

成層圏－対流圏結合系の変動と予測可能性に関する研究

－2013年度日本気象学会賞受賞記念講演－

黒 田 友 二*・向 川 均**

1. はじめに

このたびは、荣誉ある日本気象学会賞を頂き、心より感謝申し上げます。

受賞対象となった「成層圏－対流圏結合系の変動と予測可能性に関する研究」について、黒田と向川は、異なる研究目的と興味を持って、それぞれ独立に研究を始めましたが、ここ数年の間に互いの興味が重なり、いくつかの研究課題については共同して研究を進めるようになりました。したがって、その内容を、黒田と向川それぞれ独自の研究と、共同研究の三つに分類して、本稿を構成することができるのかもしれませんが、しかしながら、以下に述べますように、二人は陰に陽に影響し合いながら成層圏－対流圏結合系に関する研究を進めてきましたので、研究をそのように区別して記述するのは困難です。また、そのような構成では、それぞれの研究の時間発展を正確に記述することもできません。このため、本稿では、黒田と向川の研究内容をそれぞれ独立した一章として紹介させて頂くことに致します。このようなスタイルを取ることで、それぞれの研究の独自性も明瞭に記載することができますので、読者の皆様にも、二人の研究に対する着眼点や取り組み方の違いなどを読み取って頂けるのではないかと期待しています。

2. 極夜ジェット振動

この章では、私（黒田）が「極夜ジェット振動 (PJO)」と呼ばれている、成層圏－対流圏結合系の低

周波変動についてこれまで行ってきた研究について紹介いたします。

2.1 極夜ジェット振動研究の端緒

私の今回の受賞理由の研究のキーワードは「極夜ジェット振動 (PJO)」です。これは成層圏－対流圏結合系における冬季の卓越変動で、変動周期が数ヶ月にも及ぶ比較的低周波な変動で南北両半球に存在すること、対流圏へと下降伝搬するような伝搬特性を持つことなどがこの変動の際立った特徴です。

このような変動が成層圏に存在していることは1990年代の小寺邦彦さんらによる先駆的研究によってある程度は明らかになっておりました (Kodera *et al.* 1990)。彼らは、元々太陽活動など上部から成層圏が影響を受けた際に、それが対流圏以下に下降伝搬していくような大気の内力学に基づく変動を探していたそうです。そして、そのような信号を当時出たばかりの短期間の衛星データでうまく具合に見つけたとのこと (小寺 1997)。(なお、このような大気上層から下降伝搬する信号については Boville (1984) による、さらに先駆的な研究もあります。) 第1図は彼らが見つけた信号で、左は8冬分の衛星観測、右は大気大循環モデルでの6冬分の東西風、上から下へ12月、1月、2月を表しています。図はそれぞれ12月の1 hPa, 50°Nの風との相関を表しており、観測データでもモデルデータでも、高相関域が季節進行とともに、高緯度側そして対流圏方向に移動するような時間変化を示しています。ただ、今の目で見るとこんなに短いデータでよく解析したものだ、と感嘆するところですが、彼らは成層圏から対流圏へと天下ってくるような何らかの信号が大気中に存在しているらしいとこれで確信したようです。

私が小寺さんと共同研究を始めたのは、丁度彼らが

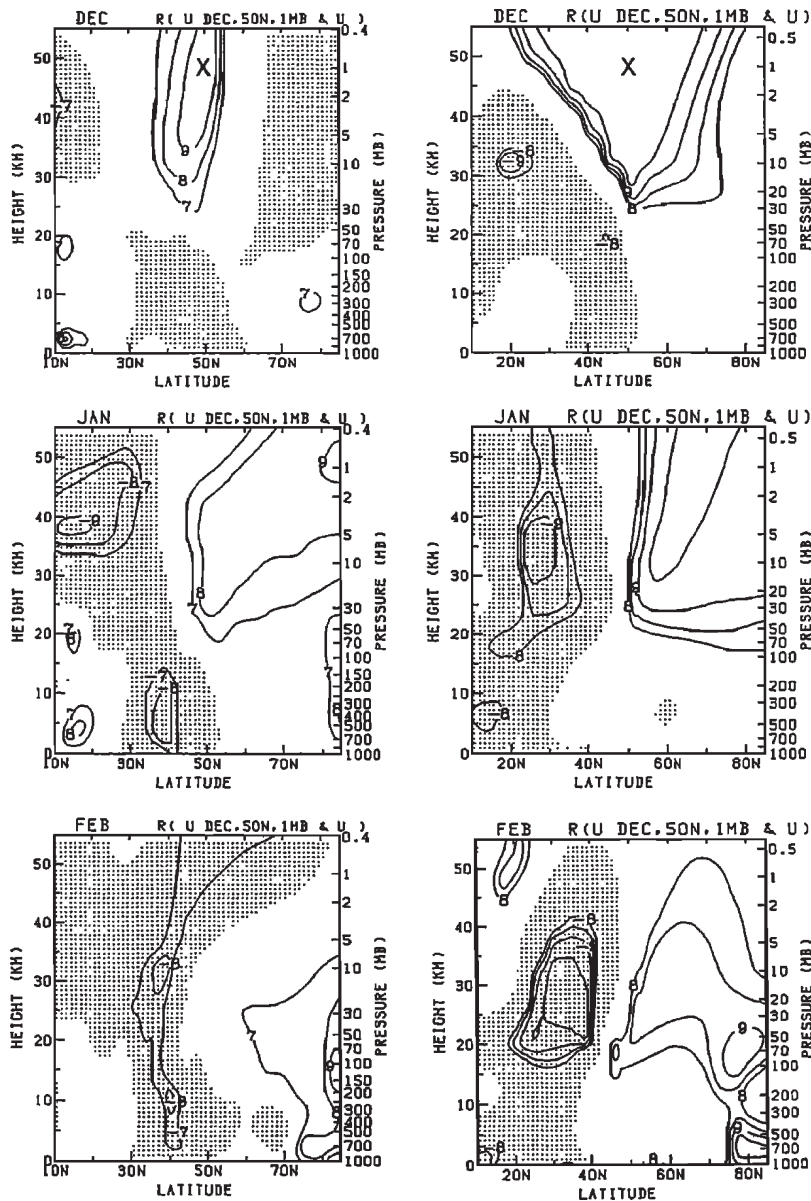
* 気象研究所。

** (連絡責任著者) 京都大学防災研究所。

mukou@dpac.dpri.kyoto-u.ac.jp

－2013年8月20日受領－

－2013年10月4日受理－



第1図 12月の1hPa, 50°Nの帯状平均東西風(図中Xで示されている)と各月の帯状平均東西風の相関(×10)。パネルは上から12月, 1月, 2月であり, 左列が8冬の観測データ, 右列が6冬の大気大循環モデルによるもの。コンターは統計的に95%有意なものだけを示していて左列は7以上1刻み, 右は8以上0.5刻み (Kodera *et al.* 1990)。

そのような変動を見つけ, その性質をより詳しく調べようとしている時期(1994年頃)で, 彼から誘われるような形でPJOの全貌を調べようという研究を開始したのでした。これは, 当時私の研究室の室長と一緒に

くれるなど, 私にとっての距離感がとてもよかったのも幸いでした。

に仕事をしていた山崎孝治さんが気象研から転出される予定であることもあって, 彼に私と仕事をしてくれるよう内々に頼んでくれたという事情があったのだそうです。ちょうど彼からの提案が私自身の大規模現象かつ基礎的な研究という好みと良くマッチしたということもありました。

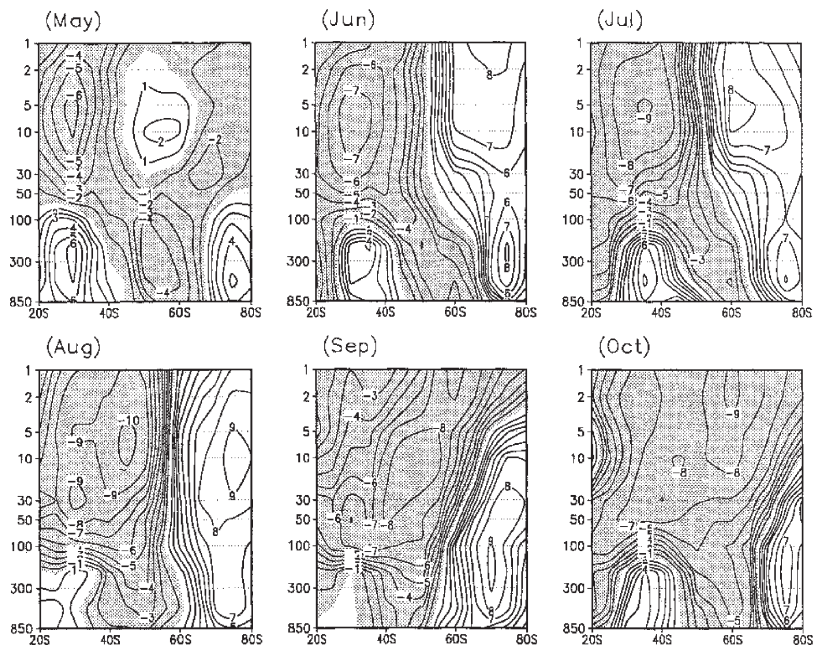
といっても当時すでに中層大気についての第一人者であった小寺さんに対して, 私は気象大学校から転動してきて山崎さんの研究室(小寺さんとは研究室は異なる)に所属し, 気象の研究を始めてまだ数年程度で, 書いた気象の論文も数本程度のキャリアしかないほぼ初学者で, 彼のような第一人者と共同研究というより指導してもらいながら研究を出来るようになったのは, それからの私の研究人生の上でとても有益であったのは間違いないことでした。彼と一緒に仕事し, 仕事のやり方やものの見方みたいなものを「盗む」ことで自分の研究力を高められたのだろうと思うのです。また, 彼は時々ぶらーと私の研究室にやってきては, 私の作った図を見てなんやかんやとコメントしてくれる一方, 私のやりたいことを特段縛ることも無くアドバイザーに徹して

2.2 南半球の極夜 ジェット振動

さて、私がまず手掛けたのは南半球の卓越変動でした。幸いなことに、この頃までに衛星観測データも16年ほど経ってきていて、統計解析が可能な程度までに蓄積していたことです。また、当時まで私と一緒に仕事をしていた山崎さんは1994年秋に北大に移籍してしまわれましたが、幸運なことに、気象研に居られた間に開始からの衛星データをコツコツと整備し、また高度場と温度場しかない元データから欠損データの内挿をした上で、気象四要素を計算するプログラム等も残しておいてくれたので、最終データを解析する

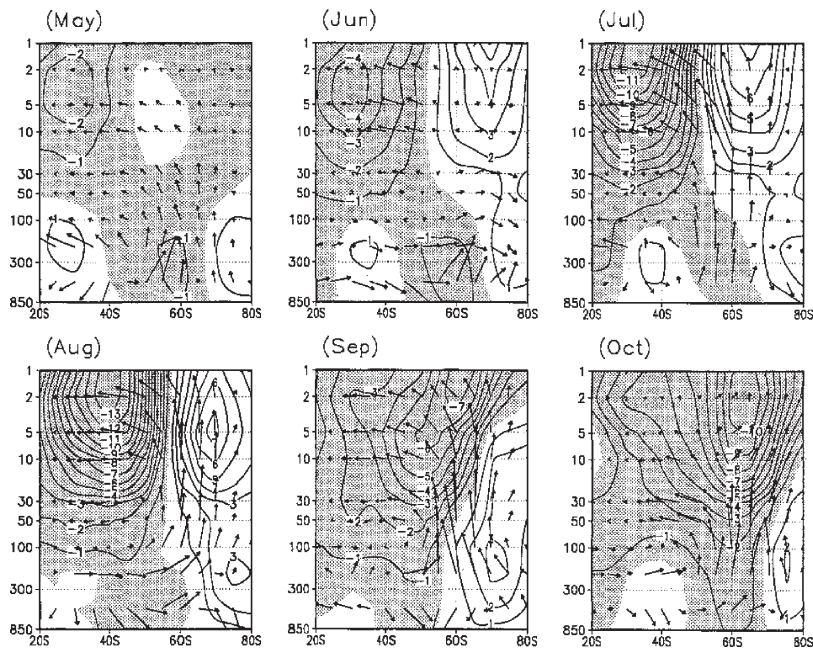
だけになっておりました。しかし、特に初期の衛星データには欠損データが多いので、解析のための基本データは5日平均データを使うこととしました。このようなデータを使用することは、周期がある程度以上長い変動のみを考えることになるので、長周期変動の解析にとって都合も良いと考えました。また、成層圏の卓越変動を始める仕事を南半球から手掛けたのは、それまで南半球の成層圏を得意分野とする山崎さんと一緒に南半球の解析をやっていて、多少なりとも得意な半球だからです。但し、それまでにやっていた解析は力学的な解析であり、統計的な解析はやったことは無かったので、最初はプログラム作りを始めごく初等的なところから始めることとなりました。しかし、統計計算法を基本から学び自己流で定式化したせいで、新しい統計計算法 (Kuroda 1998) を見つけ出せた余禄もありました。ちょうど山崎さんが小寺さんと共同で宇宙研シンポジウムにおいて発表された南半球冬季の解析 (山崎・小寺 1992) があったので、この研究を足掛かりとして始めることにしました。

データがわずか16年しかないので、まずは各年の平均東西風アノマリーの図を作って、年々で比べてみることから始めました。全体的には一見バラバラである



第2図 带状平均東西風のマルチ (5月~10月) EOF1パターン. コンター間隔は1で負の領域には影を付けてある (Kuroda and Kodera 1998).

