

~~~~~  
長期予報研究  
~~~~~

グロースベッター

第 30 卷 第 1 号

論 文

- 北半球の積雪面積変動と大気循環場の統計的解析…………… 森永由紀 …… 1
対流圏ジェットの年々変動における成層圏の役割り……………
小寺邦彦・千葉 長・柴田清孝・山崎孝治 …… 12
太平洋高気圧の季節内変動の解析…………… 山崎信雄 …… 20
ブラジル北東部の季節降水量の予報…………… C. A. Sansigolo (小沢芳郎訳) …… 33
ニューロコンピュータ…………… 保谷信親 …… 43

報 告

- それからの「LF 関西」…………… 「LF 関西」事務局 …… 50

1991年10月

L. F. グループ

北半球の積雪面積変動と大気循環場の統計的解析

森 永 由 紀*

1. はじめに

積雪が大気に及ぼす影響については、インドモンスーンとの関連では Blanford (1884) が、ソ連の気温や土壌水分との関連では Woeikof (1885) が、それぞれ約 1 世紀前に先駆的な研究を行っている。しかし、その後積雪の気候学的研究が再開されたのは 1950 年代以降、Lamb (1955) や Namias (1962) が、北米やヨーロッパで広域の積雪が上空の気温や層厚に与える影響に着目し、積雪を気温の予報に誤差をもたらす要因として扱ってからである。以後、広域の積雪変動の情報の必要性が認識され、積雪の気候値の作成や、気象要素からの積雪日数の推定などが試みられ、1966 年 11 月からは、NOAA/NESDIS (National Oceanic and Atmospheric Administration/National Environmental Satellite, Data, Information Service) の人工衛星の可視光線のセンサーによる北半球積雪面積の観測が週単位で開始された。

最初にこの衛星データを用いて発表された積雪気候学的研究は、Kukla and Kukla (1974) による。当時は 1970 年代に入ってから地球規模の寒冷化が注目を集めていたが、彼らは、この 1972、73 年の気温低下には 1971 年の積雪面積の増加 (北半球で年平均にして、過去 7 年間と較べて 10 % 増) による、地表面のアルベドの上昇が影響している可能性を指摘した。また、Hahn and Shukla (1976) は、1967 - 1975 年までの衛星データをもとに、ユーラシア大陸上の 52°N 以南の 12 - 3 月の積雪面積と、続く 6 - 9 月のインドモンスーンの降水量の逆相関を示し、Blanford (1884) の指摘を定量的に検証した。このように、北半球大陸上の積雪面積変動がモニターできる画期的な衛星データが紹介されて以後、広域積雪の研究は飛躍的に進んだ。(ただしこのデータは可視画像を用いているため、深さや水量は不明である。また、雲の影響を受ける、極夜は情報が得られない、森林域での積雪の判定がむずかしいなどの問題もある (増田・森永, 1990))。このうち日本付近の天候と関連するものを挙げると、春のユーラシア大陸の積雪面積と続く夏の北日本の気温の逆相関 (朝倉, 1990) や、西シベリアの 4 月の積雪面積と 6 月の東アジアの 500 mb 高度場の関係 (Kodera and Chiba, 1989) を指摘したものなどがある。ユーラシア全体については、春の積雪面積と地表面気温が逆相関であることが報告されている (Ropelewski, 1991)。

積雪の大気に対する影響としては、短波放射に対する積雪の高いアルベドによる冷却効果が早くから知られていた。一方、大気大循環モデルの研究からは、積雪が消雪後も融解水として (流出せずに) 土壌にとりこまれた水分が蒸発する際に大気から潜熱を奪う冷却効果について、興味深い結果が報告されている。Yeh et al., (1984) は、積雪の融解水によって供給される土壌水分の影響が、続く春以降の大気に高度場の偏差などとして現れることを指摘した。Barnett et al., (1989) と

