏差の高度時間断面図。コンター間隔は5 K。正の領域は暖色系、負の領域は寒色系の影を施してある。

あるともいえるかもしれない。但し今まで突然昇温現象が連鎖反動的に季節スケールの時間スケールでの現象を支配しているとは考えられてきてはいなかった。

PJOがこの様に冬季にわたるような現象であるとなると、このように長い時間スケールの現象がなぜ存在しているかは考えてみると実に不思議である。一般に大気はメモリー効果が非常に短いとされ、一ヶ月を超えるような時間スケールは海洋あるいは陸面過程のようなところからしか来ないとされている。しかし、大気大循環モデルを用いた研究によると、気候的な海面水温を与えただけの冬季固定の実験でもPJOのような現象が現れたという (Christiansen, 1999; Yamazaki and Shinya, 1999)。このことは、PJOは大気自体の自励振動的な効果によって維持されていることを示唆している。この様に長い時間スケールの現象が大気内部に存在するとなると、一体どのようなメカニズムで現象が形成されているか詳細に考察する必要がある。特にPJOはAOの形成を通じて対流圏気候とも関連が深いのでこのような考察は長期予報的な観点からも興味があるところである。

そこで、本論ではPJOの形成維持メカニズムを考察したいと思う。

2、データと解析方法

本論では二種類のデータを用いた。一つ目のデータは1979年~2000年までの1hPa 高度までのNCEP/CPCCの衛星データであり、二つ目のデータは同期間のNCEP/NCARの再解析データである。これらから1hPa までのデータを、100hPa までは再解析データをそれ以上は衛星データを張り合わせる事によって作成した。また、再解析データそのものもPJOに伴う対流圏成層圏の解析のために用いた。E-Pフラックスのような二次の量は日平均から計算し、その後30日移動平均した。

また、PJOは80度以北の極点温度の地表から1hPa 高度までのEOF1で定義した。PJOインデックスはその時係数で定義した。各日々のPJOインデックスは30日移動平均偏差場とEOF1の内積で定義した。PJOの時間発展はPJOインデックスのラグ回帰によって調べた。ラグ0としては毎冬の12月15日~3月15日の3ヶ月をとった。ラグは半月を単位として-35日から35日まで調べた。また、30日移動平均場を基本としているので、21冬×3ヶ月のデータを独立と考えて有意水準の検定を行った。

3、PJOの形成維持

PJOについて、成層圏での変動は対流圏から伝播してくる主に波数1のプラネタリー波による波平均流相互作用で支配されていることが示唆されている。その理由は、成層圏での帯状風の加速度偏差はそこでのE-Pフラックス発散偏差とよく対応しているからである。他方、PJOによく似た現象が大気大循環モデルの対流圏固定の冬季ランでも再現されている。このことからPJOは対流圏から伝播してくる波による成層圏で

の波平均流相互作用の結果ではないか、と考えたくなる。しかし、現実大気では対流圏固定ランのように対流圏からの伝播波動の強度が冬季期間中一定であろうはずはないであろう。また、観測的には成層圏のE-Pフラックス発散で見た波加速は主にE-Pフラックスの鉛直成分の発散から来ており、またE-Pフラックスが保存フラックスであることを考えると対流圏から成層圏への鉛直伝播そのものがPJO変動と同期している必要があると思われる。しかし、大気大循環モデルの対流圏固定の冬季ランでは対流圏E-Pフラックスは変化しない筈だから大循環モデルのものとは矛盾がある。

そこで以上のことを考慮して再び注意深く再解析データを用いて観測されたPJOによる解析を行って見た。PJOによる帯状平均東西風、E-Pフラックスのラグ回帰を図2に、E-Pフラックス発散を図3に示す。