ように見えますが、良く見ていくと年々のアノマリーの出方にある種の癖があるように見えてきました。そのことを踏まえて、まずは各月ごとにアノマリーの出方にパターンがあるかどうかを見るために、月ごとの年々変動の経験的直交関数 (EOF) 解析をやってみました (なお生のアノマリーは成層圏と対流圏では大きく値が異なるので、実際にはその場所の変動度で規格化したデータ (相関行列) から EOF を計算します)。すると、7月などは顕著に南北双極子的な変動パターンが EOF1 として求まります。それに対して10月以降は、ほぼモノポールのな変動が EOF1 となりました。形だけを見ると両者はまったく異なる形をしているものの、アノマリーの生図をみると、これらの出方はかなり従属的であるようです。そこで、このことを客観的に調べるためのキー月として7月と10月を取って、これらの月の EOF1 時係数 (PC1) と他の月 (11月など) の PC1 の相関を計算してみました。すると、やはり互いの月の PC1 は非常に良い相関があることが分かりました。つまり、各月ごとの年々変動は独立ではなくて、かなり従属的であるということです。そこで、これらの変動をまるごとごっそりと抽出するために、5月から10月までの連続する月データを



第3図 帯状平均東西風（コンター）、EPフラックス（矢印）の南北と上下成分の結合マルチ（5月～10月）EOF1の回帰パターン。EPフラックスの相対的な大きさは気圧のルートでスケールしてある。コンター間隔は1 m/sで負の領域には影を付けてある（Kuroda and Kodera 1998）。

一本化したデータに対して年々のEOFを計算してみました。その結果得られた変動の時係数は、7月PC1と10月PC1を平均したような年々変動を示し、望んでいたような変動であることが分かりました。得られたパターン（第2図）は、パターンが季節進行と共に時間発展していく様子が良く見えます。実際、5、6月頃に成層圏の低緯度側に負の、高緯度側に正のアノマリーの南北双極子的な信号が形成され、これが季節進行と共に、成層圏の低緯度側の信号が高緯度側にその範囲を広げていって、9月、10月には、成層圏全域へと広がっているようなパターンとなっております。これに対し、対流圏の信号は、50–60°Sあたりに負の信号が持続しつつ、徐々に高緯度側に移動するようなものとなっております。さて、ここで現れた帯状風の時間変化というのは、何らかの変化原因があるはずであり、それは波活動との相互作用ではないかと想像しました。そこで、波活動を表すEPフラックスの鉛直成分を使って東西平均風の場合と同様な計算をしたところ、そのEOF1の年々変動を表す時係数は、東西平均風のそれと良く似た振る舞いをしていることが

分かりました。EPフラックスの水平成分を使っても同様な結果が得られました。これらのことから、東西風の卓越変動は、「東西風＝波動の相互作用変動というより大きな変動体」の一部として観測されたものである、と考えられます。そこで、この変動を取りだすために、東西風、EPフラックスの鉛直成分、南北成分をそれぞれ変動度で規格化した、5月から10月のものを一本化したデータに対して、年々のEOFを計算しました。第3図はこのEOF1の回帰図で、東西風＝波動結合系のもっとも変動の大きな典型的な季節進行を表していることになります。東西風は、第2図とほぼ同じパターンであるのは当然として、面白いのは

風と波との関係です。特に成層圏では、東西風の正から負のアノマリーに引き込まれるように波動（アノマリー）が伝搬していくような変動をしていて、しかもこの波と帯状風の共変動は、6ヶ月以上の長きに及んでいることなのです。ところで、このような変動によく似た変動モードは、別途気候値海面水温（SST）を与えて積分していた気象研気候モデルの10年ランの解析からも得ることができました（図略）。モデルランの場合には、SSTは固定（気候値）なので、（太陽活動やエルニーニョなどの）外部強制がありません。このような条件下でも似たような変動が解析できたということは、この変動は大気の内変動であると思われます。さらに面白いのは観測データの変動の年々変動であり、10年近くもの明瞭な2年変動と大きなトレンドが解析されたのでした。このうち2年変動は、今回の解析が成層圏絡みなことであって、準二年周期振動（QBO）との関係が想起されますが、4、5周期の10年間ともなると、両者の周期の違いが目立ってきて、QBOとは異なる原因を探らざるを得ないところです。またトレンドという地球温暖化に

伴う、あるいはオゾン減少に伴う成層圏の寒冷化を想起させますが、符号的にはそれとは逆のセンスで、これまた原因不明の謎を残しております。このうち2年周期変動については、それからかなり長期にわたり熱心に調べたのですが、結局論文にできるほどの明瞭な回答を得ることができずじまいとなってしまったのは残念でした。

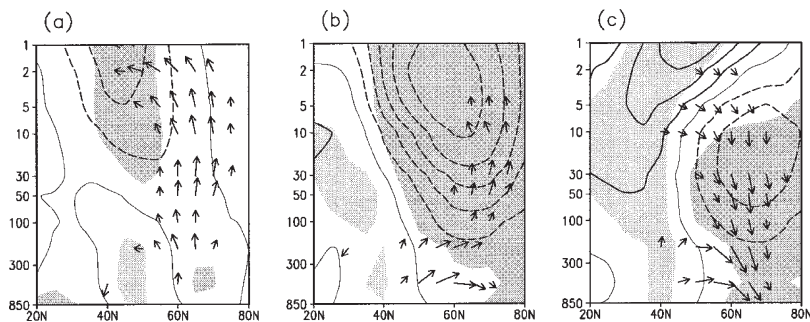
以上の研究成果は、まずはオーストラリアで開催された1996年冬のSPARCの第1回会議で発表し、さらに1997年秋につくばで開催された日本版SPARCの会議で発表しました。いずれも国際会議なので、英語での発表で英語の下手な私は随分苦労しました。さらにその間に論文文化してJGRに投稿して載せることができました(Kuroda and Kodera 1998)。これは私としては初めての外国雑誌への投稿で、特に小寺さんとの共同論文としては最初だったので、特別に英語の言い回しのところまでも見てもらいましたが、結果として彼の特有の言い回しや章立てスタイル等を学べて、とても良い経験が出来たと思います。なお、JGRを選んだ理由は、彼がいつも使っている出版まで早い国際論文誌であるためで、やり取りや出版の印象も良かったので、これ以降現在に至るまで私のほとんどの論文はJGRやGRLに投稿するようになりました。さらに私は、元々自分が自己満足できる仕事ができればそれで十分、マイナーな論文誌でも載せてもらえればそれで結構、と思うようなオタク人間だったのですが、彼にお前にどれだけの税金が投入されていると思うのだ、なるだけ世界にアピールする論文誌に論文を載せるべきだ、と説得されたことも大きかったです。これ以降研究の目線となるだけ高く「世界」に置く心がけました。

2.3 北半球の極夜ジェット振動

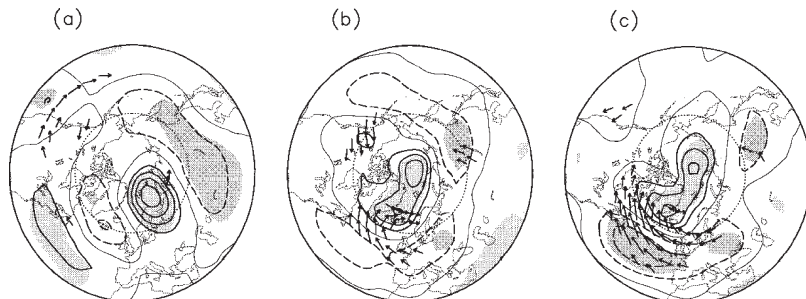
次にこの研究の余勢を駆って、北半球の卓越変動の抽出に取り組むこととしました。北半球の卓越変動については、上述の研究以降に小寺さんが13年分の冬季の衛星東西風データにラグを含んだ拡張マルチ EOF (E-EOF) 解析を用いて、第1図よりはっきりした極向き下向きに移動していく変動を抽出されていました(Kodera (1995) の Fig.5)。そこで、この研究を足掛かりにして、より総合的な形で変動モードを抽出しようという方向で研究を始めました。データはこの時までには17冬分が使えるだけ既に溜まっておりました。南半球の卓越モードの解析で波動と東西風の関係が緊密

であることが分かっていたので、同様な変動である北半球ではこの両者の関係性が最も強いということを中心にして変動モードを抽出することとしました。手法的には、上述の手法 E-EOF を拡張した方法である東西風と EP フラックスの鉛直成分の間の拡張マルチ SVD (E-SVD) 解析を使うこととしました。南半球の時の解析では、連続する月データをひとかたまりとして年の数だけのアンサンブルで EOF 解析したのに対して、ここでは連続する月データをひとかたまりとする部分までは同じですが、全体にひと月分ずれた連続する月データも独立なデータとして含めることで、アンサンブル数を年の数の2倍として計算することとなります。ずらし成分は1ヶ月分だけなので、具体的には「11, 12, 1月」と「12, 1, 2月」を考えることとなります。なお、特異値分解 (SVD) とは EOF を拡張した計算法であり、EOF は1種類の場に対しての最大変動を取り出すのに対して、SVD は2種類の場に対し相互関係が最も大きい変動を取り出す操作です。ずらし成分まで含めることで、南半球の場合とは異なって季節にロックしない変動でも取り出すことができるのです。なお、ここで1ヶ月ずれたデータまでしか入れなくても抽出できたのは、変動の周期がその程度(4ヶ月程度)の長さだったからです。

この解析で得られた卓越モードをヘテロ回帰図の形で表したものが第4図です。なおヘテロ回帰図というのは、SVD のように2種類の場があるとき、一方の場の時係数で他方の場の回帰を計算することで求められる図のことを言います。また、EP フラックスの水平成分については、東西風の時係数から回帰しています。ここで、上述の解析法から、(a) は11/12月、(b) は12/1月、(c) は1/2月に対応することになります。図を見ますと、東西風はまず低緯度の上部成層圏に負のアノマリーが出現し、これが1ヶ月後に高緯度側に移動すると共に高度を落としながら拡大し、対流圏にまで達する南北双極子的変動となります。この負のアノマリーは、そのさらに1ヶ月後には、中部成層圏までさらに高度を落としますが、低緯度側は反対に正のアノマリーが拡大し、上部成層圏に伸びるようになっております。東西風のこのような変動と、波動の伝搬パターンは非常に整合的です。気候学的に冬季のプラネタリー波は、60度付近から上部成層圏へと低緯度側にカーブしながら伝搬する経路をたどりますが、図を見ると、1ヶ月目はその上方伝搬が強化されるセンスになっており、低緯度上部成層圏の波動の溜



第4図 帯状平均東西風（コンター）とEPフラックス（矢印）の上下成分による、拡張マルチ（11/12月～2/3月）SVD1によるヘテロ回帰パターン。EPフラックスの水平成分は帯状平均東西風の時係数による回帰から求めている。パネル左から順に1月目、2月目、3月目を表し、EPフラックスの相対的な大きさは気圧のルートの逆数でスケールしてある。コンター間隔は2 m/sで負の領域のコンターは破線で表しその領域には影を付けてある（Kuroda and Kodera 1999）。



第5図 第4図と同様、但し500 hPa面上の高度場（コンター）とプラムの波活動度フラックス（矢印）（Kuroda and Kodera 1999）。

まり領域で東西風の減速域が作られているように見えます。さらに1ヶ月後は、対流圏50度付近で高緯度側への伝搬アノマリー（気候的な低緯度への波動伝搬の弱化）と60度付近からの上方への波動の強化がなお続いていますが、これらはちょうど対流圏から中部成層圏の東西風の双極子構造、高緯度上部成層圏での弱風域の形成と良く対応しております。さらに1ヶ月後は、対流圏の高緯度への波動伝搬アノマリーは続くものの、プラネタリー波の上方伝搬は弱化（アノマリーで見ると下方伝搬）するようになっていきます。

ところで、このような東西風と波動の帯状伝搬に対して、対流圏はどのような役割または応答をしているのかということも非常に興味深いところです。そこで、対流圏の状況について調べたものが第5図です。ここで図は、E-SVD解析の東西風時係数に対する500 hPa高度場と、プラムの3次元波活動度フラックス

（Plumb 1985）の水平成分の回帰図として描かれています。図中では、矢印が波活動度フラックスを表し、これの帯状平均は数式的にEPフラックスと一致するものです。図を見ると、最初の月には北大西洋からシベリアへと延びる波束的構造が目立ちます。強い正の偏差は北極をずれていてスカンジナビアの北方にあります。第4図で見えた強い上方伝搬がどこで起きていたのかを3次元フラックスで調べると、それはシベリアの上方を伝搬していることが分かりました。そのことからして、対流圏でのスカンジナビアとシベリア付近の大きな偏差がこの波動の強化に大きな役割を果たしているであろうことが示唆されます。