* 筑波大学地球科学系

Yasunari et al., (1991) は続く夏季モンスーンへの影響についても述べている。このように積雪の偏差が消雪後も土壤に水分量として記憶されるという事実は、積雪が気候系の中で、大気の季節変化と経年変動をつなぐ役の一端を担う可能性を示唆している。現段階では、積雪面積だけでなく積雪量も広域に把握することがむずかしいために、このような積雪の水文学的効果をデータ解析の面から研究することは困難である。(NASAの研究グループが、NIMBUS-7衛星のマイクロ波放射計 (SMMR) の観測値から推定した北半球の積雪深のメッシュデータがあるが (Chang, 1986 など)、現在まだ試験的に配布・解析されている段階にある (Morinaga and Igarashi, 1991 など))。

このように広域積雪の気候学的・水文学的に重要な効果が指摘されているのにもかかわらず、積雪が大気の循環場といかに関連しているかを実測データに基づいて解析した例はまだ多くない。ここでは、NOAA/NESDIS の衛星画像による北半球雪氷面積のデータを気象庁長期予報課編集の北半球等圧面高度場 (500 mb, $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ グリッド) データとあわせて統計的に解析を行った研究 (Morinaga and Yasunari, 1987, 1991) の一部を紹介する。大気-積雪間の関係の時間変化を明らかにするため、同時相関およびラグ (時差) 相関を求めた。期間は 1966 年 11 月 - 87 年 12 月の 21 年間で、それぞれ 1 ヶ月平均値を用いた。

2. 手法

北半球積雪面積のデータに、月ごとに主成分分析を施し、それぞれまとまった変動を示す次の 4 地域に分類した (図 1)。a 中央アジア, b 東アジア, c シベリア東部, d 北米東部。複雑な地形や雲の影響で、誤差を生じやすい山岳地域が大きく占める領域 (チベット高原およびロッキー山脈) は、今回の解析では除いた。

上記 4 つの対象地域ごとに、月ごとの面積の変動と、各グリッドにおける高度場の偏差の相関分布を求めた。a, b, d については、11 - 4 月の積雪, c については 5, 6 月の積雪と前 3 ヶ月、後 2 ヶ月の大気の相関係数を求め、相関分布図を作成した。

3. 大気と積雪の半球規模の相互作用

以下に主要な結果を述べる。

1) 得られたすべての相関分布図を概観すると、上記の 4 地域のうち北半球 500 mb 高度場との間にとくに強い相関関係 (統計的に有為な領域が広い) が見いだされたのは、a 中央アジアと b 北米東部地域の積雪面積の変動である。特徴的なのは、北米東部では、とくに積雪拡大期 (冬の前半) の大気と積雪面積の間に同時相関が高いのに対して、中央アジアでは、積雪と前後の大気の間ラグ相関がみられることである。また、両者のあいだの有為な相関係数の分布する領域は、中央アジアの方が広い。この地域は、経度帯ごとにみても最も経年変動が大きい地域である。さらに古くか