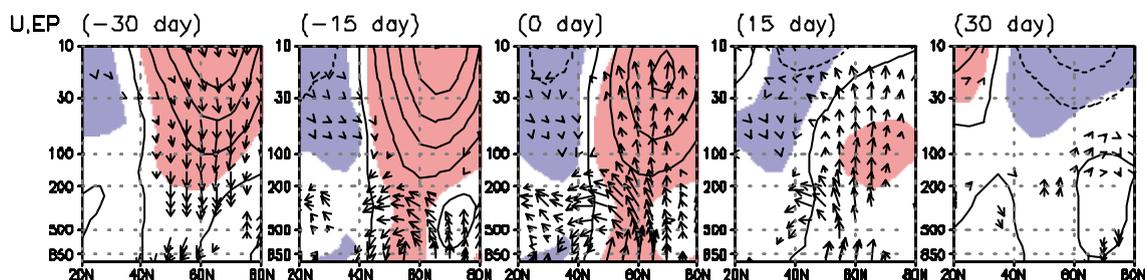


図2、極点温度E O F 1に対する帯状平均東西風（コンター）およびE-Pフラックス（矢）のラグ回帰。東西風の95%有意な領域には影を施した。東西風のコンター間隔は2m/sで負の領域は破線で示した。またE-Pフラックスは有意なもののみ気圧の逆数のルートでスケールして示した。

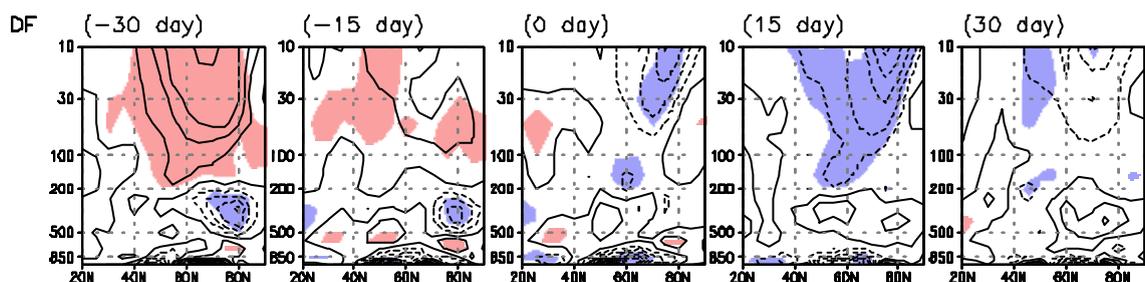


図3、図2と同様。ただしE-Pフラックス発散加速度。コンター間隔は0.2m/s/day

図2を見ると、PJOに伴う帯状平均東西風偏差の極向き下向き伝播とE-Pフラックスの変化が良く見える。図3と見比べて見ると、先に述べたようにE-Pフラックスの発散が成層圏では風の変化とよく対応しており、またその発散が鉛直成分から来ているのがよく分かる。ただし対流圏ではE-Pフラックス発散と東西風の変化の対応はほとんど不明瞭である。

先に考察したようなE-Pフラックスの発生の起源を図2で見るとE-Pフラッ

クスの鉛直伝播の変動は特に成層圏で大きいものの、全期間にわたってその影響が地表まで及んでいる事に気がつく。図では中部対流圏あたりでE-Pフラックスは途切れているが、特に波数1の波でみると地表から成層圏までのつながりは明瞭である(図略)。

このことは、成層圏でのPJOの変動は地表での波の発生、鉛直伝播と関連していることを示唆している。実際、図2ではラグ-30日では波の地表での発生鉛直伝播が抑制されていてその結果成層圏でのE-Pフラックス発散偏差は正となったように見えるし、同様にラグ0からラグ+15日では波の地表での発生鉛直伝播が促進され成層圏でのE-Pフラックス発散偏差が負となったように見える。もしこの様に地表での波の形成と成層圏での変動が関連しているなら対流圏での波形成も成層圏の状態と関連して起きることになり上記で提起した問題点がクリアされる事になる。

しかしもしそうだとすると、どのようなメカニズムで成層圏過程(PJO)が地表での波の形成をコントロールしているのだろうかという問題が提起される。PJOにともなう帯状平均東西風とE-Pフラックス鉛直伝播が対応していないことは図から明瞭である。しかし子午面循環を調べてみたところ60度付近の南北風とE-Pフラックス鉛直成分の対応関係は非常に良いという事が分かった(図4)。実際、図で見るように地