1ヶ月後には、正の偏差は北極にまるい形で固まると共にそれを取り囲む負の偏差が形成され、負極性の北

極振動（AO）型のパターンが作られます。そのさらに1ヶ月後には、北極振動というよりは北大西洋振動（NAO）的なパターンへと変化し、対流圏内の波活動も北大西洋域でのみ活発となっております。したがって、この極性の場合には、気候学的に北大西洋で南東進する波動が有意に弱化していることが分かります。またこの弱化は高周波波動で顕著であることが分かりました。このように、帯状風と波動によって作られるこのような低周波の変動は、成層圏における東西風の変化を作り出すだけでなく、対流圏の気候にまで大きな影響を与えていることが分かりました。北半球冬季の卓越変動は、典型的には東西風が極向き下向きに偏差が移動していくような時間進行をすることから、成層圏変動の初期状態を元にするることによって、その後の風の時間発展及び対流圏の気候状態の未来の状態が予測できる可能性を示唆しております。

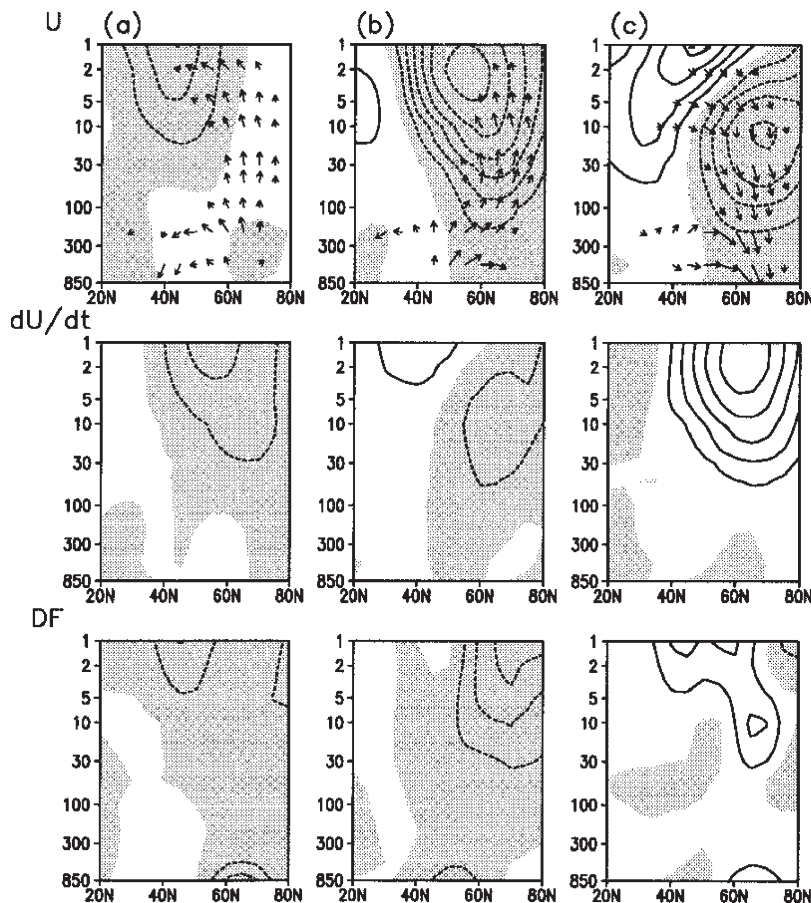
なお、第4図bは1ヶ月平均場であることを別にすれば、ちょうど成層圏突然昇温(SSW)に伴って東西風が弱まっている状態に対応します。また通常はSSWの影響がそれほどまでに長引くものとは考えられていないと思いますが、今回の解析を踏まえると、北半球の冬季には長周期の低周波変動が存在し、その一部の特に大きな変動の時期がSSWになっているという描像が得られることになります。同じデータを使って、成層圏突然昇温をキーとした北半球の東西風の時間進行を見るという解析は、Kodera *et al.* (2000) で詳しく調べ、やはり概ね上述のような描像が良く成り立つことが分かりました。

さて、以上のことを論文にまとめていた時、ちょうどカナダ気象局のFyfeさんという方が、鬼頭昭雄さんの招へいで気象研に滞在されていました。彼は当時その概念が出たばかりのAOを得意とする生粋のカナダ人の研究者でしたので、これ幸いということで論文の英語を見てもらうことにしました。しかしこの論文以前も、もちろん今に至るまで沢山の外国人になるだけ論文の英語を見てもらうようにしていますが、この時ほど徹底的に英語を見てもらったことは無いのです。面接のように彼の前に座って一文一文につき、この文章は何を言いたいのだと聞かれるので、これまた拙い英語で返答すると、そう言いたい時はこのように書くのだという感じで、論文全体にわたって徹底的に原型をとどめぬほど英語を直されてしまったのです。もちろん投稿論文に彼の英文を全面採用した訳ではないですが、彼の英文は読んでみるとやはり非常にわかりやすいのは確かでした。ただ、彼の北極振動が好きであることが添削にも反映されていて、北極振動との関係は私の原文に比べて随分強調されるようになっていたのは確かです。小寺さんには、北極振動なんかよりもここで解析した変動(この時点ではまだ名前を付けていなかったのだが)の方が基本的であると思うのに、北極振動を強調すると大勢力である北極振動コミュニティに飲み込まれてしまうではないか、と言っておられたことも踏まえて、北極振動色は多少弱めたつもりですが完全に消し去ってもいません。このような事情で、またとてもうまい英語にしてもらったこともあってなのか、2013年8月現在この論文の引用数は私の主著者論文では1番になっているようです(Google Scholarによると93)。

さて、この論文にはさらに続き話があります。元々はこの論文は南半球論文と同様に基本1ヶ月単位の

データで解析をしたのですが、レフェリーの一人が、この論文の解析のための時間解像度が低すぎるのもっと高い時間解像度で解析すべきではないか、というコメントを出してきたのでした。そこで、元データである5日データで同様な解析を繰り返すことにしました。私の元々の見立てでは、半旬(5日)データでは細かすぎてノイジーとなり、同じようなことをやっても第4図のようなしっかりした信号を出すのは無理だろうと思っていたのです。しかし、とりあえずは(仕方ないから)解析をやってみようということ(3ヶ月に相当する)連続する18半旬のデータを、1半旬ずつ(1ヶ月に相当する)6半旬までずらす形でのE-SVDを計算しました。幸いにして、上述の私の新解析法(Kuroda 1998)を使えばデータが大規模になっても普通に計算できるので、計算自体は何の問題ありません。しかし、私は計算結果を見てびっくりしてしまったのでした。何しろ、ほとんど月平均データでやったのと変わらないパターンで、18半旬分すこしずつ変形していく形のもの(卓越変動で抽出されて出てきたからです。第6図は、このようにして得られた、連続する18半旬で1番古いものを起点として3, 9, 15半旬後のヘテロ回帰図ですが、第4図とそっくりです。多分大量のずらしデータを含めた実年数の7倍のアンサンブルでSVDを取る操作をしたことが、ある意味で各データの平均を取ることと類似なこととなって、結果このようなスムーズなパターン変化が得られたのだらうと考えています。この結果がとてもよかったので、この変動要因の解析である加速度、EPフラックス収束図についてもそれまでは1ヶ月データで解析していたのを、全部半旬データによる回帰図に作り変えて載せることにしました。レフェリーコメントには、この例のように、結果としてとても論文を良くするコメントをくれるものもあり、レフェリーというのは審査するだけでなく、ある意味著者と一緒に論文を作っていく役目もあるのだな、と悟ったのでした。

それはさておき、この第6図の加速度と波収束の回帰図のパターンを比べると、これらは非常に似ています。加速度というのはもちろん得られた東西風の時間の変化傾向を表していますが、この変化傾向は波動による波収束が作っているということを示唆しています。というのは、一般に特に成層圏ではEPフラックス収束と東西風の加速度は大きさとしては前者がずっと大きいものの、そのパターンは良く似ていることが



第6図 (上段) 第4図と同様、但し半旬データを用いた拡張マルチ (18半旬分) SVD1によるヘテロ帰帰パターンでパネルは左から4半旬目, 10半旬目, 16半旬目を表している. 中段, 下段は上段の図と同様であるが, 加速度 (中段), EPフラックス収束 (下段) を表している. コンター間隔は, 2 m/s (上段), 0.2 m/s/d (中段), 1 m/s/d (下段) である. 0 コンターは略して負の領域には影を付けてある (Kuroda and Kodera 1999).

過去の研究から経験的に知られているからです. この解析から, この低周波変動は, 数ヶ月にもわたる非常にゆっくりとした低周波変動ながら, SSW などと同様にやはり波平均流相互作用の結果として作られているということを強く示唆することとなったのです.

2.4 極夜ジェット振動研究のその後の発展

さて, 以上で南半球と北半球の冬季に卓越する変動を抽出し, その変動についてとりあえずの性質を調べたわけで, これらの2論文 (Kuroda and Kodera 1998, 1999) は, 私のPJO論文としては最も初期の

「開拓期」の研究となります. もちろん小寺さんによる「始生期」の研究は, 私が研究を始めた段階で既にあつたわけで, その意味では既に原石が見つかっていたけれど, まだ海のものとも山のものともつかないがとても有望そうなこの「原石」について, ごく初期の段階から研究できたと言う意味では非常にラッキーであつたと思っております. ただ, 正直言って, 当時はデータ長が始生期よりはましと言ってもやはりかなり短いこともあり, このようにして抽出されたパターンは本当に意味のある変動なのだろうか, という疑念も少し抱いていて, ある意味半信半疑のまま研究していたというのも確かなのです. ただ, 研究をさらに進めていくと, このような疑念が少しずつ薄まり, 確信が高まって行つたのですが, 他人が容易に納得しないまだ怪しい段階の「原石」であればあるほど, ある意味自分の直観を信じて突き進めるかどうかということも大事

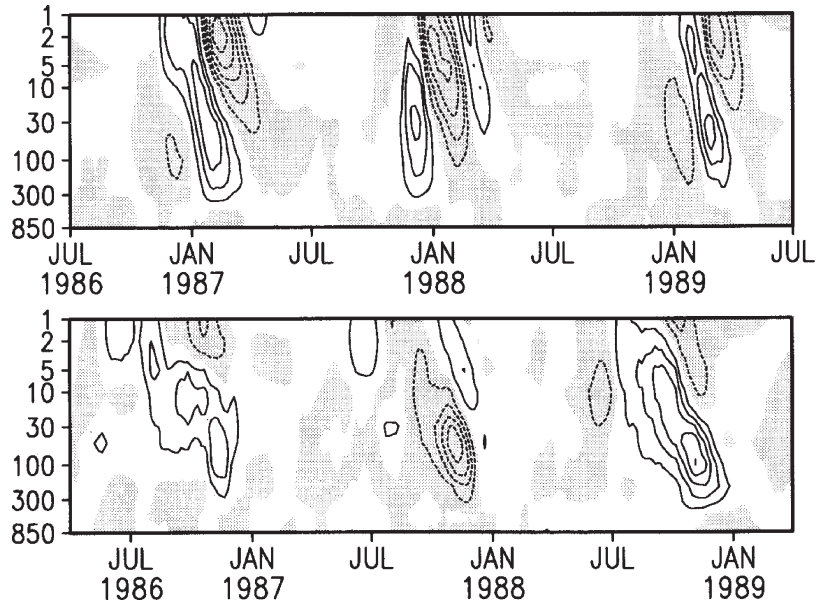
な鍵になるのだろーと思ひます.

これらの研究に引き続く時期である「発展期」には, この変動にPJOという名前もつけて, 研究をさらに深めていった訳ですが, これらについても詳細に書いていると本タイトルの次の視点である「予測可能性」にたどり着かないので, ここからは大幅に端折らせてもらいます. これ以降の研究でわかつた主要な点だけ列挙しますと: ①冬季の南北両半球の変動は, いずれも波平均流相互作用, 特に波数1の波動との相互作用による変動です. ②この変動に伴って, 極点では温度場偏差で見ると, 成層圏界面から上部対流圏まで

ほぼ時間に比例するように信号が下降します。③温度場偏差が上部対流圏まで下降する時期（北半球の厳冬期、南半球の晩冬・春季）には、南北両半球とも対流圏に環状モードが形成される傾向があります。④南北両半球の変動の違いとして、南半球の変動は主に年々変動（2年とトレンド）のスケールで起きていて季節的にロックして変動が現れるのに対し、北半球では3～5ヶ月の周期で冬季中に準周期的な形で起きます。⑤PJOと環状モードの関係では、環状モードにはPJOと関係する部分と対流圏起源のものが存在していて、PJOに関連する環状モードはPJOを先行信号としています。特に

南半球では、環状モードに3ヶ月も先行する信号がPJOに存在しています。⑥冬季北半球のPJOとAOの関係については、1対1の関係はありませんが、統計的にはかなり密接な関係があります。そこで地表面気圧変化に対する波動の役割を定量的に調べたところ、半分弱の地表面気圧変化は実際に成層圏の波強制が作っていることが示されました。（Kuroda and Kodera 2001, 2004, 2007; Kuroda 2002）