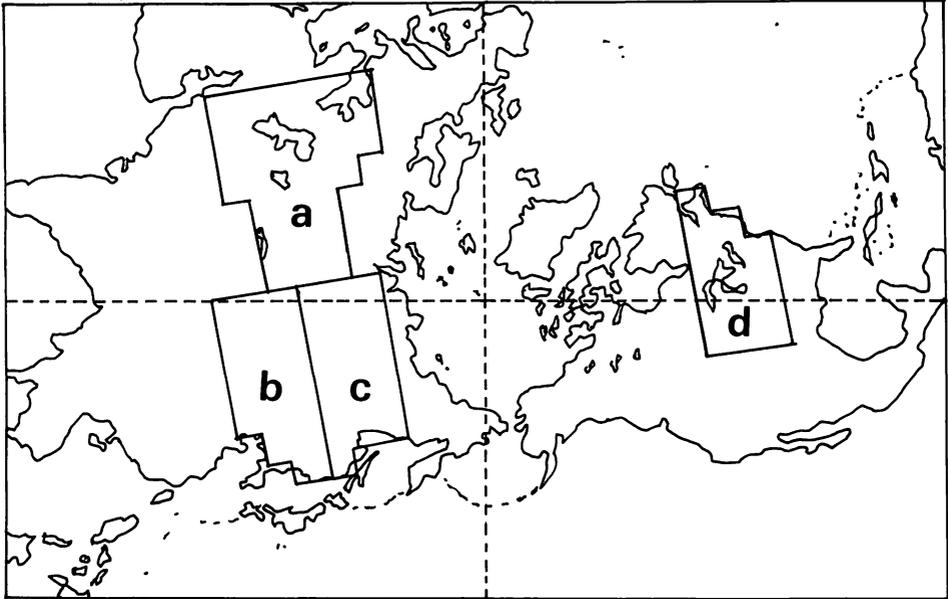


図1 対象地域。a-dの地域の積雪面積と、北半球の500 mb 場との相関解析を行った。

ら積雪との関係が注目されているインドモンスーンとの相関もこの地域がもっとも高いと思われる(鬼頭, 未発表)。よってここでは、以下に中央アジアについて詳しく述べる。

2) 中央アジアの積雪と大気の関係

a 中央アジアの積雪面積の変動

ユーラシア大陸の積雪面積は、北米大陸の積雪面積よりはるかに大きく、従って北半球全体の積雪面積の変動は、ユーラシア大陸のそれによってほぼ決まる(Matson and Wiesnet, 1981)。ユーラシア大陸の中でも、とくに中央アジアの積雪面積の変動は、ユーラシア大陸全体の積雪面積の変動との相関が最も高く($r = .84$, 有意水準 99%以上), ユーラシア大陸全体の積雪面積変動としての代表性がある。

中央アジアの積雪面積の季節変化を図2に示す。縦軸は対象領域に対する割合で表した。積雪面積は最大に達する2月まで増加し続けるが、増加率は11月から12月が最大で、以後小さくなる。図3には12-4月の積雪面積の経年変動を示す。12月と2月の積雪面積の経年変化の傾向は類似しているのに対して($r = 0.44$, 有意水準 95%以上), 2月と4月は似ておらず($r = 0.11$), つまり最大積雪面積と春の残雪の面積の間の関係は小さいことがわかる。ユーラシアの冬や春の積雪とインドモンスーンの関係についてはいくつかの研究があるが、中央アジアの積雪面積で続くインドモンスーンの降水量との相関係数が有意($r > 0.42$ で有意水準 95%以上)なのは4月, つまり