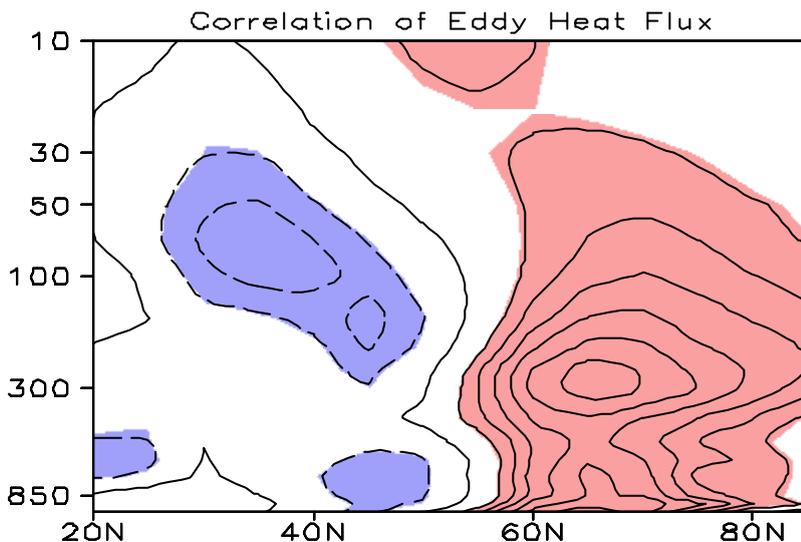


図4、11月から4月まで6ヶ月にわたる50度~70度で平均した帯状平均南北風と熱輸送との相関係数。相関係数0.2以上の95%有意な領域に影を施し、またコンターを描いた。コンター間隔は0.1である。

表と上部対流圏では相関係数が0.7を超えており明らかに両者には有意な関係がある。このことは、PJOに伴う子午面循環が地表での波形成をコントロールしているのではないか?という考えを想起させるものである。もしそうなら、子午面循環による地表での波形成、成層圏での波平均流相互作用、上部対流圏から成層圏での子午面循環の駆動が組み合わさってPJOを形成維持していることになりそうである。

しかし、帯状平均子午面循環（あるいは東西平均すると残るような子午面循環）がどのようにして波数1とかのPJOを形成する波を形成するのか（あるいは関連してくるのか）という問題が新たに出てくる。さらに、一般に波にはオイラー平均子午面流が伴うことが知られているので、地表で観測された子午面循環とは何らかの別の過程で出た波に伴う子午面循環を見ているのではないことのきちんとした証明も必要である。それは子午面循環には実質のものと実体を伴わないものが同様にカウントされてしまうからである。しかし、これらに対する回答はまだ十分に得られていない。

これらの点を含め今後さらにPJOについての研究を進めていきたいと考えている。

謝辞

本研究は、小寺邦彦氏（気象研究所）との共同研究の成果です。また、特定研究集会出席に際して京都大学防災研究所から旅費の補助を頂きました。研究代表者の向川均氏（京都大学防災研究所）に感謝いたします。

引用文献

Baldwin, M.P. and T.J. Dunkerton, Propagation of the Arctic oscillation from the stratosphere to the troposphere, *J. Geophys. Res.* 104, 30,937-30,946, 1999.

Baldwin, M.P. and T.J. Dunkerton, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, 294, 581-584, 2001.

Christiansen, B., Stratospheric vacillations in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.* 56, 1858-1872, 1999.

Christiansen, B., Downward propagation from the stratosphere to the troposphere: Model and reanalysis, *J. Geophys. Res.*, 106, 27,307-27,322, 2001.

Kodera, K., Y. Kuroda, Stratospheric and tropospheric aspect of the Arctic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.* 27, 3349-3352, 2000.

Kuroda, Y. and K. Kodera, Role of planetary waves in the stratosphere-troposphere coupled variability in the northern hemisphere winter, *Geophys. Res. Lett.* 26, 2375-2378, 1999.

Kuroda, Y. and K. Kodera, Variability of the polar-night jet in the northern and southern hemispheres, *J. Geophys. Res.*, 106, 20,703-20,713, 2001.

Thompson, D.W.J. and J.M. Wallace, The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.* 25, 1297-1300, 1998.

Thompson, D.W.J. and J.M. Wallace, Annular modes in extratropical circulation. Part 1: Month-to-month variability, *J. Clim.* 13, 1000-1016, 2000.

Yamazaki, K. and Y. Shinya, Analysis of the Arctic Oscillation simulated by AGCM, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 77, 1287-1298, 1999.