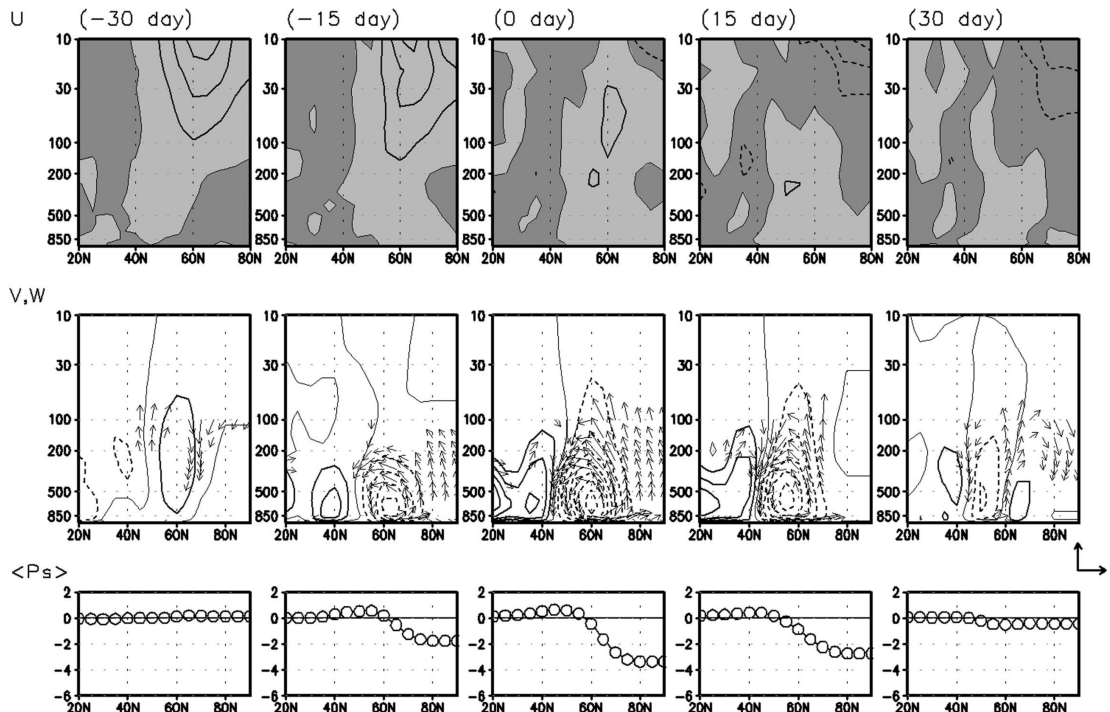
少しだけ補足しておきます。第7図は、ある年の北半球、南半球の極点上の30日移動平均した温度偏差を示しています。これは年々の操作をしていないほぼ生のデータですが、両半球におけるPJOの違い（③、④）についてよく分かるのではないのでしょうか。ところで、気象場は色んな気象要素が絡み合っているもので、本来はどの要素に着目しても良いはずですが、現実的には着目する要素によって見えてくる視点がかなり変わって来ますし、ある要素の方がよく現象が「見える」ということがあります。PJOに関しては、最初は東西平均風をキーの要素として見ていましたが、これで見るとPJOに伴う変化は結構複雑で、子午面をぐるぐる回るみたいな変化となります（第4図）。



第7図 (上段) 1986年7月から1989年7月までの30日移動平均した北半球極点温度偏差。(下段) 1986年3月から1989年3月までの30日移動平均した南半球極点温度偏差。コンター間隔は上段は5 K、下段は3 Kで、負のコンターは破線で表し負領域には影を付けてある（Kuroda and Kodera 2001）。

しかし、もっと単純な（分かりやすい）指標は無いだろうかと思っていたある日、極点の温度場に目が留まりました。これはコロンブスの卵みたいなものですが、極点の温度場に注目すると、PJOは単純に上から下へ下りて来るだけで、時間高度断面図で書けば信号が時間と共に交互に下りてくる単純な図となるので、東西風で見たQBOの図のような形でPJOをとらえることができます。私は当初あまりそう思わなかったのですが、ある国際研究会でポスター発表をしている時にこの図が客に随分受けたので、こういうシンプルな図の方が世の中に受けるのか、と悟った次第です。私はこの視点を見つけてからは、PJOはもっぱら極点温度場を元に指数化するやりかたを良く用いるようになっておりますが、気象では分かりやすい良い指数を選ぶのも大事だと思い知ったエピソードです。

PJOについては、上述のように解析によって波平均流相互作用によって形成されているとの定性的な傍証は見出したものの、実は物理出身の私から見ると、定量的な評価が出来ていないことについてはかなり不満に思っていたのです。ところが、これは確か2002年



第8図 観測データによる極夜ジェット振動指数で回帰して求めた波加速を簡易モデルで積分することによって求められた帯状平均東西風（上段），子午面循環の質量流線関数（中段），帯状平均地表面気圧（下段）。コンター間隔は 2 m/s （上段）， $5 \times 10^8 \text{ kg/s}$ （中段）であり，地表面気圧（下段）の単位は hPa である（Kuroda and Kodera 2004, 2007）。

秋に九大で開かれた国際会議に出席している時の Dunkerton の講演だったと思うのですが、彼が何かの話で Haynes and Shepherd (1989) を引用しながら地表面気圧変化について議論していたのです。彼の話の主題よりもむしろこの手法に興味を持ち、そこで帰ってから熱心にこの論文を読んだことで、この定式化はすごく使えるのではないかなと思うようになり、これをさらに発展させて、現在では私の得意とする地表面気圧変化や加速度などを診断するツールとなっています。例えば最近もこのツールを使い、中間規模波動など対流圏波動の帯状場に対する役割について調べるのに使いました（Kuroda and Mukougawa 2011, 2013）。実際、このツールを使えば EP フラックス発散と加速度のパターンの類似性ではなくて、そのまま加速度や速度の直接比較ができるのです。Kuroda and Kodera (2004) で初めてこのツールを使い出し、PJO に伴う波動による東西風、子午面循環や環状モード的地表面気圧変化が、観測で得られた波動のみを原料としてこのツールで計算しただけのものと比較

して、非常によく似たものが得られることを示しました（第8図）。この解析から、PJO の本質はやはり波平均流相互作用であることが示せたと思います。この経験から得た教訓は、（当然と言えば当然ですが）、他人の研究発表の中に自分の研究進展のための重要なアイデアなりヒントが含まれていることがあるので、やはり良い（と思われる）講演は良く聞いておくべきである、ということだと思います。

なお、PJO という変動モードの名前の由来ですが、当初は上述のように元々はこの変動に名前は無かったのですが、やはり名前が無いと不便であるということで、私は当初は、この変動を温度場で見ると極域で QBO みたいに下降してくることからして、北極下降伝搬モード（Arctic downward propagating mode）などと勝手に命名していて国際会議で発表していたのです。しかし、別途小寺さんが彼の視点でどこかの会議で「極夜ジェット振動（PJO）」という名で発表してきた、という話を聞いて倅に名前合わせもせず、尊敬する小寺さんがそう言うならじゃあまあそれで良い

じゃないか、ということでこの名を Kuroda and Kodera (2001) で初めて使用することになったと言う訳なのです。ちなみにこの名前は、極夜ジェットの揺らぎが下降してくる感じの変動であること、ただの変動というより、北半球の場合は冬季いっぱいをかけて偏差はほぼ冬季最初と良く似た状態に戻る、南半球でも2年の周期がある、などの周期的秩序構造を持つことからして「振動」という名にふさわしく AO と同様に名前にインパクトがある、ということからしてまあ良い命名であろうかとは思っております。ただ、弱点としては名前がやや長く、英語の略字で3文字 (PJO) になってしまう所ですが、これは致し方ないと思うのです。

さて、我々は極夜ジェット振動 (PJO) という名を提唱し、その性質についても沢山の論文に書いてきたつもりなのですが、我々の力不足なのか、それをきっかけに (似た名前の) AO のように世界でブレイクしたと言うことも無いどころか、なぜか最近まで我々以外の研究者がそれをテーマにした論文を書いたということも寡聞にして聞きませんでした。しかし、このところ潮目が多少は変わってきたのかまだほんの僅かですが、PJO の名を冠した論文が出るようになってきました (例えば Kohma *et al.* 2010; Hitchcock *et al.* 2013)。この方面の研究が、これからさらに発展していくことを願いたいと思っております。

2.5 予測子としての極夜ジェット振動の役割

さて、上述のように PJO や環状モードの解析をしながら、PJO というのが割と整ったきれいな形の季節進行をすることからして、これは対流圏環状モードの予測子として使えるのではないだろうか、ということは長らくつつらとと考えていたのです。実際にそれについては統計的に調べたこともあります (Kuroda 2002)、実際に予測可能性を調べようとなると、任意の初期値から予測できるような数値モデルを使った研究が不可欠となります。ちょうどその頃旧知の向川さんから、彼の研究の一環として予報的なツールがそちらに無いだろうか、という打診も受けていたのです。私のいるところは「気象」研究所という名前がついている位なので、予報のためのモデル位その辺に普通にあると思って近くの人に聞いて回っていましたが、少なくとも私の部 (気候研究部) にはそのようなある状態からの初期値問題を自由に解けるようなモデルは無い、(長期ラン用のモデルなら何通りもある)

ということを知って唖然とした覚えがあります。しかし、2003年頃、ちょうど私の室に居られた小林ちあきさんと話をしていたら、このような予報モデルを使うことは (少し準備に時間はかかるけど) 可能で、私にも使わせてくださると言っておっしゃったのです。これは2層準地衡風モデルを元にした摂動付きで初期値問題を解けるタイプの数値モデルでしたが、時期悪くちょうど彼女が気象庁に転勤される間に、ようやくこのモデルを使うことができるようになったのです。さらに悪いことに、あまり間をおかず気象研のスパコン計算機システムが日立から NEC に更新になってしまい、日立システム上で動いたせっかくのモデルは私の力ではもはや使えない状態になってしまったのです。結局小林さんから頂いたモデルでまともに積分したのは、ちょうど廣岡俊彦さんと向川さんに頼まれて実行した、2002年の南半球突然昇温期に関するアンサンブル積分程度になってしまいました。そういうことで困っていたのですが、それからしばらく経ってから同僚の吉村裕正さんが、アンサンブル計算ではない普通のモデルではあるものの、初期値問題を積分できるモデルを本庁と共同で開発した、ということでその初期タイプのものを私に使わせて下さるという話を持ってきて下さったのです。このおかげで、このモデルを当時同僚だった稲葉守生さんのご協力も得ながら、当時向川さんがやっておられた2001年に発生した突然昇温の原因や予測可能性に関してのお手伝いの計算などを行うことに使うことができたのです (第3章参照)。

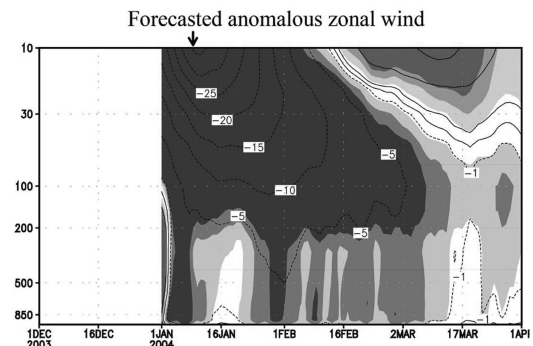
さて、2007年の年初の頃になってその頃やっていた別の仕事が一服つき、ようやく PJO に関わる予報問題のことをやることにしました。当面何年の事例について予報をやるのが良いだろうかということで、再解析データを調べたところ、ちょうど2004年の1月のSSWは非常にPJOも顕著なものであることが分かったので、これをとりあえずのターゲットとすることとしました。アンサンブル積分でない話にならないと思っていましたが、モデルは1回にコントロールランを1積分しかできない仕様なので、初期値を6時間ずつ変えながら予報して行き、5日分の予報を使えば20アンサンブル分のデータが出来るということをおいつき、この方法を取りました。なお、このような方法をLAF法と呼ぶということは後ほど知りました。積分を行うには、初期値を作る作業と積分をする作業をそれぞれ行う必要があるので、人力で大量の積分を行う

ために、根性を入れて今日は何時から何時までというノルマを自分に課してスケジュールを組みながら、毎日手書きの表を見ながらジョブをスパコンに投入していくという作業を一人黙々と続けて行き、まずはSSWがピークになる前1ヶ月程度の初期値についての実験を行ったのでした。

実は、最初は結果については何も期待していなくて、SSWの予測可能性や北半球環状モード(NAM)の予測可能性がどの程度なのかを調べようという程度のことしか考えていなかったのです。ちなみに、NAMというのはAOの拡張概念で、AOはもっぱら地表面付近の高度場や地表面気圧に現れる北極を取り囲むドーナツ状の信号を言うのに対し、NAMは成層圏も含めてある気圧面で北極を取り囲む円環状になっている変動一般を指します。NAMは一般にある高度でのみ現れることは無く、ちくわのように鉛直方向に延びた順圧の構造を持ちます。例えば、対流圏や成層圏にのみ存在する場合と、対流圏から成層圏まで広がる場合があります。

さて、SSWの予測可能性については、向川さんがやっていた程度の予測可能性しかないことが分かりました。しかし、最初に60°Nの帯状平均東西風偏差として見たNAMの予測結果を出力してみてもびっくりしてしまっただけです。それは、成層圏は言うに及ばず対流圏でも観測と同様な結果で、非常に有意性の大きな負のNAM指数を予測していたからです(第9図)。これはすごい!と思わず興奮してしまったのを良く覚えております。ここから先はほぼ一直線で、これをまとめるにはこういったことも調べておかないといけないな、という感じの問題点(SSTの役割、成層圏の役割、違うSSWではどうかなど)が頭に浮かんだので、それを地道に一点ずつ潰すような実験をひたすらやっただけで予測可能性に関する最初の論文(Kuroda 2008)が書けたという次第です。