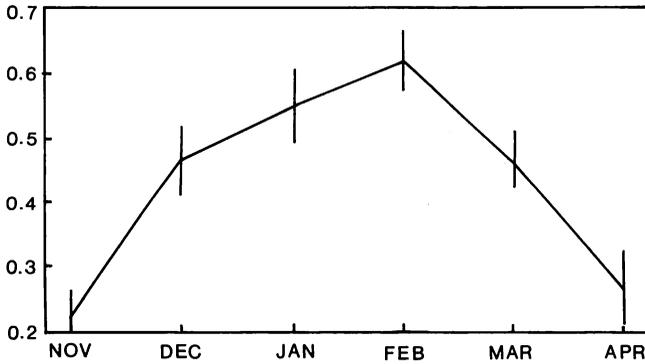


図2 中央アジアの積雪面積の季節変化。標準偏差はバーで表した(1966年11月-1987年12月)。縦軸は面積比。

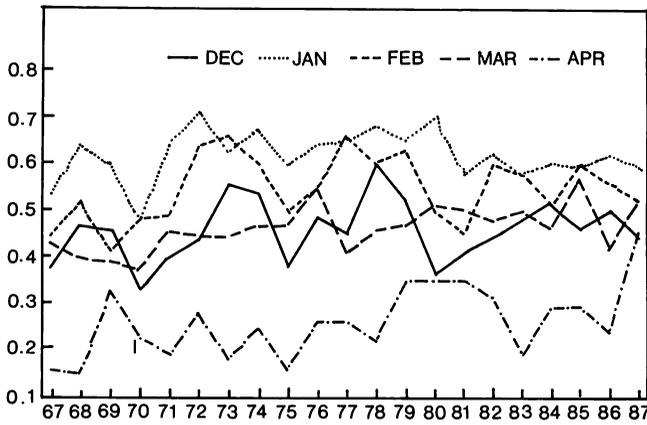


図3 中央アジアの積雪面積の月毎の経年変化(12月-4月)。縦軸は面積比。

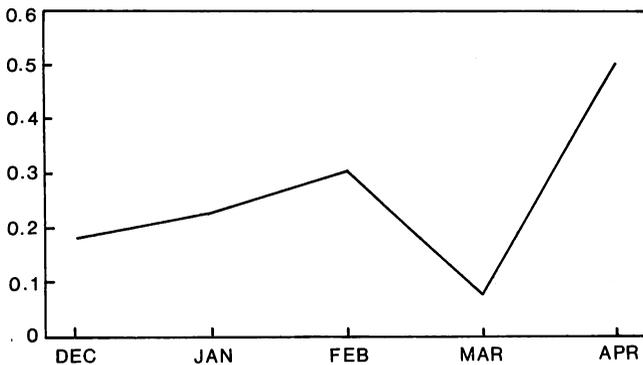


図4 中央アジアの積雪面積(12-4月)とインドモンスーン(インドの6-9月の総降水量)の相関係数。

春の残雪である（図4）。

b. 大気から積雪への影響

500mb 高度と特に大きな相関分布が認められたのは、12月の大気と2月の積雪面積の間である（図5、5%水準で有意な地域は影で示した）。2月の積雪面積と有意な相関のある12月の北半球の高度場は、冬のテレコネクションパターンで知られるEU型（Wallace and Gutzler, 1981）に類似する。ヨーロッパが正、ユーラシア大陸中央部が負、極東が正、といった偏差をもつ気圧配置が12月に出現したら、2月の積雪面積は平年より広がり、気圧場の偏差が逆転すると平年より面積は小さくなるという傾向をもつ。実際に2月に積雪面積の広がった年5年間（1971, 74, 77, 78, 80）の前



図5 中央アジアの2月の積雪面積と前年12月の北半球500mb 高度場の相関分布。等値線は0.1ごと。実線が正で破線は負の相関係数を表す。統計的に有意な地域（5%水準で有意）に陰影を施した。

年の12月の500mb 場の合成図（図6、t-検定で5%水準で有意な地域は影で示した）をみるとEU型がみられ、特にヨーロッパと中央シベリアの偏差が顕著である。これに対して、図には示さないが、積雪面積が最大を記録する2月については、積雪と大気のあいだの同時相関は低い。

c. 積雪から大気への影響

2月の積雪面積と4月の大気のあいだにも有意な相関がみられた（図7）。その気圧配置は、テレコネクションパターンのWP型（Wallace and Gutzler, 1981）に類似する。2月に積雪が平年より広いと、4月にカムチャッカ半島に正、北太平洋が負になり、積雪面積が平年より小さいと、気圧場の偏差が逆転する。これを日本付近についてみると、中央アジアの積雪が2月に平年より広いと、4月に負の偏差場が出現する確率が高いことを示唆する。図8は2月に積雪面積の広がった5年間（1972, 74, 77, 78, 80年）の4月の500mb 場の合成図であるが、やはりWP型を確認できる。

4月の積雪面積と6月の大気のあいだにも有意な相関がみられた（図9）。4月の積雪が平年より

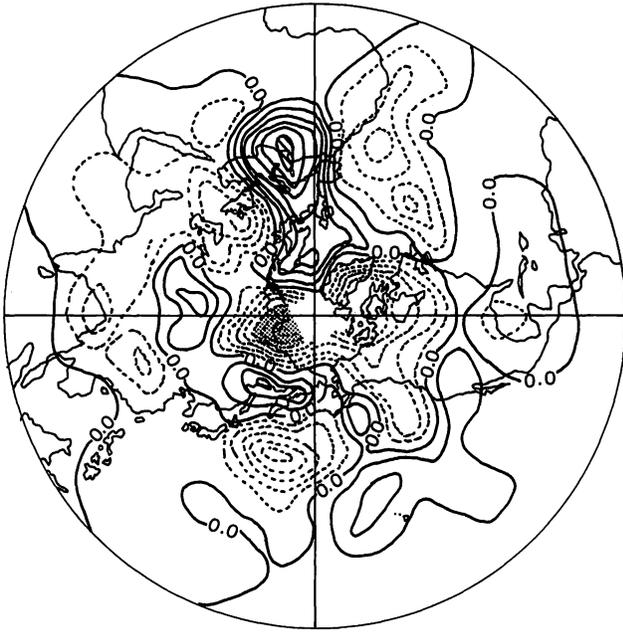


図6 中央アジアの積雪面積が広がった年5年間(1971, 73, 76, 77, 79年)の前年の12月の500 mb 高度場の合成図。t-検定で有意な地域(5%水準で有意)に陰影を施した。

