



地球温暖化

—いま何が起きているか—

# 日本の気候と 極域循環

田 中 博

Climate in Japan and the Atmospheric  
Circulation in the Arctic

Hiroshi L. Tanaka

たなか ひろし：筑波大学計算科学研究センター

日本の気候を左右する北の要因として北極振動がある。これは、極域とその周辺の地上気圧の南北振動のことであり、南のエルニーニョと並んで近年特に注目されるようになった。この現象は、地球大気の力学的な固有振動が、総観規模擾乱との相互作用により、準共鳴的に励起してくるものであることが明らかになりつつある。

## 1. ハドレー循環とロスビー循環

太陽放射による加熱と地球放射による冷却の結果、赤道付近では高温、高緯度では低温となる。この南北の温度差は、大規模な鉛直対流（熱対流）を駆動する。高層観測がはじまる以前の18世紀に、ハドレーにより予言された大気大循環の基本概念は、赤道付近で上昇、高緯度で下降というもので、大気大循環研究の幕開けであった。

その後、ハドレーの概念は間接循環の存在を予測したフェレルに引き継がれ、極循環と併せて地球上にはハドレー循環、フェレル循環、極循環の3細胞が東西に一樣な軸対称循環として存在する、という大気大循環の概念が確立した。この認識は20世紀初頭までの大気大循環論のパラダイムを構築した（図1）。

しかし、20世紀になると、熱機関としての大気大循環は、ハドレーやフェレルが描いたような東西一樣な鉛直対流で表現しつくされるものではなく、東西に非一樣な温帯低気圧の渦が、南北の熱輸送や運動量輸送において本質的に重要な役割を演じている、との解釈がスウェーデンの気象学者ロスビーにより提唱された。ロスビーの登場により、それまでの軸対称なハドレー循環というパラダイムは終焉を告げ、東西に非一樣な中緯度の渦が大気大循環の本質を担っている、との新しいパラダイムが取って代わるようになった。この新しい大気大循環の概念をハドレー循環に対してロスビー循環と呼んでいる。

## 2. 極地循環

地球規模で循環する組織だった大気の流れを大気大循環という。赤道付近の貿易風、ハドレー循環、

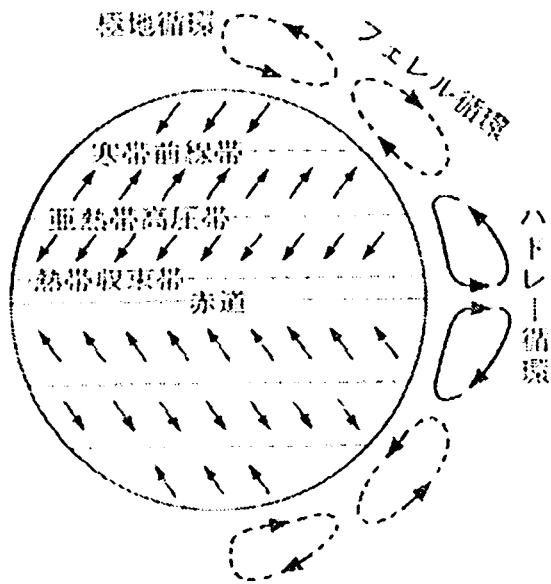


図1 大気大循環の概念図。

モンスーン循環、ウォーカー循環、そして中高緯度の偏西風ジェット気流や温帯低気圧などは、それぞれが大気大循環の重要な構成要素である。図1では、フェレル循環のさらに北側に、北極付近で下降し、北緯60度付近で上昇する高緯度の極循環が見られる。これはハドレー循環と同様の直接循環で、軸対症的に（ドーナツ状に）最も温度の低い寒気が北極圏で下降し、その周辺の周極域で上昇流となり、北極前線帯を形成している。地球の自転の影響で、大気下層には極偏東風領域が見られる。

具体的な例として、話を南極に移すと、南極大陸の地表面では、強烈な放射冷却により冷却された一級の寒気が、南極大陸の斜面を駆け下りるカタバ風という局地風が観測される。温度がマイナス50°C程度に下がった寒気が、時に20m/sの猛烈的なスピードでふき続けることがある。この南極カタバ風を補償するように南極点上空には恒常的な下降流が存在し、カタバ風は南緯60度付近で南極前線帯を形成し上昇流となり、上空で循環が閉じて極循環を形成する。このような極循環が南北両極に存在する。

北極圏の大部分は北極海で覆われ、南極大陸の

ような大陸はない。そのため、南極カタバ風のような強烈な下降流は見られないが、一日中太陽の昇らない極夜において、放射冷却により冷やされた空気塊は下降流となって成層圏から降りてくる。この下降流による断熱圧縮が放射冷却とバランスするような循環が北極圏の大気循環を支配している。これが極地循環である。大気下層ではこの下降流が発散し周極域に広がるが、この風系をもたらす地上高気圧としてポーフォート高気圧が北極海上に形成される。