この初期の成果は、最初に北大に研究交流に行った時に山崎さんに見てもらいコメントを頂いたのですが、非常に絶賛して頂き勇気づけられたのを覚えております。これならネイチャーにも行けるんじゃないか、などとおだてられたので論文を書いたあかつきに、実際にそう言ったいわゆる一般誌にまずは投稿しましたが、実はあっさり却下されてしまったのです。理由には、Baldwin and Dunkerton (2001)のような(成層圏現象が予測可能性を高めるという)先行研究があるからと書かれておりました。自分では結構面白



第9図 2003年12月27日06Zから2004年1月1日00Zを初期値とするランの60°N東西風偏差のアンサンブル平均。コンターは0と±1 m/sの他は5 m/s間隔で示している。図では薄い影は95%、中間の影は99.9%、濃い影はほぼ100%有意な領域(ステューデントのtが2, 4, 6以上の領域)を示している。また、矢は東西風で見た観測データでの突然昇温のピーク日を表している(Kuroda 2008)。

い結果を出したつもりですが、編集者にはそうは思われなかったようです。そこで別の一般誌に投稿し続けても落とされたので、最後は、それまでに何度も私の論文が受理・掲載された専門誌であるGRLに投稿しましたが、そこでも辛いコメントを出されてリジェクトされてしまったのです。頭にきて編集者にレフェリーはかくかく云々で怪しからん、という手紙を書いたらレフェリーを変えてくれて、もう一度審査となり、ようやく受理されたといういわくつきの論文となってしまったのです。ここでの教訓は、自分の視点と編集者の視点はしばしばかなりずれているということです。面白い結果を載せているから編集者は自動的に評価してくれると思っていた私が愚かだったということです。論文投稿の際は浮き足立たず頭を冷やして冷静に対応しなければいけません。人からぼろくそに言われた研究が後から見るとすばらしいものだった、というのは良くあることです。

このような数値モデルを用いて、成層圏変動が予測可能性に与える影響に関する研究はそれ以降も少しずつ事例を増やしていったのですが、特に2004年のSSWと良く似たPJOの明瞭なSSWが2006年に発生したので、この2例の大振幅PJOから、PJOの初期値と予測可能性の関係も調べました(Kuroda 2010)。予報モデルを用いたこれまでの数値実験によって現段階で分かったことをまとめますと以下のようになりま

す：①成層圏の大規模な変動（PJO）はNAMの予測子としての大きな役割を持っている。②特にPJOが大振幅の冬のSSW前を初期値とするNAM予報では長期にわたる高い予測可能性がある。③しかし、PJOが大振幅の冬のSSW後に初期値を取ると途端に予測可能性が低くなる。④2009年の波数2型のSSWでは通常のPJOとは非常に異なり中部対流圏では大きなNAMの予測可能性が得られない。

このように成層圏変動と予測可能性に関しては、なお興味深いけれども特に要因について未解明な研究課題が多々あります。

2.6 成層圏予測可能性研究のための新たな取り組み

さて、この数値モデルでは設計通りの数値実験には向いていますが、融通無碍にモデルや境界条件を改変するのは設計上の無理があります。ここはモデルその他のプラットフォームを新たに仕切りなおさねばいけないと思っていたので、ちょうど科研費の新規申請に合わせて気象研の同僚の若い方々にご協力をお願いし、また同様な問題意識を持っておられた向川さんも引き込んで新たなチームを作ることにしました。新システムでは、気象庁と同様なブリーディング摂動で摂動を作り、これを気象研で通常気候研究に使っている地球システムモデルに組み込むという2段作戦で事にあたろうという思想です。さらにこれは偶然ですが、イギリス、レディング大学のチャールトン氏からSSWをキーとした予測可能性研究について世界の予報センターを束ねて国際比較チームを作る予定だが、日本チームも参加できないだろうか、という問い合わせが来たので、これは好都合ということで参加することとしたのがSNAP国際プロジェクトです。そして現在摂動計算システムは完成し、この摂動を気象研モデルで積分してそれなりのパフォーマンスが出ていることまで確認しています（Yabu *et al.* 2013）。不幸にして当該科研費は採択されませんでしたでしたが、向川さんのご提案の下、気象研究所当局のご協力を得て京大と気象研の機関共同研究として引き続き研究を続けることができるようになったのは幸いでした。

今後は、皆様のご協力も得ながら、さらにこの分野の研究成果をあげられるように頑張りたいと思っていますので、皆様からのますますのご支援を賜りたいと思っています。

また、極夜ジェット振動の他の研究への影響やその

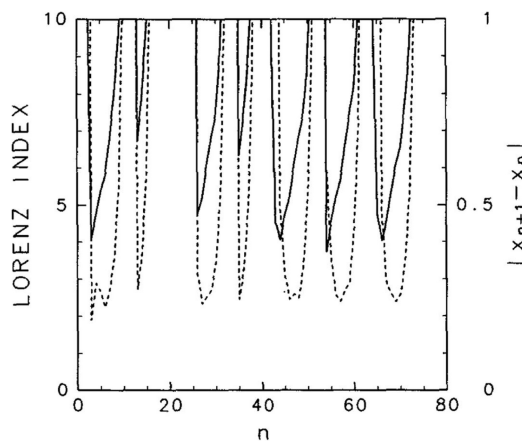
広がりは、ここに記述した以外にもさらに幅広いものがあると思われます。実際、私自身の研究分野としても、ここには書く余裕のなかった太陽活動の気候への影響の研究に対しても、PJOは非常に重要な役割を果たしております。今後とも、皆様のご協力も得ながらこの方面の研究をさらに深化させられるよう努力していきたいと思いますので、何卒ご協力のほどよろしくお願いいたします。

3. 成層圏-対流圏力学結合の予測可能性

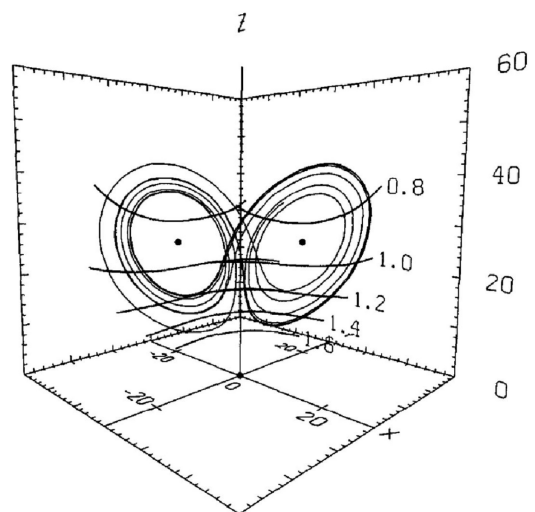
この章では、私（向川）が大気運動、特に、成層圏-対流圏力学結合系の予測可能性について、これまで行ってきた研究について紹介します。

3.1 予測可能性変動に関する研究の端緒

京都大学大学院理学研究科の修士・博士課程では、廣田 勇先生のご指導のもと、大気運動においてブロッキングなどの準定常な循環パターンが出現する力学的根拠の解明を目指して研究を始めました。その成果をとりまとめた博士論文では、中高緯度対流圏循環を模した簡単な大気力学モデルを用いて、非周期的運動で出現する準定常状態について力学系理論を用いた解析を行い、準定常状態がシステムの定常解を含む極小点近傍で生じていることを見いだしました（向川 1991）。さらに、この概念モデルは、初期誤差成長率として数学的に表現可能な予測可能性の時空間変動を説明するのに役立つと考え、1988年に大学院を修了後採用頂いた気象庁東京管区気象台技術課において、ロレンツ3元モデルにおける予測可能性変動について解析を行いました（Mukougawa *et al.* 1991）。その結果（第10図）、ロレンツモデルで出現する間歇性カオスでは、概周期的状態（第10図の点線で表現されるポアンカレ写像の時間変化が最小になる状態）になる直前に初期誤差成長率（第10図の実線）が小さくなるという特徴を見いだしました。しかも、この特徴は概周期的状態を生み出しているモデルの極小点近傍の流れの特徴から説明可能であることもわかりました。また、ロレンツアトラクター上での初期誤差成長率（ロレンツインデックス）の分布を解析し、ロレンツアトラクターを特徴付ける「二つの羽」が位相空間で分岐する z 軸近傍の領域で、ロレンツインデックスが増大するという描像も得られました（第11図）。しかもこの増大は、 z 軸近傍で解軌道が分岐することと対応づけられます。この研究以来、私は、運動を表現する



第10図 ロレンツ3元モデルにおける間歇性カオス領域でのロレンツインデックス（実線；左軸）とポアンカレ写像の変化の大きさ（点線；右軸）の時間変動。 x 軸は時間に相当する (Mukougawa *et al.* 1991). ロレンツインデックスは初期誤差成長率を表す指標。

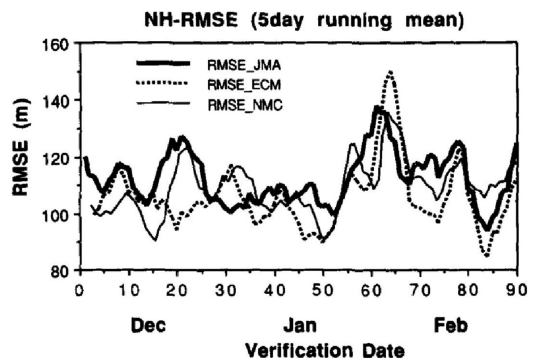


第11図 ロレンツ3元モデルにおけるロレンツアトラクター上でのロレンツインデックスの分布。値が1以上の領域で初期誤差は成長する。また、解軌道の一部を実線で示す。三つの不安定定常点の位置を黒丸で示す (Mukougawa *et al.* 1991)。

位相空間内で初期誤差成長率がどのように分布し、またその分布が解軌道のどのような特徴と関連するのかを明らかにすることが予測可能性研究の本質と考え、低次元系で使用した解析手法を用いて、現実の大気運動における予測可能性変動を解明したいと思うようになりました。

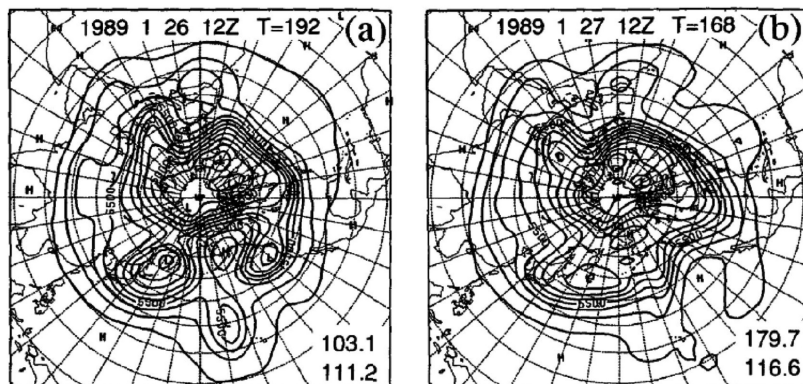
ただし、その当時は気象庁でもアンサンブル予報は実施されていなかったため、現実の大気運動における予測可能性の変動を評価すること自体が大変困難でした。しかし、私にとって大変幸いなことに、同じ興味を持たれていた木本昌秀さん（現、東京大学大気海洋研究所）が、UCLA（米国カリフォルニア大学ロサンゼルス校）から戻られて数値予報課にいらっしゃいましたので、京都大学の余田成男さんと一緒に、気象庁の現業週間予報データを用いて対流圏の予測可能性変動を解析する機会に恵まれました（木本 2005）。この週間予報も、私が気象庁に入庁したのと同じ年（1988年）の3月から始まったばかりであったというのも幸運でした。

解析の結果、北太平洋で発生したブロッキングの形成期に予報誤差が大変大きくなることがわかりました（第12図）。しかも、この時期の予報誤差の拡大は、ECMWFやNMC（現NCEP）など他の気象機関の予報データでも確認できましたので、モデルのバイア

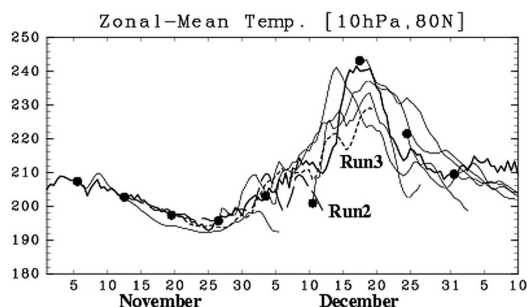


第12図 北半球（北緯20度以北）500 hPa 高度場7日予報のRMSE（二乗平均根誤差；単位はm）。太実線は気象庁、破線はECMWF、細実線はNMC（現NCEP）の予報モデルによる予測。横軸は予報日で、day 1は1988年12月1日。RMSEには5日の移動平均を施している (Kimoto *et al.* 1992)。

スではなく、大気の流れの状態に依存した初期誤差成長率の変動が原因と考えられます。実際、このブロッキング形成期に対応する予測天気図を見ると（第13図）、北太平洋で偏西風が卓越し全くブロッキングの形成を予測していないケース（第13図b）や、正しく



第13図 1989年2月3日12UTC (第12図では day 65) の500 hPa 高度場 (m) 予測値 (気象庁の予測結果). (a) 1月26日12UTCを初期時刻とする8日予測値. (b) 1月27日12UTCを初期時刻とする7日予測値. 図の右下の値は、上段が北太平洋域 (東経160度から西経110度), 下段が北半球全域で求めた RMSE の大きさ (Kimoto *et al.* 1992).



第14図 1998年11月1日から1999年1月10日までの10 hPa, 北緯80度における帯状平均温度 (K) の時間変動. 太実線は解析値, 細実線は気象庁1ヶ月予報の予測値 (コントロールラン). 黒丸はそれぞれの予報の初期値. 破線 (Run 2) は11月12日12UTC, 点線 (Run 3) は11月19日12UTCを初期時刻とする予報 (Mukougawa and Hirooka 2004).