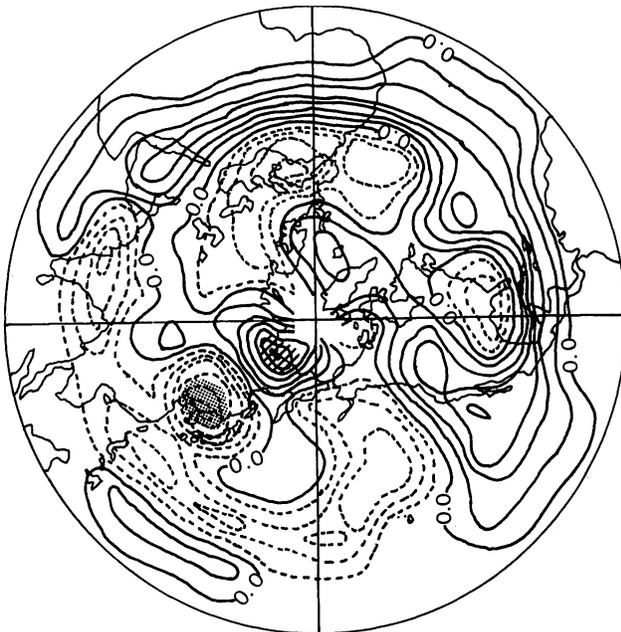


図7 図5と同じ。ただし中央アジアの2月の積雪面積と同年4月の北半球500 mb 高度場との相関分布。

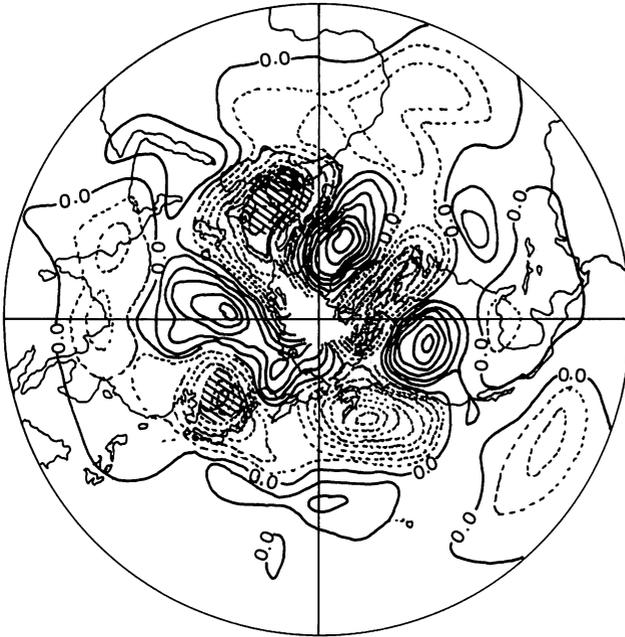


図8 図6と同じ。ただし積雪面積の広がった年の4月の合成図。

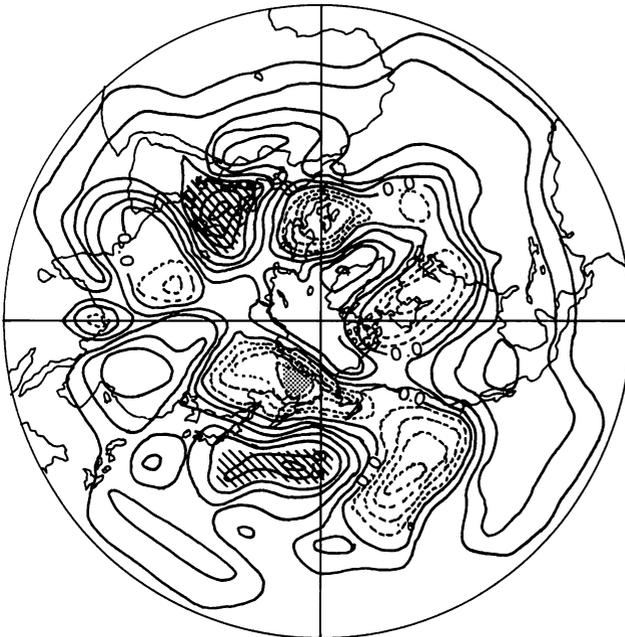


図9 図5と同じ。ただし中央アジアの4月の積雪面積と同年6月の北半球500 mb 高度場との相関分布。

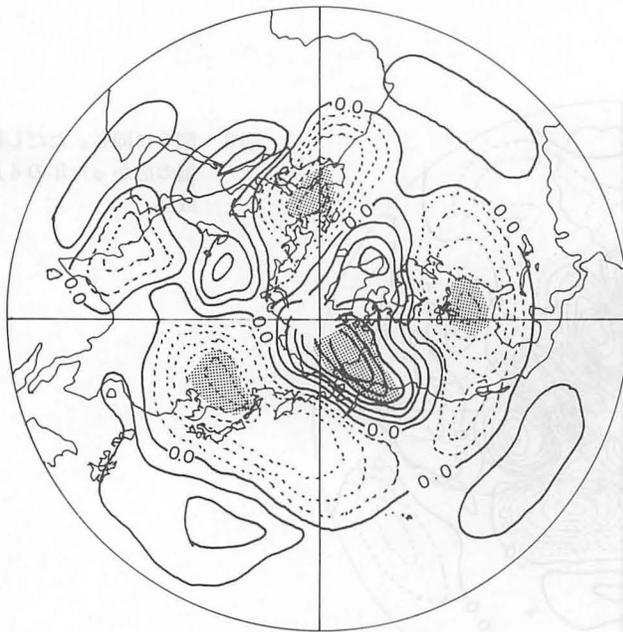


図10 図5と同じ。ただし北米東岸の1月の積雪面積と北半球500 mb高度場との同時相関。

広いとオホーツク海高気圧が発達しにくく、狭いと発達しやすいという関係を示している。

3) 北米東部の積雪と大気の関係

ユーラシアのa-cの領域に較べて、冬場の同時相関がラグ相関より卓越し、ラグ相関は2ヶ月以上には及ばない。1月の同時相関では、EU型と同様に冬のテレコネクションパターンで知られるPNA型(Wallace and Gutzler, 1981)が見られ、北部太平洋が負、アラスカが正、北米東岸が負という気圧の偏差を示すときに北米東部の積雪面積が平年より広い(またはその逆)という関係がある(図10)。

4. 考察