### 3. 亜熱帯ジェットとポーラージェット

次に、風の東西風速成分の鉛直子午面分布図についての述べる。中緯度の対流圏界面付近には特徴的な西風のピークが南北両半球に見られる。これが亜熱帯ジェットと呼ばれる偏西風の強風軸である。冬半球では緯度30度付近に30m/sの強風軸がみられ、夏半球では緯度45度付近に15m/sの相対的に弱い強風軸が見られる。ちょうどこの亜熱帯ジェット軸はハドレー循環の両端と一致しており、そのため対流圏界面が不連続になっている。ハドレー循環により角運動量を保存しながら高緯度に向かう気流は、北緯30度付近では100m/s以上の強い西風になることから、亜熱帯ジェットの成因としてハドレー循環が関係していることが推測される。また、亜熱帯高圧帯で下降した空気が、地表付近で北東貿易風として赤道に戻る際には、逆に東風が加速される。そのため赤道付近に偏東風が存在することも、角運動量の保存則から説明できる。地表付近での偏西風と偏東風の境目は、冬半球で25度、夏半球では35度付近に見られる。極周辺の高緯度にも偏東風領域が見られる。これは極循環による下降流が、地表付近で発散する際の角運動量保存則から推論することができる。

対流圏の東西風の分布は、赤道をはさんで南北でほぼ対称的になっているが、成層圏から中間圏の東西風の分布は、冬半球で偏西風、夏半球で偏東風となり、赤道をはさんで非対称的である。冬半球では緯度とともに気温が低下することから、

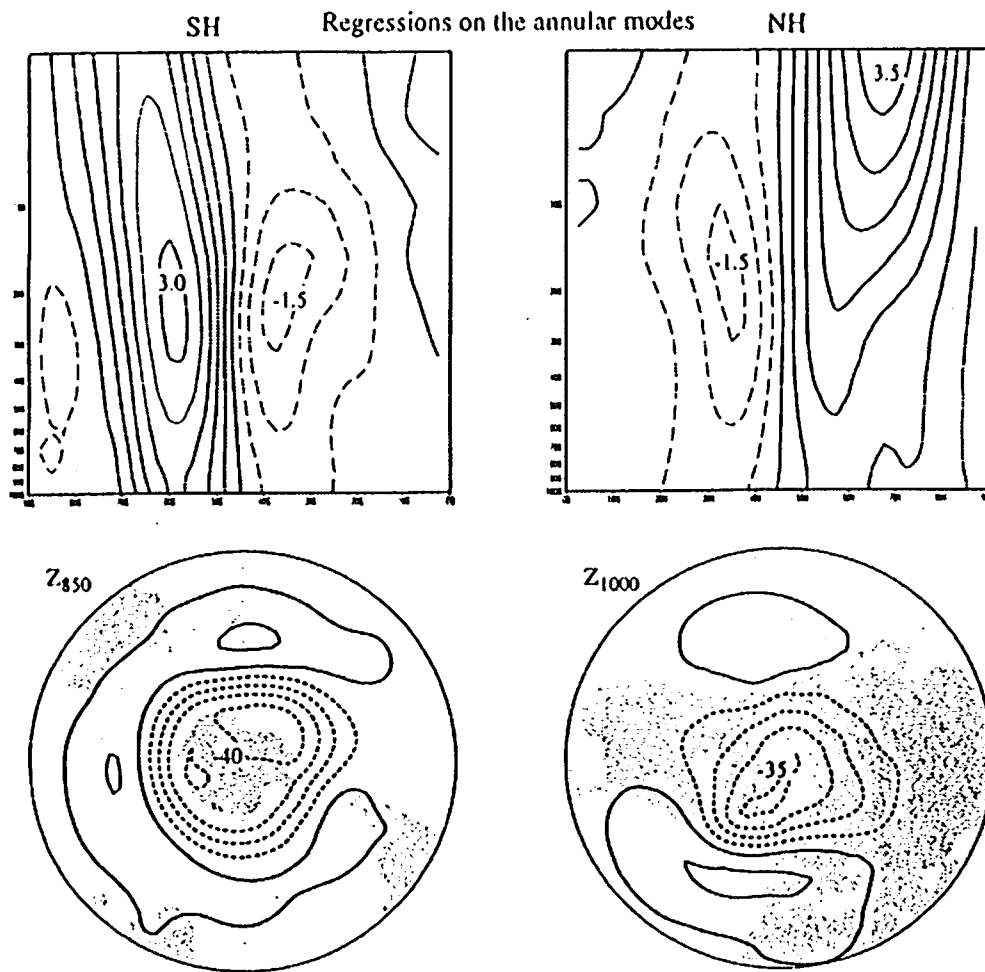


図2 北極振動と南極振動に伴う地上気圧と東西風偏差.