ブロッキングを予測したケース (第13図 a) が存在しました. このように, 第11図で示された「アトラクターの分岐点」付近で予測の初期値に対する鋭敏性が極めて大きくなることを, 現実大気でも初めて確認することができました. さらに, 予報データを用いて初期誤差の拡大過程を調べることで, ブロッキングの生起メカニズムの解明も可能ではないかと考え, 解析を試みました. しかし, 一日1回しか実施されず, しかも摂動を含まないコントロールランの予測結果だけでは, 芳しい結果は得られませんでした.

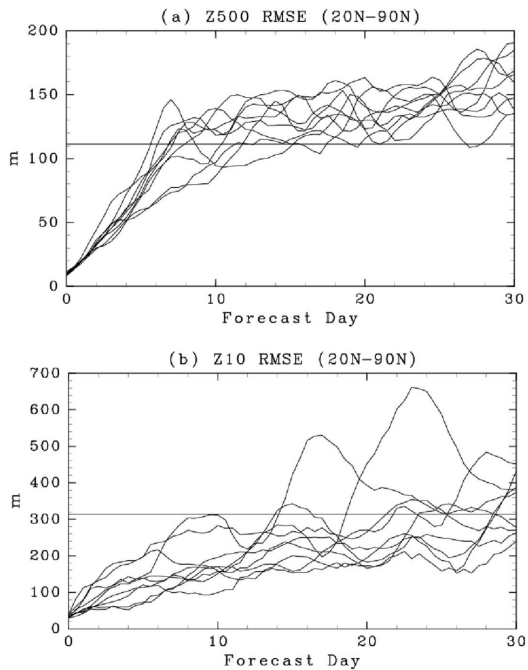
3.2 成層圏突然昇温 (SSW) の予測可能性

その後, 気象大学校を経て, 新設された北海道大学大学院地球環境科学研究科 (北大地環研) に勤務することになりました. この間, 2次元エノン写像など, さらに簡略化した力学モデルを用いて予測可能性変動に関する数学的な解析を行っていましたが, さしたる進展はありませんでした.

そんな折 (2001年頃), 京都大学廣田研究室の先輩

である九州大学の廣岡俊彦さんから, 成層圏極夜ジェットの予測可能性について調べてみないかというお誘いを頂きました. 廣岡さんは, その当時, 成層圏プラットフォーム気象環境検討委員会委員を務められており, 高度20 km 付近の成層圏で無人の飛行船を定点滞空させる成層圏プラットフォーム計画の実行可能性を調査するために, 成層圏の予報データを解析することを思いつかれ, 私に問合せ下さったようです. ところがその当時, 公開されている成層圏の予報データなど, 世界のいずれの気象現業機関にも存在しません. そのため, 廣岡さんと私は, 我々がかつて気象大学校に在籍していたときに学生であった気象庁職員の方を頼りに, 過去の予報データを提供してもらおうと気象庁に伺いました. その結果, 保存されていた1998年11月と12月の気象庁1ヶ月予報データ (ただし, 週1回のコントロールランのみ) を入手することができ, 現業気象機関が作成した成層圏予報データをおそらく世界で初めて解析することになりました (Mukougawa and Hirooka 2004).

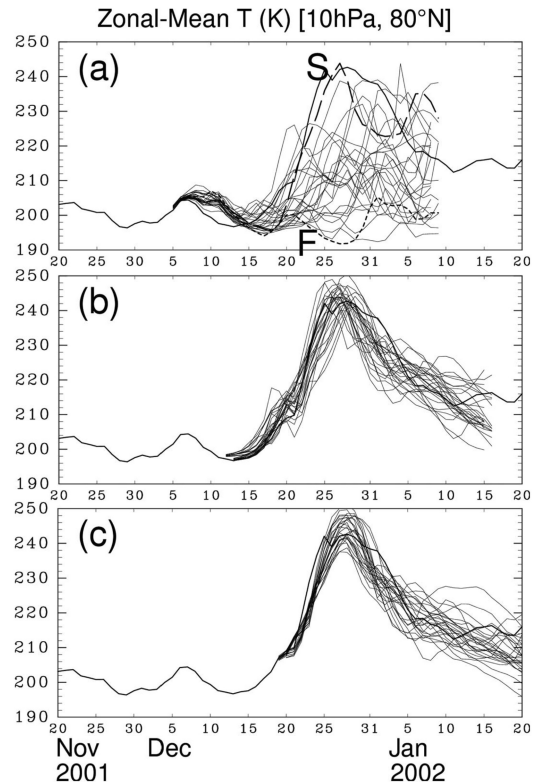
この貴重なデータを用いて, ちょうど1998年12月に発生した成層圏突然昇温 (SSW) の予測結果をプロットしてみました (第14図). すると, 3週間程度以上前からSSWに伴う極域成層圏の昇温が予測可能であることがわかりました (第14図の点線で示されたRun 3). さらに, 対流圏では予報期間が10日を超えれば飽和してしまう予報誤差の大きさ (第15図 a) も, 成層圏では30日を超えても増大する傾向 (第15図



第15図 1998年11月と12月を予報初期日とする気象庁1ヶ月予報(10回のコントロールラン)における北半球全域(北緯20度以北)での予報誤差の時間発展。(a) 500 hPa 高度場予測値のRMSE (m), (b) 10 hPa 高度場予測値のRMSE (m). 1998年11月1日から1999年1月31日の期間で評価した高度場変動の標準偏差を水平の実線で示す(Mukougawa and Hirooka 2004).

b) にあり, 成層圏循環の予測可能な期間は対流圏に比べ長いことが示されました。このことは, 成層圏では対流圏に比べ, 時空間スケールの大きな惑星規模波が卓越していることによる当然の結果とも考えられますが, 極域成層圏温度の予測値を初めてプロットしたとき, その予測精度の高さに驚きました。

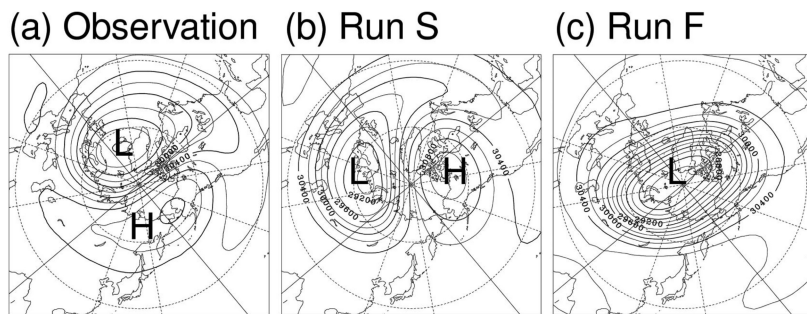
このように, 21世紀初頭から我々は成層圏循環の予測可能性に関する研究に着手し, その後いくつかの成果を出すことができましたが, これには, 次のような幸運が重なったことも大きな要因であったと思います。まず, 1989年12月から1998年12月までの約10年間全く発生していなかった大規模SSWが, 1998年12月以降, 毎年のように発生するようになりました。そのおかげで, 個々のSSWの予測結果を比較解析できるようになりました。また, 1996年から, 成層圏循環を十分表現できる数値予報モデルを用いた気象庁1ヶ月



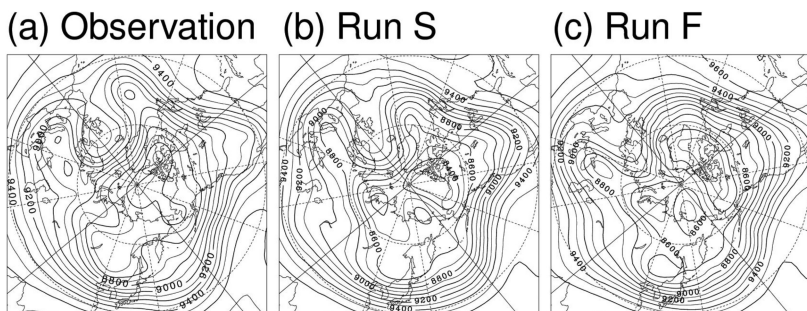
第16図 2001年11月20日から2002年1月20日までの10 hPa, 北緯80度における帯状平均温度 (K) の時間変動。太実線は解析値, 細実線は気象庁1ヶ月アンサンブル予報の予測値(全メンバー)。(a) 12月5日と6日を初期日とする予報。破線は, SSWの予測に成功したメンバーRun S, 点線は失敗したメンバーRun Fの予測値。(b) 12月12日と13日を初期日とする予報, (c) 12月19日と20日を初期日とする予報 (Mukougawa *et al.* 2005)。

アンサンブル予報が開始されたことも幸運でした。さらに, Baldwin and Dunkerton (1999) によって北半球環状モード (NAM) が成層圏から対流圏へ下方伝播することが示唆され, 対流圏の中長期予報の予測精度向上に成層圏循環の情報が役立つのではないかと期待できたことも, 研究の大きな動機付けとなりました。

さて, 第15図のような研究成果が得られたことで, 気象庁気候情報課から我々に, 気象庁1ヶ月アンサンブル予報データを引き続き提供頂けることになりました。ただし, その当時 (2001年秋), 気象庁では摂動



第17図 2001年12月27日から29日までの3日間で平均した10 hPa 高度場分布 (等値線間隔は200 m)。(a) 解析値, (b) Run S と (c) Run F の予測値 (Mukougawa *et al.* 2005)。



第18図 2001年12月12日から14日までの3日間で平均した300 hPa 高度場分布 (等値線間隔は100 m)。(a) 解析値, (b) Run S と (c) Run F の予測値 (Mukougawa *et al.* 2005)。

メンバーの予測値は保存されていなかったため、我々の要望に沿って特例的に2001/02年冬季に限り、全アンサンブルメンバーの予測値を保存・提供頂けることになりました。このデータ提供期間である、2001年12月末に波数1型の見事な大規模SSWが発生したことも、大変幸運なことでした。

2002年の春になって提供頂いた予報データを解説し、わくわくしながら、成層圏極域帯状平均温度予測値を早速プロットしてみました。すると、第16図のような大変印象的な図を得ることができました。第16図aで示されたように、12月5日と6日を初期値とする予測値では、アンサンブルメンバー間のばらつき（スプレッド）が大変大きくSSWの発生を予測することは困難です。しかし、その1週間後以降を初期値とする予測では（第16図b, c）、全メンバーがSSWの発生を見事に予測しています。このように美しいまでに、スプレッドが初期値に依存して変動する様子を目の当たりにしたのは初めてでしたので、この図がディ

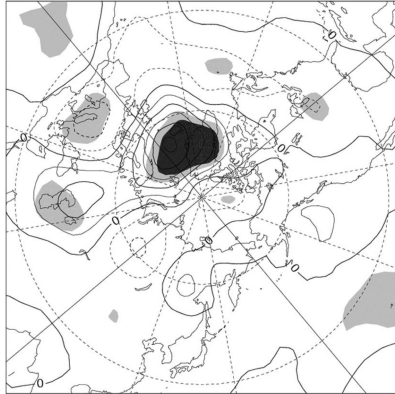
スプレイに描画された瞬間、大変驚いたことを覚えています。しかも、第16図aと第16図bの比較から、このSSWを生起した要因は、12月6日から12日の間で発生したこともわかります。Matsuno (1971)によって、SSWは対流圏から上方伝播する増幅した惑星規模波と成層圏極夜ジェットとの相互作用によって生じるという概念的な理解は得られていたましたが、どのような現象がSSWの生起要因となっているのかを、アンサンブル予報データの解析から解明できる可能性が出てきたのです。

そこで、12月5日と6日を初期値とするアンサンブル予報（第16図a）で、成層圏極域帯状平均温度を最も高く予測したメンバー（Run S）と、最も低く予

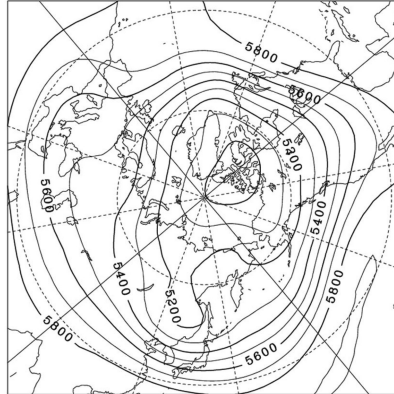
測したメンバー（Run F）との違いを詳しく調べてみることにしました。まず、第17図に、成層圏極域温度が極大となるSSWの最盛期（12月28日付近）での10 hPa 高度場予測値を示します。このSSWの予測に成功したRun S（第17図b）では、位相の違いを除き、解析値（第17図a）と同様に波数1の増幅を予測していますが、SSWの予測に失敗したRun F（第17図c）では強い極渦が存在し、波数1の増幅は全く表現されていません。この図からも、Run SとRun Fとで成層圏循環の予測は全く異なっていたことがわかります。

一方、SSWが発生するか否かの「分岐点」付近と考えられる12月13日付近における対流圏（300 hPa）高度場予測値を第18図に示します。この図から、Run S（第18図b）では、解析値（第18図a）と同様に北大西洋域に明瞭なブロッキングが存在しますが、Run F（第18図c）では、ブロッキング領域から下流側へのロスビー波束の伝播に伴ってブロッキングがかなり