1) 4つの対象地域のうち、中央アジアの積雪面積がもっとも半球規模で大気と連関し、ラグ相関が高いことが明らかになった。積雪面積拡大期のラグ相関の理由としては、積雪面積はほぼ12月から1月で最大値に達し、それが2月の面積とは大差がないこと、すでに積雪をもたらすに充分温度の低下している厳寒期よりは、温度の下がり始める初冬の大気の状態がこれにより大きく貢献することなどが考えられる。一方、積雪面積縮小期のラグ相関は、4月の同時相関が低いことを考え併せると、積雪から大気にその場で影響するアルベド効果よりも、融解後土壤に取り込まれる水分量が大气の春先の加熱を抑制するという水文学的効果の方が大気への影響がより大きいことを示唆している。

4月の積雪面積と6月のオホーツク海付近の高度場との負の相関がみとめられた。これは Kodera and Chiba (1989) の指摘したウラル付近(北緯50-60度, 東経50-80度)の4月の積雪面積と, 6月の東アジアの北部の循環場の状態をあらわす, オホーツク-東日本付近の指数($OJI = \{z(50^{\circ}N, 130^{\circ}E) + z(60^{\circ}N, 140^{\circ}E) + z(40^{\circ}N, 160^{\circ}E) - z(40^{\circ}N, 170^{\circ}E)\} / 2$, z : 500mb 高度)との逆相関と矛盾しない結果と思われる。