後述の温度風関係式という力学的な束縛により高度とともに西風が強まり、中間圏には80m/sを超える西風ジェットができる。これは極夜ジェットと呼ばれるもので、冬至の頃に、太陽の日のあたらぬ極夜をぐるりと取り巻くように吹くことからこのように名づけられている。日のあたる地域と日のあたらぬ極夜との間で気温が南北に急変するため、温度風により極夜ジェットが形成される。一方、夏半球では60m/sの偏東風ジェットが緯度50度付近の中間圏にみられる。夏半球では高緯度になるほど気温が高くなるので、温度風により高度とともに東風が強くなる。ただし、この偏東風ジェットは冬半球の偏西風ジェットほど強いものではない。

以上、大気大循環における偏西風ジェットと偏東風ジェットの大まかな概観を述べたが、中高緯

度で重要とされる寒帯前線ジェットや北極前線ジェットなどが、北半球の気候値では見られない。しかし、同様の図を、10日平均程度の平均についてみると、北緯30度付近の圏界面付近に35m/sの亜熱帯ジェットが見られる一方で、成層圏の極夜ジェットから下方の対流圏に伸びるひとつながりの強風軸を、北緯60度付近に見ることができる。これが寒帯前線ジェット（ポーラージェットとも言う）で、圏界面付近における風速分布を見ると、30度と60度に2本のジェット軸があり、ダブルジェット構造が見られる。これらの亜熱帯ジェット、寒帯前線ジェット、極夜ジェットはみな偏西風ジェット軸を形成するが、それぞれの成因は異なるものであることが議論される。

#### 4. 北極振動

北極振動とは、ワシントン大学のトンプソン等により1998年提唱された現象で、北緯約60度を挟んで南北に海面更正気圧場が逆相関を持つというものである(図2)。北極振動指数が正の時には、北極域で低圧偏差、中緯度で高圧偏差が生じる。この時の気温偏差の分布を見ると、グリーンランド付近が低温域、シベリアからヨーロッパにかけてカナダ北西部に高温域が見られる。日本はシベリアに中心を持つ大きな高温域の西部に含まれている。

北極振動は南半球で解析される環状パターンと力学的には類似したものと考えられる。南半球環状パターンは高緯度が負偏差の時に中緯度でリング状に正偏差がみられるのに対して、北極振動はユーラシアとアメリカ大陸上で正偏差のリングが途切れ、太平洋と大西洋の2カ所に正偏差の中心が形成されているという違いがある。北半球でも、北極振動のことを北半球環状パターンと呼ぶ場合もある。

南半球では、中緯度の傾圧波動が形成するストームトラック(高低気圧の通り道)がほぼリング状に存在するため、リング状の環状パターンが形成されると考えられるが、北半球では海陸分布や大規模山岳の影響でそれが変形され、大西洋側に偏って生じる。そのため、北極振動(AO)は北大西洋振動(NAO)と同義である、と考える立場がある。北大西洋振動とは、アイスランド低気圧とアソレス高気圧直下の2地点の気圧の逆相関で特徴づけられるローカルなテレコネクション、として定義される。ここで、テレコネクションとは、地球上の異なる2地点で、地上気圧が互いに有意に相関しあう現象であり、外部強制等により励起された準定常ロスビー波が特定の方向に伝播することにより生じる現象である。

それに対し、北極振動は北半球の海面更正気圧を、統計的な経験直交関数に展開した場合の第一主成分として定義され、北極海の作用中心とは逆符号の作用中心が太平洋と大西洋の2カ所に見ら

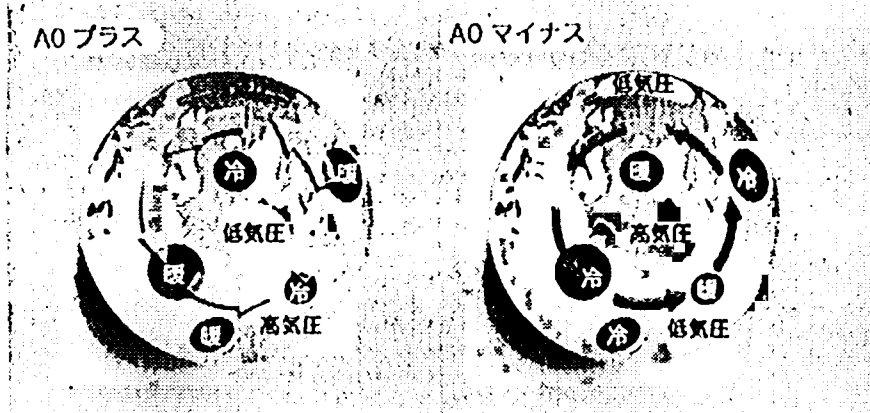
れるのが特徴的である。つまり、海面更正気圧の変動の振幅が最も大きい卓越的なパターンとして統計的に抽出されるものが北極振動である。太平洋と北極海でも気圧場が逆相関となるので、これを北太平洋振動と呼ぶと、北極振動は北太平洋振動と北大西洋振動の両方を統合したグローバルなパターンである。しかし、北太平洋と北大西洋の海面更正気圧に有意な相関が見られないことから、北極振動をテレコネクションのひとつとすることはできない。そのため、未だに力学的に十分に理解されているわけではない。

いずれにせよ、北極振動はその順圧的な構造から、上空の寒帯ジェットが地衡風関係式により強まったり弱まったりすることと力学的に同値である。ストームトラックにおける総規模擾乱を介した波と平均流の相互作用によって、北極振動や南半球環状パターンの時間的変動を解釈する研究が多い。