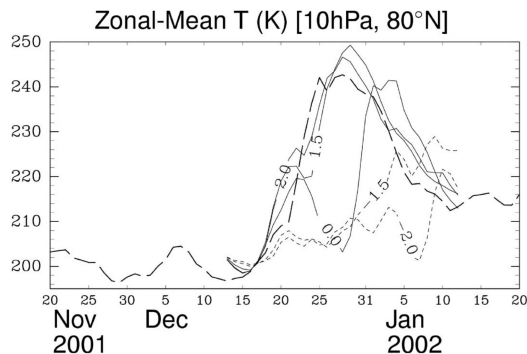
(a) Regressed Anomaly



(b) Ensemble Mean



第19図 (a) 2001年12月28日での10 hPa、北緯80度における带状平均温度予測値に対する、12月13日での500 hPa 高度場予測値（3日移動平均値）の回帰図。12月5日と6日を初期日とする気象庁1ヶ月アンサンブル予報の全メンバーを用いて解析した。等値線の間隔は20 m、相関係数の統計的有意性が90 (95) %以上の領域に淡い（濃い）陰影を施した。(b) 12月13日における500 hPa 高度場のアンサンブル平均予測値（3日移動平均）(Mukougawa *et al.* 2005)。



第20図 第16図と同じ、但し、気象研究所大気大循環モデルによる予報実験結果。初期日は2001年12月13日で、初期値は第19図bで示されたアンサンブル平均予測値に、第19図aで示された回帰場に定数 (α) を掛けたものを加えて作成した。定数 α の値をそれぞれの線の上に記した。実線（点線）は定数 α が正（負）の場合の予測結果、破線は解析値を示す (Mukougawa *et al.* 2007)。

減衰している様子がわかります。つまり、北大西洋ブロッキングの持続性がSSW 発生 の鍵となっていたことが示唆されます。

実際、全アンサンブルメンバーを用いた回帰分析の結果、12月13日頃の「分岐点」付近で、ブロッキング

に伴う北大西洋域での高気圧性偏差が大きいほど、SSW 最盛期での成層圏極域温度を高く予測する傾向となっていることがわかりました（第19図）。つまり、SSW の発生は、北大西洋域のブロッキングの持続と統計的に有意に関連していたのです。

ただし、このようにして得られた両者の関係はあくまで統計解析の結果であり、力学的な因果関係を示すためには、初期に北大西洋域でブロッキングに相当する高度場偏差を与え、その時間発展を調べる必要があります。そこで、今回、共同受賞した気象研究所の

黒田友二さんにご協力頂き、気象研究所の大気大循環モデルを用いた予報実験を行うことになりました。

この予報実験では、基本的な実験設定は気象庁1ヶ月予報モデルと同様とし、「分岐点」付近の気象庁1ヶ月アンサンブル平均予測値（第19図b）に定数倍した回帰偏差場（第19図a）を足し合わせた場を初期値として与えました。実験結果（第20図）は我々の予想通りで、ブロッキングに相当する正の高度場偏差を北大西洋域に与えた場合には、実際とよく似たSSW が発生し、逆に負の高度場偏差を与えた場合には強い極渦が持続することを確認できました。このようにして、北大西洋域で持続するブロッキングがこのSSW の生起成因であることが確かめられたのです。

また、この予報実験結果から、成層圏循環は初期に与えた対流圏高度場偏差の大きさに対し非線形的に応答することも明らかとなりました（第21図）。図の横軸は、2001年12月13日における初期偏差場の大きさを示し、正の符号は北西大西洋に高気圧性偏差が存在することを意味します。一方、縦軸は、SSW 最盛期における成層圏極域の温度を表しています。図には、予報実験結果（×印）、気象庁1ヶ月アンサンブル予報結果（○印）、解析値（●）をプロットしています。この図から、成層圏極域温度は初期偏差場の大きさに対して階段関数状に応答し、SSW を発生させる初期

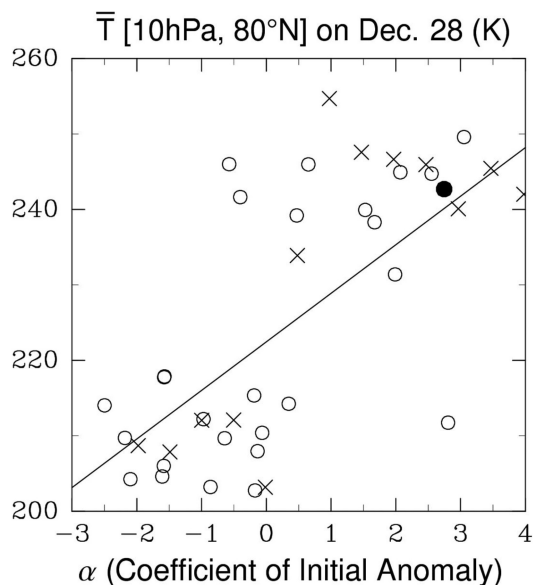
偏差場の大きさには閾値が存在することがわかります。また、SSWが生じた場合、SSW最盛期の成層圏極域の温度は、初期偏差場の大きさにほとんど依存しないことも示されました。現実の成層圏循環におけるこのような非線形的振る舞いは力学的にも大変興味深く、今後さらに解析を進めて行く必要があると考えます。

一方、SSWを発生させる初期偏差場の大きさに閾値が存在するという事実は、この予報実験でSSWの発生を容易に制御できることを意味しています。実際に、Kodera *et al.* (2011) では、同様の手法でさらに多数のメンバーからなるアンサンブル予報実験を行い、SSWが生じたメンバーと、生じないメンバーを比較解析することにより、このSSWの発生が熱対流活動に有意な影響を与えていることを示しています。

3.3 北半球環状モード (NAM) の予測可能性

気象庁気候情報課の皆様も、2001年のSSWの予測可能性に関する解析結果に興味を持って頂いたようで、それ以降の気象庁1ヶ月アンサンブル予報全メンバーの予測値も保存・提供頂けるようになりました。その結果、予報データは毎年増えていきますので、まず、SSWの予測可能性の事例による違いに着目した比較研究 (Hirooka *et al.* 2007) を行いました。また黒田さんが示された、成層圏でNAMの振幅が大きい場合に対流圏NAMの予測可能な期間が長くなる、という大気大循環モデルを用いた予報実験の解析結果に興味を持ち、蓄積されていた気象庁1ヶ月アンサンブル予報データを用いて、対流圏NAMの予測可能性について事例解析や統計解析を行いました (Mukougawa and Hirooka 2007; Mukougawa *et al.* 2009)。特に、Mukougawa *et al.* (2009) では、成層圏NAM偏差が対流圏NAMの予測精度に与える影響に着目して統計解析を行いました (第22, 23図)。

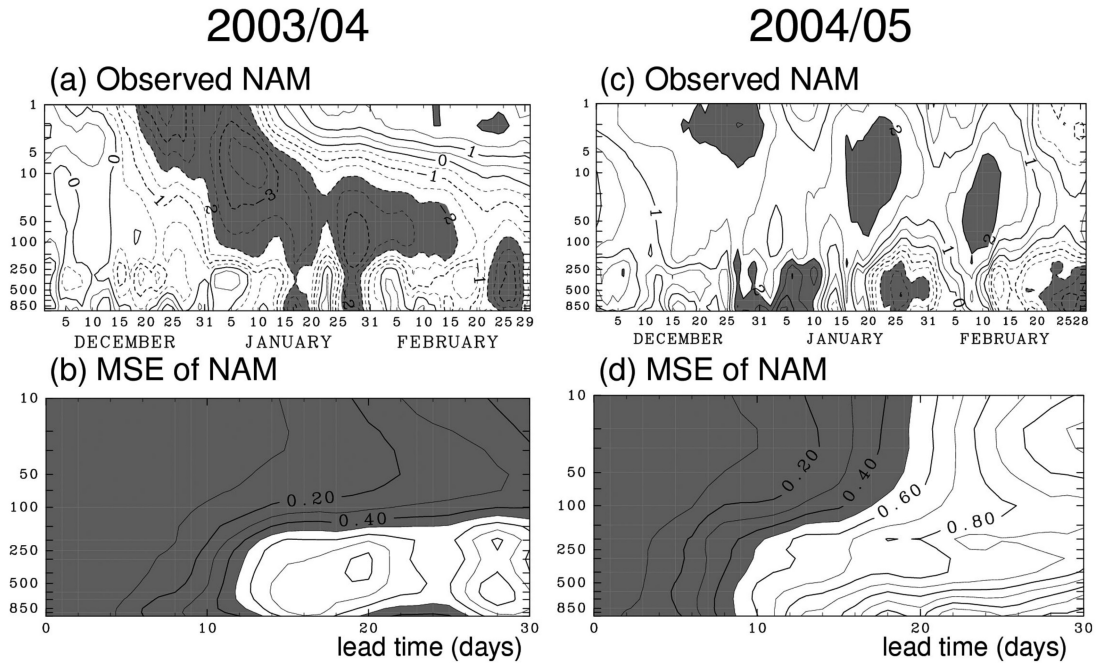
まず、第22図に、成層圏NAM偏差が負で極夜ジェットの弱い2003/04年冬季 (第22図の左列) と、成層圏NAM偏差が正で極夜ジェットの強い2004/05年冬季 (第22図右列) のそれぞれの期間で平均した、各等圧面高度でのNAM指数のアンサンブル平均二乗誤差を示します (第22図b, d)。図の横軸は予報期間 (日) です。この図から、2003/04年での予報誤差は、2004/05年に比べ、いずれの高度でも小さいことがわかります。例えば、対流圏上層 (250 hPa) でのNAM指数予報誤差を見ると、その値が気候学的変動



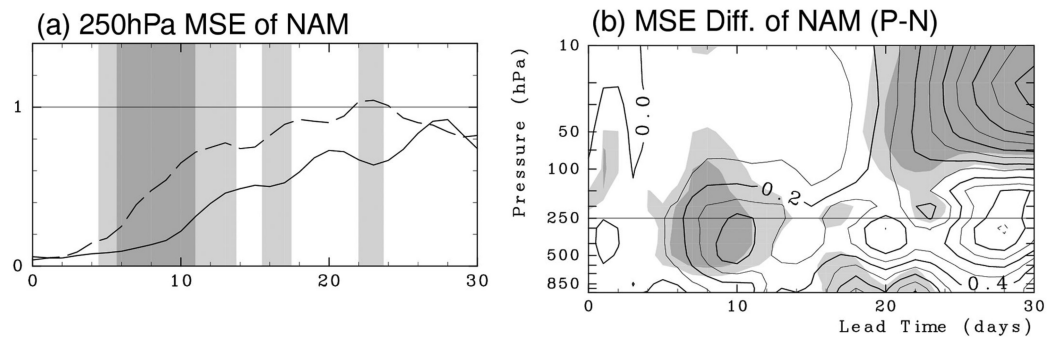
第21図 第20図の予報実験における、10 hPa、北緯80度での12月28日の帯状平均温度予測値 (K; 縦軸) と定数 α (横軸) の散布図 (×印)。白丸は12月5日と6日を初期日とする気象庁1ヶ月アンサンブル予報の初期値を用いて実施した予報実験結果、黒丸は解析値を示す。斜めの実線は、最小二乗法で求めた回帰直線 (Mukougawa *et al.* 2007)。

量の半分を上回るのは、2004/05年では10日予報以降ですが (第22図 d)、2003/04年では13日予報以降 (第22図 b) です。

そこで、この傾向の有意性を確かめるため、2001/02年から2005/06年までの全5冬季分の予報データを用いた統計解析を行いました (第23図)。30 hPa でのNAM指数が対流圏NAM指数の予測精度に最も大きな影響を与えていることがわかりましたので、全予報を、その初期日に観測された30 hPaのNAM指数によってグループ分けしました。そして、初期にNAM指数が正の大きな値であったグループpと、負の大きな値であったグループnを比較すると、5日から13日目までの予報期間でグループnの250 hPa NAM指数の予測誤差は、グループpに比べ有意に (有意水準は99.9%以上) 小さいことがわかりました (第23図 a)。また、大気下層でも、予報期間20日目付近で、グループnのNAM指数予測誤差はグループpよりも有意に小さくなります (第23図 b)。さらに、アンサンブルメンバー間の予測スプレッドの大きさ



第22図 (a, c) 2003/04年冬季と2004/05年冬季における各等圧面での NAM 指数の時間変動。指数の絶対値が 2 以上の領域に陰影を施した。(b, d) 2003/04年冬季と2004/05年冬季における, NAM 指数のアンサンブル平均予測値 (気象庁 1 ヶ月アンサンブル予測) の二乗平均誤差。横軸は予報日。各等圧面での NAM 指数変動の標準偏差で規格化し, 値が 0.5 以下の領域に陰影を施した (Mukougawa *et al.* 2009)。



第23図 (a) 予報初期日における 30 hPa の NAM 指数の値が 1 (気候学的標準偏差) 以上 (−1 以下) であった予報グループ p (予報グループ n) で平均した, 250 hPa NAM 指数のアンサンブル平均予測値の二乗平均誤差の時間発展。破線 (実線) はグループ p (グループ n), 横軸は予報日を示す。(b) 各等圧面におけるアンサンブル平均 NAM 指数予測値の二乗平均誤差について求めた, 予報グループ p と n の差 (グループ p からグループ n を引いた値; 等値線の間隔は 0.1)。差の統計的有意性が 99.9 (99) % 以上の領域に濃い (薄い) 陰影を施した (Mukougawa *et al.* 2009)。