2) 北米東岸の積雪とPNA型の循環場との同時相関が確認された。これは Walsh et al. (1982) の, 北米大陸の積雪が東部と西部では700mb 面の逆の位相の循環場(PNA型対応)と関連し, 東岸の積雪深の多いのは, アリュースシャン(-), ロッキー山脈(+), 北米東部(-)という偏差と対応しているという結果と類似している。つまりロッキー山脈上空のリッジが強まることにより, 北米東岸に極側の寒気が流入しやすくなる気圧配置が, 多雪と関係していることを示唆する。

この地域では, 積雪-大気のラグ相関が小さいことを述べたが, 今回は月平均値を用いていた上での結果であり, 週平均値などを使えば, Dewey (1987) が指摘するような短い時間スケールでのラグ相関があることは十分に考えられる。

5. おわりに

NOAA/NESDIS の衛星可視画像による積雪面積と北半球の500mb 高度場の解析より, 広域積雪の変動が, 北半球の冬の500mb 場に卓越するいくつかのテレコネクションパターンと関連があることが統計的に明らかにされた。このように積雪の変動が半球規模の循環場と密接に関係していることは, Iwasaki (1991) が指摘したように東アジアの多雪と北米大陸の多雪の1年のラグがみられることから裏付けられている。今後は積雪の変動とテレコネクションパターンの連鎖(Kanaya, 1988 ほか)や, それらの持続性などとの関連も調べていきたい。

また, 今回用いた積雪の面積のデータだけからは, とくに水文学的な効果については考察が困難である。古くから問題になっている積雪のモンスーンへの影響などを明らかにしていくためには, 今後, 衛星からのマイクロ波データや気温・降水量の組合せ(例えば Motoyama, 1990 など)により積雪水量を見積り, それと大気熱収支との関係を検討する必要がある。

参 考 文 献

朝倉正, 1990 : 「異常気象と環境破壊」。読売新聞社。230 pp.

増田耕一・森永由紀, 1990 : 北半球積雪被覆のメッシュデータ。地学雑誌。99, 6, 157-165。

- Barnett, T.P., Dumenil, L., Schlese, U. and Roeckner, E., 1989: The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 661–685.
- Blanford, H.F., 1884: On the connection of the Himalayan snowfall with dry winds and seasons of drought in India. *Proc. Roy. Soc. London*, **37**, 3–32.
- Chang, A.T.C., 1986: Nimbus-7 SMMR snow cover data. *Glaciological Data*, Report GD-18, 181–187.
- Dewey, K.F., 1987: Snow cover-atmospheric interactions. Large scale effects of seasonal snow cover. *IAHS Publ. No. 166*, 27–42.
- Hahn, D.G. and Shukla, J., 1976: An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 246–262.
- Iwasaki, T., 1991: Year-to-year variation of snow cover area in the Northern Hemisphere. Submitted to *J. Met. Soc. Japan*.
- Kanaya, T., 1988: On the processes of transitions between circulation regimes during winter over the Pacific and North America. *J. Met. Soc. Japan*, **66**, 277–290.
- Kodera, K. and Chiba, M., 1989: West Siberian Spring snow cover and East Asian June 500mb height. *Papers in Meteorology and Geophysics*, **40**, 51–54.
- Kukla, G.J. and Kukla, H.J., 1974: Increased surface albedo in the Northern Hemisphere. *Science*, **183**, 709–714.
- Lamb, H.H., 1955: Two-way relationship between the snow or ice limit and 1,000–500mb thickness in the overlying atmosphere. *Q.J.R.M.S.*, **81**, 172–189.
- Matson, M. and Wiesnet, D.R., 1981: New data base for climate studies. *Nature*, **289**, 451–456.
- Morinaga, Y. and Yasunari, T., 1987: Interactions between the snow cover and the atmospheric circulations in the Northern Hemisphere. Large scale effects of seasonal snow cover. *IAHS Publ. No. 166*, 73–78.
- Morinaga, Y. and Igarashi, H., 1991: Relationships between snow cover extent and snow mass derived from NIMBUS-7 SMMR data over the Eurasian continent. *Climatological Notes*, **40**, 101–110.
- Morinaga, Y. and Yasunari, T., 1991: Seasonal snow cover and the atmospheric circulations in the northern hemisphere. (To be submitted to *J. Met. Soc. Japan*).
- Motoyama, H., 1990: Simulation of seasonal snow cover based on air temperature and precipitation, *J. Appl. Met.*, **29**, 1104–1110.