北極振動は古典的な東西指数とほぼ同義であり、古くはエクスナーやウォーカー等により1920年代前後にさかのぼって同様の現象の報告を見いだすことが出来る。1925年にエクスナーにより発表された北極点とその周辺との地上気圧の一点相関の分布図によると、北極圏の相関は正であるが、北緯40度から60度付近で相関はゼロとなり、それより南で相関は負になっている。つまり、北極圏と中緯度の地上気圧には負の相関がある。特にヨーロッパから地中海にかけて-0.6を越える有意な相関が示されており、これが後の北大西洋振動というテレコネクションとして認識されるようになる。エルニーニョと関係して調べられた、タヒチとダーウィンの間の地上気圧の有意な逆相関は、南方振動と呼ばれて有名であるが、これに対抗して北極圏を中心にみられるこのような逆相関を、当時は北方振動と呼んだそうである。

1950年代になると、中緯度と高緯度の間の気圧場の逆相関は東西指数と呼ばれるようになった。中緯度として北緯35度、高緯度として北緯55度の東西平均500hPa等圧面高度の差が東西指数の定義として用いられた。地衡風関係式に従うと、

図3 北極振動と日本の異常気象。



この東西指数は北緯45度付近の偏西風ジェット気流の強弱を示す指標と力学的に同値である。太陽放射の南北差により中緯度で傾圧性が高まると、温度風関係式により偏西風ジェットは強められる(高指数)。この傾圧性を解消するために傾圧不安定波が励起して、やがて高低気圧波動へと発達する(低指数)。南北の混合により温度傾度が解消されると、擾乱が持っていた運動量が東西平均流に変換され、寒帯前線ジェットが強化される。これで、ふたたび南北の温度傾度が増大する(高指数)。

このように、東西指数は偏西風ジェットの強さそのものの指標であり、高指数と低指数のサイクルが4から6週間の周期で繰り返される、としたのが東西指数サイクルと言われる概念で、当時の長期予報の中心的な予報対象とされていた。残念ながら、この周期性は統計的に有意なものとは見なされず、その後はあまり注目されることはなかった。

古典的な東西指数が北緯45度付近の偏西風ジェットの強弱に注目し、亜熱帯ジェットと寒帯前線ジェットを合わせた偏西風ジェットの強弱を見ていたのに対し、北極振動指数は明らかに寒帯前線ジェットと極夜ジェットを合わせた偏西風ジェットの強弱に注目しているという点で、両者は異なっている。北極振動指数は寒帯前線ジェットの強弱の指標であり、亜熱帯ジェットの強弱とは逆相関を示す(図2)。また、偏西風ジェットの

偏差の鉛直構造は対流圏下層、上層、成層圏でほぼ一貫しており、順圧的な構造を示していることが明らかである。

北極振動指数と世界の異常気象との関係を見ると、北極振動指数が正の時には、ヨーロッパでは偏西風の強化により温和で雨が多くなり、日本付近では温和な天候が続く。逆に北極振動指数が負の時には、気圧場や気温場の正負の符号が反転し、極域で高圧偏差、中緯度で低圧偏差が生じ、ヨーロッパでは晴天が続き、寒気の流入で寒冷化すると同時に日本付近も寒冷化する傾向にある(図3)。日本という北半球の1地点の天候が、このように北半球規模の異常気象とリンクして発生するという点が、北極振動という現象の特徴である。

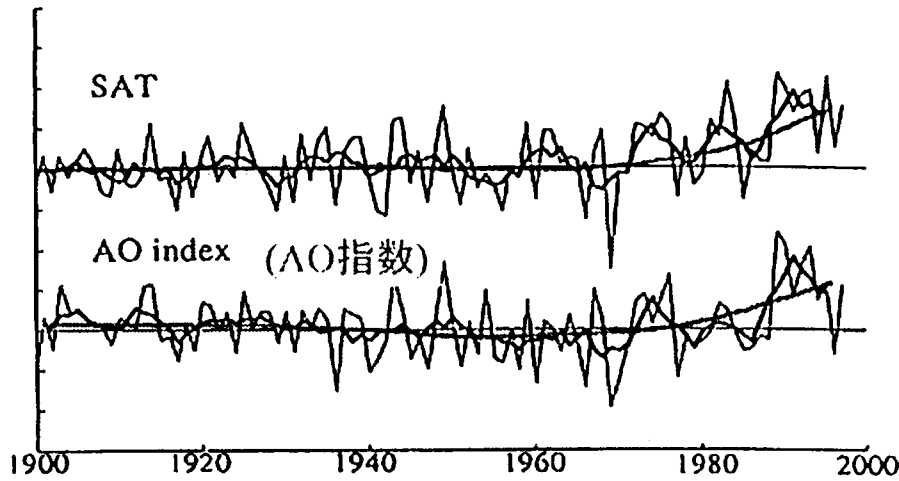
### 5. 北極振動指数

北極振動指数の長期的傾向を見ると、第一に1960年代以降の正のトレンドが顕著である。また、このトレンドに重なって10年スケールでの大きな振幅も見られる(図4)。指数の値は年平均値である。