や, 観測された NAM 指数の変動量についても, 両グループで同様の傾向となることがわかりました。このことから, 成層圏で正の NAM 偏差 (西風偏差) が存在する場合, 対流圏の NAM 変動が大きくなり,

その予測誤差も大きくなったと考えられます。また, 惑星規模波の伝播特性が変化することにより, 成層圏 NAM 偏差が対流圏 NAM 変動に影響を与えていることが示唆されました。

最近、気象庁気候情報課の前田修平さんより、上記の解析結果は、1979年以降で3月として過去最大のNAM 負偏差を観測した2013年3月の1ヶ月平均北半球海面気圧の予報精度が2001年以降で最高となった事実と整合的であることを教えて頂きました。さらに、それに次ぐ高成績を示した過去の予報事例でも、強い負のNAM 偏差が卓越していたとのこと。このように、我々の研究成果が、実際の予報現場でも生かされていることを伺い、大変嬉しく思いました。また、このように気候情報課と情報のやりとりができるようになったのは、前田さんや木本さんが中心となって2007年に設立された気象庁「異常気象分析検討会」という枠組みのおかげだと感謝しております。この検討会で行われる、直近の異常気象の発生要因に関する気候情報課の皆さんや研究者の皆さんとの意見交換は、予測可能性研究を推進するための大変貴重なヒントにもなっています。

3.4 予測可能性研究の最終目標

3.1節で述べましたように、私が考える予測可能性研究の最終目標は、現実の大気運動を表現する位相空間内で大気運動の予測可能性がどのように変動し、またその変動が解軌道のどのような特徴と関連するのかを明らかにすることです。また、予測可能性は、予報結果から算出される予報誤差ではなく、予報モデルに内在するバイアスの影響が小さいと考えられる初期誤差成長率で見積もるべきだと考えます。

しかし、そのためにはまず、無限次元の位相空間に埋め込まれている大気運動を、できるだけ低次元空間で表現する必要があります。また、低次元空間で表現されない大気運動成分の非線形効果も加味して取り込む必要があります。このように考えると、途方もなく困難な研究課題のように思え、このアイデアを実現する見込みのありそうな手法を用いて、実際に解析を試みることに躊躇^{ちゅうちよ}していました。

ところが、最近になって（2011年春）、私が北大地環研在籍中に、大学院生であった稲津 将さん（現、北海道大学大学院理学研究院准教授）から、私が思い描いていたような予測可能性に関する研究と一緒にしませんか、というお誘いを突然頂きました。彼は、大学院生時代には、偏西風ジェットやストームトラックに関する研究（Inatsu *et al.* 2000など）を行っていましたが、予測可能性には全く興味を示していない様子でした（本当は、興味を持っていたそうです）ので、

このお誘いを頂いたとき、大変びっくりするとともに、大変嬉しく思いました。彼は、その後すぐに、持ち前の素晴らしいバイタリティーで、彼自身のアイデアに基づいて、確率微分方程式という枠組みを用いた対流圏循環での初期誤差成長率の変動に関する解析結果をまとめあげました（Inatsu *et al.* 2013）。最終目標に至る研究手順も明確ではなかったのですが、彼のように実行力のある強力な共同研究者を得たことは大変心強く思いました。まだまだ、最終目標にはほど遠い状況かもしれませんが、今後も少しずつ目標に近づけるように、彼らと一緒に予測可能性に関する研究を進めていきたいと思います。

謝 辞

私（黒田）の受賞対象になった「極夜ジェット振動(PJO)」に関する研究は当時気象研の同僚であった小寺さんに誘われて始めた研究です。実は小寺さんとはPJOだけでなく、私のもう一つの重要な研究テーマである太陽活動の気候に及ぼす影響という部分でも共同研究を行い、その後の私の研究について非常に重要な部分を占めております。長きにわたり共同研究を行い、沢山のことを学ばせて頂いた小寺さんにまずは感謝したいと思います。次に山崎さんには当時完全な気象学の素人であった私を気象研に呼んで下さり、初心者の方に気象のことデータの扱い方等基本的なことから色々教えて頂き、また今に至るまで共同研究等でおつきあいさせて頂きまた議論して頂いていることに感謝いたします。また、柴田清孝さん、千葉 長さん、吉村裕正さん、出牛 真さんは私の研究室または関係研究室のご先輩またはご同僚の方々ですが、彼らはいずれも数値モデルに熟達したプロフェッショナルな方々であり、モデルに疎い私にモデルの使い方等を教えて下さり、またモデルを使った研究を可能にして下さったことに深く感謝したいと思います。さらに、最近始めた予測可能性の研究は元々は向川さん、廣岡さんからの協力依頼と彼らとの科研費での共同研究、防災研究所共同研究への参加が発端となっています。彼らは私が気象大学校に勤務していた時からの同僚かつ友人でもあります。彼らの日頃のご厚情にも感謝したいと思います。また、私の職場である気象研究所気候研究部の同僚の皆様には、データやプログラム等さまざまな情報の整備やご提供等につき、また日頃のご厚情につき厚く感謝いたします。最後に、今まで私を支えてくれた富山の両親と家族にも感謝をささげたいと

思います。皆さん、どうもありがとうございました。
(黒田友二)

受賞の対象となった大気運動の予測可能性の研究に興味を持つようになったのは、私(向川)が大学院生として在籍した京都大学大学院理学研究科気象学研究室の指導教官である廣田 勇先生と、先輩の余田成男さんのお導きによるものと、心より感謝しております。

魅力的な気象力学の世界に導いて頂いた廣田先生には、自分で咀嚼して理解する重要性和楽しさを教えて頂きました。また、大学院卒業後も折に触れてご指導頂き、辛抱強く叱咤激励頂いたことが、今回の受賞に繋がったと思います。心より感謝申し上げます。ありがとうございます。

余田さんから、常日頃より、研究に関する貴重なアドバイスを頂いております。また、主催された成層圏に関する様々な研究プロジェクトに参画させて頂いたことにも感謝申し上げます。

また、気象庁気候情報課から未公開の1ヶ月アンサンブル予報データを提供頂けなかったら、本研究は実現できませんでした。快くデータを提供頂いた気候情報課の皆様にも感謝致します。

さらに、成層圏循環に関する研究成果は、廣岡さんと黒田さんとの共同研究の賜です。お二人には、学会などでご一緒することが多く、楽しく色々と議論する中から研究に関する重要なヒントも得ることができました。これからも、お二人と成層圏循環の予測可能性変動に関する共同研究を進めていきたいと思ひます。

これまで述べましたように、今回の受賞は、多くの優れた研究者に巡り会えたことや、多くの幸運が重なった賜だと思います。ひとりひとりお名前を挙げる余裕はございませんが、研究室のスタッフや学生の皆さんはじめ多くの方々にも大変お世話になりました。心より感謝申し上げます。

本研究が一つの契機となり、木本さんや余田さんのご尽力により、気象庁データを利用した気象に関する研究を推進する気象庁と日本気象学会との包括的な共同研究契約である「気象研究コンソーシアム」が2007年に締結されたことは、大変喜ばしいことと思ひます。この枠組みによって、予報データという新しいデータを活用することにより、皆様と一緒に、気象学に新たな進展をもたらしていきたいと思ひます。ありがとうございます。

なお、廣田 勇先生ならびに稲津 将博士より、本

原稿第3章に関し貴重なコメントを頂きました。ここに記して深く感謝の意を表します。また、本原稿の全てについて丁寧に査読頂いたレビューワーと、天気編集委員の榎本 剛博士にも、心より御礼申し上げます。
(向川 均)

参 考 文 献

- Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 1999: Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 30937-30946.
- Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581-584.
- Boville, B. A., 1984: The influence of the polar night jet on the tropospheric circulation in a GCM. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1132-1142.
- Haynes, P. H. and T. G. Shepherd, 1989: The importance of surface pressure changes in the response of the atmosphere to zonally-symmetric thermal and mechanical forcing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**, 1181-1208.
- 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.
- Hitchcock, P., T. G. Shepherd and G. L. Manney, 2013: Statistical characterization of Arctic polar-night jet oscillation events. *J. Climate*, **26**, 2096-2116.
- Inatsu, M., H. Mukougawa and S.-P. Xie, 2000: Formation of subtropical westerly jet core in an idealized GCM without mountains. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 529-532.
- Inatsu, M., N. Nakano and H. Mukougawa, 2013: Dynamics and practical predictability of extratropical wintertime low-frequency variability in a low-dimensional system. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 939-952.
- 木本昌秀, 2005: 異常気象の謎を追って—2004年度日本気象学会賞受賞記念講演—. *天気*, **52**, 439-448.
- 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.
- Kodera, K., 1995: On the origin and nature of the interannual variability of the winter stratospheric circulation in the northern hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **100**, 14077-14087.
- 小寺邦彦, 1997: 太陽活動と中層大気の力学過程とその関

- 係に関する研究—1996年度日本気象学会賞受賞記念講演一. 天気, **44**, 307-316.
- Kodera, K., K. Yamazaki, M. Chiba and K. Shibata, 1990: Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1263-1266.
- Kodera, K., Y. Kuroda and S. Pawson, 2000: Stratospheric sudden warmings and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies. *J. Geophys. Res.*, **105**, 12351-12359.
- Kodera, K., H. Mukougawa and Y. Kuroda, 2011: A general circulation model study of the impact of a stratospheric sudden warming event on tropical convection. *SOLA*, **7**, 197-200.
- Kohma, M., S. Nishizawa and S. Yoden, 2010: Classification of polar-night jet oscillations and their relationship to fast and slow variations in a global mechanistic circulation model of the stratosphere and troposphere. *J. Climate*, **23**, 6438-6444.
- Kuroda, Y., 1998: An effective SVD calculation method for climate analysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 649-655.
- Kuroda, Y., 2002: Relationship between the Polar-night jet oscillation and the Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL013933.
- Kuroda, Y., 2008: Role of the stratosphere on the predictability of medium-range weather forecast: A case study of winter 2003-2004. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, doi:10.1029/2008GL034902.
- Kuroda, Y., 2010: High initial-time sensitivity of medium-range forecasting observed for a stratospheric sudden warming. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, doi:10.1029/2010GL044119.
- Kuroda, Y. and K. Kodera, 1998: Interannual variability in the troposphere and stratosphere of the southern hemisphere winter. *J. Geophys. Res.*, **103**, 13787-13799.
- Kuroda, Y. and K. Kodera, 1999: Role of planetary waves in the stratosphere-troposphere coupled variability in the northern hemisphere winter. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2375-2378.
- Kuroda, Y. and K. Kodera, 2001: Variability of the polar night jet in the northern and southern hemispheres. *J. Geophys. Res.*, **106**, 20703-20713.
- Kuroda, Y. and K. Kodera, 2004: Role of the Polar-night Jet Oscillation on the formation of the Arctic Oscillation in the Northern Hemisphere winter. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JD004123.
- Kuroda, Y. and K. Kodera, 2007: Correction to “Role of the Polar-night Jet Oscillation on the formation of the Arctic Oscillation in the Northern Hemisphere winter”. *J. Geophys. Res.*, **112**, doi:10.1029/2007JD008571.
- Kuroda, Y. and H. Mukougawa, 2011: Role of medium-scale waves on the Southern Annular Mode. *J. Geophys. Res.*, **116**, doi:10.1029/2011JD016293.
- Kuroda, Y. and H. Mukougawa, 2013: Role of atmospheric waves in the formation and maintenance of the Northern Annular Mode. *J. Geophys. Res.*, **118**, doi:10.1002/jgrd.50709.
- Matsuno, T., 1971: A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1479-1494.
- 向川 均, 1991: 大気大規模運動における準定常状態—平成2年度山本・正野論文賞受賞記念講演一. 天気, **38**, 185-194.
- 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. and T. Hirooka, 2007: Predictability of the downward migration of the Northern Annular Mode: A case study for January 2003. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 861-870.
- Mukougawa, H., M. Kimoto and S. Yoden, 1991: A relationship between local error growth and quasi-stationary states: Case study in the Lorenz system. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1231-1237.
- 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**, doi:10.1029/2005GL022909.
- Mukougawa, H., T. Hirooka, T. Ichimaru and Y. Kuroda, 2007: Hindcast AGCM experiments on the predictability of stratospheric sudden warming. *Non-linear Dynamics in Geosciences*, A. A. Tsonis and J. B. Elsner (Eds.), Springer-Verlag, 221-233.
- 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**, doi:10.1029/2008GL037127.
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217-229.
- Yabu, S., R. Mizuta, H. Yoshimura, Y. Kuroda and H. Mukougawa, 2013: Meteorological Research Institute Ensemble Prediction System (MRI-EPS) for climate research —outline and its application—. *Tech. Rep. Meteor. Res. Inst.*, submitted.
- 山崎孝治, 小寺邦彦, 1992: 12年のデータに基づく成層圏循環の年々変動. 第6回大気圏シンポジウム・講演集, 宇宙科学研究所, 114-120.

Variability and Predictability of Stratosphere-Troposphere Coupling System

Yuhji KURODA* and Hitoshi MUKOUGAWA**

* *Meteorological Research Institute, Nagamine, Tsukuba 305-0052, Japan.*

E-mail : kuroda@mri-jma.go.jp

** (Corresponding author) *Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji 611-0011, Japan.*

E-mail : mukou@dpac.dpri.kyoto-u.ac.jp

(Received 20 August 2013; Accepted 4 October 2013)