1950年以前の指数の信頼性には疑わしい部分もあるが、10年スケールの変動に注目すると、その値は1976年までは正に推移し、1976/1977年に正から負へ大きく変化する、という特徴が見られる。その後、1988/1989年までは負の値を推移し、この冬に大きく正へと変化している。これら2つ

(Thompson and Wallace 1998)

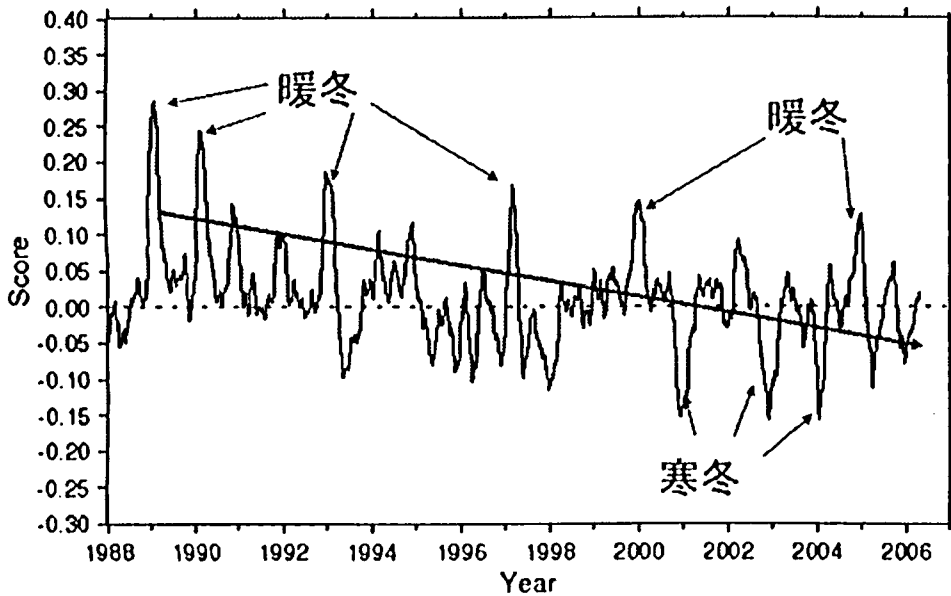
図4 温暖化と北極振動指数.



### Arctic Oscillation Index (90-day mean)

Barotropic Component of the Atmosphere

図5 近年の北極振動指数と日本の異常気象.



の急変は、気候シフトと呼ばれるもので、アリューシャン低気圧の強度や北極海の家氷密度など、多方面の分野で共通して検出される不連続現象である。興味深いことに、これ等の気候シフトが発生した瞬間には、巨大なブロッキング高気圧が長期間発生し、世界各地に特筆すべき異常気象

がもたらされている。

1990年代以降は正の値を示すが、その後徐々に負の値へと推移している。このような北極振動指数の特徴を、北半球の地上平均気温の年々変動と比較すると、地球温暖化トレンドと10年スケールの変動の双方において、非常によく対応している

ことが分かる。近年の地球温暖化はシベリア周辺で最も顕著であり、カナダ北部でも昇温が著しい一方で、グリーンランド周辺の気温は低下するという特徴的な分布が見られる。これを図3の北極振動に伴う温度パターンと比較すると、極めてよい対応が見られる。両者の相関係数を求めると、近年の地球温暖化の約4割が北極振動の変動として説明できるという結果になる。このことから、北極振動は地球温暖化研究において、重要な研究課題として注目されるようになった。

さらに、近年の北極振動指数を季節平均値(90日移動平均)で調べると(図5)、1988/1989年の気候シフトの際には、冬季において北極振動指数は過去最高の正の値となり、寒帯前線ジェットが極端に強まったことが伺える。このように大きな正の北極振動指数は1989、1990、1993、1995、2000、2002、2003年の冬季において発生し、これ等の年はいずれも日本に暖冬をもたらしている。特に、2002年の暖冬は桜の異常開花をもたらした。本来、寒冬では入学式頃に満開となるソメイヨシノが、この年には平年より3週間も早く卒業式の頃に満開になってしまった。この年の異常気象は、まさしく北極振動が正に大きくふれたことと関係している。地球温暖化が脚光を浴びるようになった1989年以降は、ほぼ毎年のように正の値に振れ、暖冬が恒常化したように思えたが、1993年に久しぶりに負となった後、1998、2001、2003、2004、2006年と寒冬が頻発するようになった。

興味深いことに、トレンドとしては地球温暖化と並んで北極振動指数は正を示すことが報告されたが、10年スケールの変動においては1990年以降、北極振動指数は減少している。これが、北半球平均気温にも影響するかどうかは、今後の課題として注意深く見守る必要がある。ちなみに2007年は大きな正の値に振れ日本は記録的な暖冬となった。

北極振動指数の日々の時系列に対して、スペクトル解析を施すことにより、卓越周期を分析することができる。時系列シグナルのパワーが振動数に依存せず一定であるようなスペクトルは、白色

スペクトルという。それに対し、低周波でパワーが大きく、周波数とともにパワーが減少するようなスペクトルを、赤色スペクトルという。大まかに言って、北極振動指数は、周期約4ヶ月までは明瞭に赤色スペクトルとなり、周期約4ヶ月以上では白色スペクトルになる。特に目立ったスペクトルピークは観測されないことから、特定の周期性というものはないことが分かる。ただし、10年スケールに不明瞭ながらピークが存在することから、何かしらの要因で北極振動指数は10年スケールで変動しているように見える。

白色スペクトルとはその周期帯で現象が全くランダムに発生し、その周期で平均した時系列がその前後に影響されることなく全く独立に起こるといった特徴を示す。それに対し、赤色スペクトルは時系列に連続性があり、その周期で平均した時系列がその前後で影響しあう。つまり、時系列が過去の状態のメモリーを持っているという特徴を示す。たとえば、北極振動指数がある時点で正なら、連続性によりその後も正である確立が高い。このように考えると、北極振動は最大4ヶ月までは過去のメモリーを持ち、それより先の過去は覚えていないと解釈できる。

## 6. 北極振動のメカニズム

北極振動は寒帯前線ジェットの強弱として捉えることができる。北半球では亜熱帯ジェットと寒帯前線ジェットが合流したり分流したりしてシングルジェットになったり、ダブルジェットになったりするが、その背景にあるものが北極振動である。さらに、半球規模の異常気象の原因となったり、地球温暖化の特徴的な分布を決めているのも北極振動である。このように北極振動は、大気大循環において重要な現象であるが、そのメカニズムはどのようになっているのか、最新の研究成果をまとめてみよう。ただし、これらの研究成果は現在検討中のところもあり、完全に確立した概念ではないことをお断りしておく。

はじめに、北極圏で低気圧偏差が生じるときに、それを取り囲む中緯度で高気圧偏差が生じ

る。そして、さらに細かく見ると、その高気圧偏差は太平洋と大西洋の2箇所に中心を持ち、ユーラシア大陸上とアメリカ大陸上でくびれた構造になっている。このような構造はどこから来るのであろうか。

北大西洋には北大西洋振動というテレコネクションがあり、北太平洋には北太平洋振動というテレコネクションがある。北太平洋振動については、ロスビー波列が北太平洋からアラスカ、そしてアメリカ東海岸に伝播するPNAテレコネクションや、それがさらにアイスランド方面へ反射するという、アリューシャン・アイスランドシーソーというテレコネクションなどがメカニズムとして提唱されているが、ここでは北極圏と北太平洋の南北の逆相関を北太平洋振動と捉えることにする。ロスビー波列は純粋に南北には伝播しないので、ロスビー波列により北太平洋振動や北大西洋振動を理解するのはそもそも困難かもしれない。

北極振動指数が負から正に転じる際に、寒帯前線ジェットが加速されるが、その運動エネルギーはどこから来るのであろうか。運動エネルギー方程式にしたがって、その収支計算を行ってみると、軸対象な寒帯前線を加速するエネルギーは、総観規模擾乱からの波と平均流相互作用によってもたらされていることが分かる。詳細なエネルギー論によると、傾圧不安定により総観規模擾乱に供給された順圧エネルギーが、2次元流体力学の束縛により平均流へ逆カスケードして帯状順圧エネルギーを供給していることがわかる。

一方で、運動方程式を帯状平均して、西風運動量についての収支計算を行うと、帯状流の西風運動量も擾乱から供給されていることが確かめられる。ただし、その供給は停滞性プラネタリー波によりもたらされており、非定常な総観規模擾乱からもたらされるのではない、という一見矛盾する結果を得る。運動エネルギー収支と西風運動量収支とで、このように結果が異なるのはなぜであろうか。

## 7. 大気大循環の固有解としての北極振動

これらの疑問に答えるために、大気大循環を支配する基礎方程式系（プリミティブ方程式系）の力学的な固有振動を求めてみる。固有振動とは、例えばギター弦の音色のように、与えられた弦の質量や張力の下では、固有の音程（振動数）の音が生じるように、与えられた力学系のなかで発生する固有の振動のことである。ギター弦を指で引いてもピックで弾いても音程は同じ。つまり与えられる外力が何であっても、外力に応答してその力学系に固有の振動が起こる。これが固有振動である。

地球大気の運動形態の中には、地球の半径や重力、自転速度や密度成層などの与えられた条件下で、固有の波長や位相速度を持った特徴的な構造の固有振動が存在するであろう。例えばロスビー波や重力波、傾圧不安定波などはみな大気の固有振動の一種である。たとえば、基本場に微小ノイズが重なっているもとの仮定し、その大気変数を基礎方程式に代入する。方程式系は非線形なので、基本場に時間変化はなく、ノイズは基本場に比べて十分に小さいとの仮定をすれば、方程式系は線形化される。これにより、微小ノイズは、時間発展する大気の固有振動の重ね合わせとして理論的に解かれるのである。その無数にある固有振動の中から、最も急激に増幅する解を探すと、それが傾圧不安定波であることが判明する。解の固有値から位相速度と増幅率が分かり、解の構造からそのようなパターンが描ける。

北極振動もこのような大気大循環の固有解として存在する。との期待をこめて、観測された高度場の気候値に微小なノイズが重なっていると仮定して、その大気変数を基礎方程式系に代入し、基本場が定常でノイズは基本場に比べて十分小さいものと仮定し、方程式を線形化する。線形方程式の解は固有解の重ね合わせとして表現できるので、無数にある固有解の中から北極振動の特徴を備えたものを探すのである。

傾圧不安定波の場合、ターゲットとなる固有解



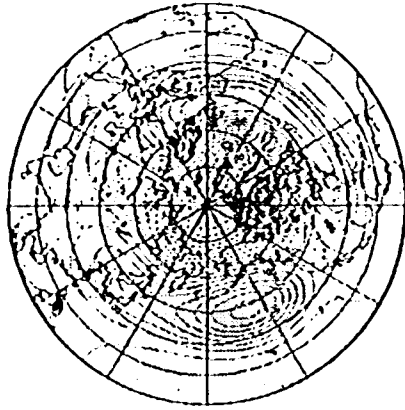
## AO (DJF)

Barotropic Height

Arctic Oscillation (DJF)

EOF-1

EVP-1



## 特異固有モード

Barotropic Height

Special Eigenmode EVP-1

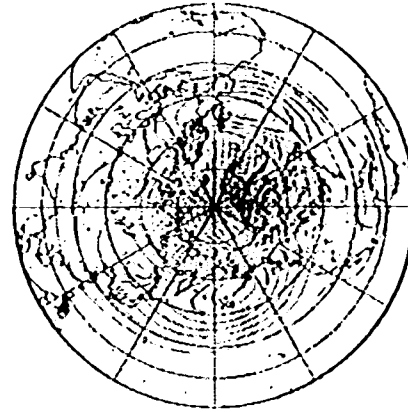


図6 特異固有モードとしての北極振動.

の性質は最も急激に成長する波であるから、固有値から得られる増幅率が最大の波を探すことになる。北極振動の場合、構造は波として伝播しないので位相速度がゼロの固有解を探す。位相速度はゼロで構造が正負の符号をとるような波を定在波という。よって、定在波の中で増幅率が最大の固有解を探すことが基準となる。ただし、粘性や地表摩擦を無視した力学系において増幅率が正の定在波も、粘性や地表摩擦を考慮するとすべてが減衰解となる。傾圧不安定波のように、粘性や地表摩擦に打ち勝って増幅するような強い不安定解は定在波には存在しないことが分かる。そこで最も減衰率の小さい定在波を探すことが基準となる。

図6は、多くの固有解の中からこのようにして得られた、位相速度がゼロとなり、減衰率が最もゼロに近い固有解についての構造である。理論的に得られた固有解の構造は、北極圏で低圧偏差の時に中緯度で高圧偏差となり、しかもその高圧偏差の中心は太平洋と大西洋の二箇所に現れる。この構造を観測値から統計的に得られる北極振動パターンと比較すると、両者はほぼ完全に一致する。このことから、これが北極振動に対応する固有解であると判断できる。

さらに、任意の定常的な外力に対し、この定在固有解がどのように応答するのかを調べるため

に、地表摩擦の強さを変えたときの応答曲線を調べてみると、地表摩擦がゼロの時、定在固有解には2つの不安定解が得られる。そして、地表摩擦を徐々に上げてゆくと、それらの増幅率は順にゼロとなり、さらに上げてゆくとすべてが減衰解となる。このときの応答曲線は、増幅率がゼロとなったときに共鳴し、任意の外力に対応して定在固有解の振幅は無限大となる。

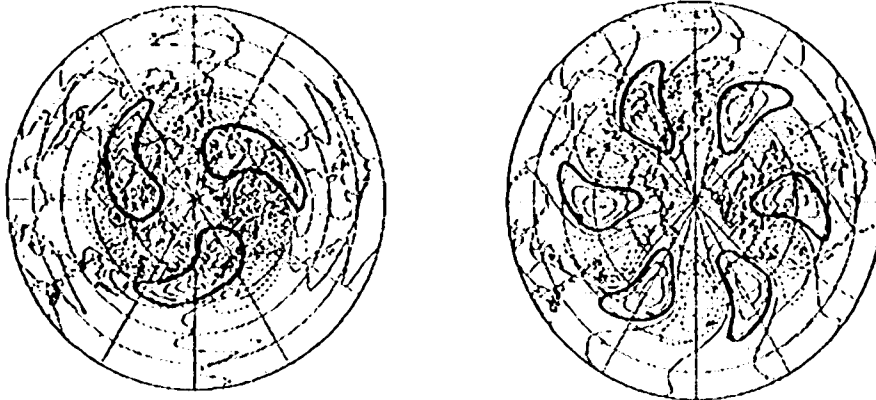
この応答関数は、固有値の逆数で与えられるため、定常外力に対しては、固有値がゼロの解が共鳴を起こす。位相速度がゼロで増幅率もゼロとなる固有解は、その固有値がゼロという特殊な解なので、特異固有解と呼ばれる。この特異固有解の共鳴応答が北極振動のメカニズムとして重要と考えられる。ただし、問題なのは観測されるような地表摩擦を与えた場合には、固有解の増幅率は負となり減衰解になってしまうと同時に、外力に対する応答曲線も共鳴から外れてしまうため、このままでは北極振動は起こらない。

この減衰解に対し、特定の外力が決定し、そのような外力が十分な強さで与えられた時に北極振動に似た定在波が励起されるという理論がある。これは中立モード理論と呼ばれ、特異固有解理論と対比されるが、どちらが正しいかは今後の研究を待たねばならない。特異固有解理論の問題は、

## ポーラーJetの傾圧性

## 亜熱帯Jetの傾圧性

図7 北極振動指数の正負と傾圧不安定波.



どのようにすれば共鳴条件を満たすかである。この問題の答えはストームトラックの中で生起する温帯低気圧と帯上流との間の自律的な相互作用にあった。

### 8. 総観規模擾乱との北極振動の相互作用

温帯低気圧を発生させる傾圧不安定波は、熱を低緯度から高緯度に輸送する働きをするが、それに伴い西風運動量も低緯度から高緯度へ運ぶ。帯状平均東西風に微小ノイズを重ねて基礎方程式系を時間積分すると、傾圧不安定波が増幅してくる。基本場の偏西風ジェットは亜熱帯ジェットであり、北緯30度付近にジェット軸が存在する。亜熱帯ジェットの傾圧性を解消する目的で励起されるこの傾圧不安定波は、その発見者の名前を取ってチャーネイモードと呼ばれる(図7右)。東西波数6の水平構造を見ると北緯45度付近に振幅の最大があり、それよりも南側のトラフ・リッジ軸は北東から南西に傾き、西風運動量を北に輸送している。一方、北緯45度よりも北側のトラフ・リッジ軸は北西から南東に傾いて、西風運動量を南に輸送するという特徴がある。したがって、波による南北からの西風運動量の収束により、亜熱帯ジェットは北にシフトするように相互作用が生じる。この傾圧不安定波の構造は普段の高層天気図でも見られ、あたかも扇風機のファンが回るよう

に偏西風ジェットに流されて東進する。

北極振動と傾圧不安定波との関係調べるために、北極振動指数が負の時と正の時の帯状平均東西風について、同様に傾圧不安定波の構造を求め、それらを比較してみると、重要な違いが見えてくる。北極振動指数が負で、寒帯前線ジェットが衰退し、亜熱帯ジェットがシングルジェットとして存在しているときの傾圧不安定波の構造は、チャーネイモードと同様の構造になる。ところが、北極振動指数が正で、寒帯前線ジェットが強化し、亜熱帯ジェットと寒帯前線ジェットがダブルジェットとして存在しているときの傾圧不安定波を調べると、総観規模スケールのチャーネイモードとは別に、東西波数1から4付近に新たな傾圧不安定波が発生していることがわかる。詳しく調べてみると、この新たな傾圧不安定波は、亜熱帯ジェットではなく、寒帯前線ジェットに伴う傾圧性を解消するために励起してくる傾圧不安定波であることが判明した。これをポーラモードと呼ぶことにする。

図7左は、東西波数3のポーラモードの高度場の構造を示す。不安定波の振幅は北緯60度付近に最大となり、トラフ・リッジ軸は北東から南西に傾く構造をしている。したがって波による西風運動量は亜熱帯ジェットから寒帯前線ジェットに向けて輸送され、亜熱帯ジェットを弱めると同時

に、寒帯前線ジェットを強化するような相互作用を及ぼしている。不安定波は平均流に対して正のフィードバックをもたらしている。寒帯前線ジェットに伴う有効位置エネルギー（傾圧性）を消費して寒帯前線ジェットの運動エネルギーを増大させる働きをしているのである。

このような波と平均流の間の正のフィードバックは、不安定波に限らず任意の擾乱に対しても働く。これはトラフ軸傾斜メカニズムと呼ばれる。これでフィードバックのループが完結し、北極振動のパターンに渦が重なると、その渦は北極振動パターンを一層強化する。

傾圧不安定波であるポーラモード理論とトラフ軸傾斜メカニズムとを比較すると、前者では寒帯前線ジェットの強化により、西風運動量を北に運ぶようなトラフ軸が傾斜したポーラモードが励起されるのに対し、後者は任意の渦が背景場により傾斜するという点で異なる。ただし、後者では渦の初期の形状（等方性）が何によって決まるのかが明らかでない。

寒帯前線ジェットと傾圧不安定波の間の正のフィードバックは、北極振動が任意の定常外力に対する共鳴で生じる、という特異固有解理論を完結させる最後の素材を与えてくれる。北極振動指数が正に振れたとき、北極振動パターンに非定常擾乱が重なると北極振動パターンが一層強化されるということは、北極振動の固有解の増幅率を正にシフトさせることに他ならない。これにより、地表摩擦による減衰率が相殺され、固有値はゼロ付近を歩き来し、外力に対する応答曲線の共鳴点に到達する。北極振動の力学的解明というパズルの最後の一枚が、波と平均流の間の正のフィードバックにより埋められたわけである。

☑