- Namias, J., 1962: Influences of abnormal surface heat sources and sinks on atmospheric behavior. *Proc. Intern. Symp. Numerical Weather Prediction*, Tokyo, Meteor. Soc. Japan, 615–627.
- Ropelewski, C.F., 1991. Real-time climate monitoring of global snow cover. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. (Global Planet. Change Sect.)*, 90: 225–229.
- Wallace, J.M. and Gutzler, D.S., 1981: Teleconnections in geopotention height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784–812.
- Walsh, J.E., Tucek, D.R., and Peterson, M.R., 1982: Seasonal snow cover and short-term climatic fluctuations over the United States. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1474–1485.
- Woeikof, A., 1885: On the influence of accumulations of snow on climate. *Q.J.R.M.S.*, **11**, 299–309.
- Yasunari, T., Kitoh, H. and Tokioka, T., 1991: Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the Northern spring and summer climate. *J. Met. Soc. Japan*, **69**, 4, 473–487.
- Yeh, T.C., Wetherald, R.T. and Manabe, S., 1983: A model study of the short-term climatic and hydrologic effects of sudden snow-cover removal. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1013–1024.

対流圏ジェットの年々変動における成層圏の役割

小寺邦彦・千葉 長・柴田清孝・山崎孝治*

1. 序

対流圏循環の年々変動が何によって、どのように引き起されているのかを理解するのは重要な問題であろう。最近 Nigam (1990) は冬期北半球における帯状平均東西風の月々の変動に繰返し現われるパターンを上部成層圏から対流圏にわたる広い範囲について回転 EOF 解析を行なって調べている。そのなかで、彼は ECMWF の対流圏データの解析から、対流圏サブトロピカル・ジェットの南北に変位するモードとその場で強度の変化する二つの変動のタイプを抽出したとしている。ところで、彼の言うサブトロピカル・ジェットの南北振動モード（第一モード）では、亜熱帯より極域下部成層圏に最大の変動が見い出される（図 1・上）。しかしながら彼は、変動の主体はサブトロピカル・ジェットの変位であり、極夜ジェットの変動は単にそれに付随するもの（Nigam and Lindzen, 1989）にすぎないと考えている。ここでは、Nigam によって抽出された対流圏サブトロピカル・ジェットの変動の第一モード（図 1・上）を例にとり、この変動の主体となっているのは、対流圏サブトロピカル・ジェットではなく、彼の主張とは逆に、成層圏極夜ジェットである事を、まず、相関解析によって示し、次に、このような事が可能であるかどうか大循環モデルによる数値実験の結果を示す。

2. 対流圏サブトロピカル・ジェットと成層圏極夜ジェット

Nigam (1990) による ECMWF 対流圏データから抽出された帯状平均東西風の第一モードの負荷ベクトルとその時系列を図 1 の上・下にそれぞれ示す。まず変動の全体像を把握する為に 1 月について、時系列の値が非常に小さい 1983, 84 年と大きな 1985, 87 年の帯状平均東西風を図 2 に示す。時系列の振巾に対応する対流圏サブトロピカル・ジェットの違いが見い出されるが、それにも増して大きな違いは成層圏ジェットに有る事がわかる。

Nigam の第一モードの変動がどのように時間と共に発展して出現したかを調べる為にその時系列（図 1・下）と図 2 に示した各点の帯状平均東西風とのずらし相関を計算した（図 3）。負のラグは各点の風のほうが Nigam の時系列より進んでいる事を示し、正のラグはその逆である。同時相関（ラグ 0）の相関パターンは当然の事ながら負荷ベクトル（図 1・上）と良く似た形となっている；極域成層圏と中緯度トロポポーズ付近に、それぞれ、負正の良い相関域がある。（相関は 27 コの月平均データから求めており、もし各データが独立であるなら、1%の有意水準は約±0.5 となり、それ以上の範囲について図には等値線で示してある。）ラグー 1 ヶ月（図 3 上）では、対流圏には未

* 気象研究所・気候研究部

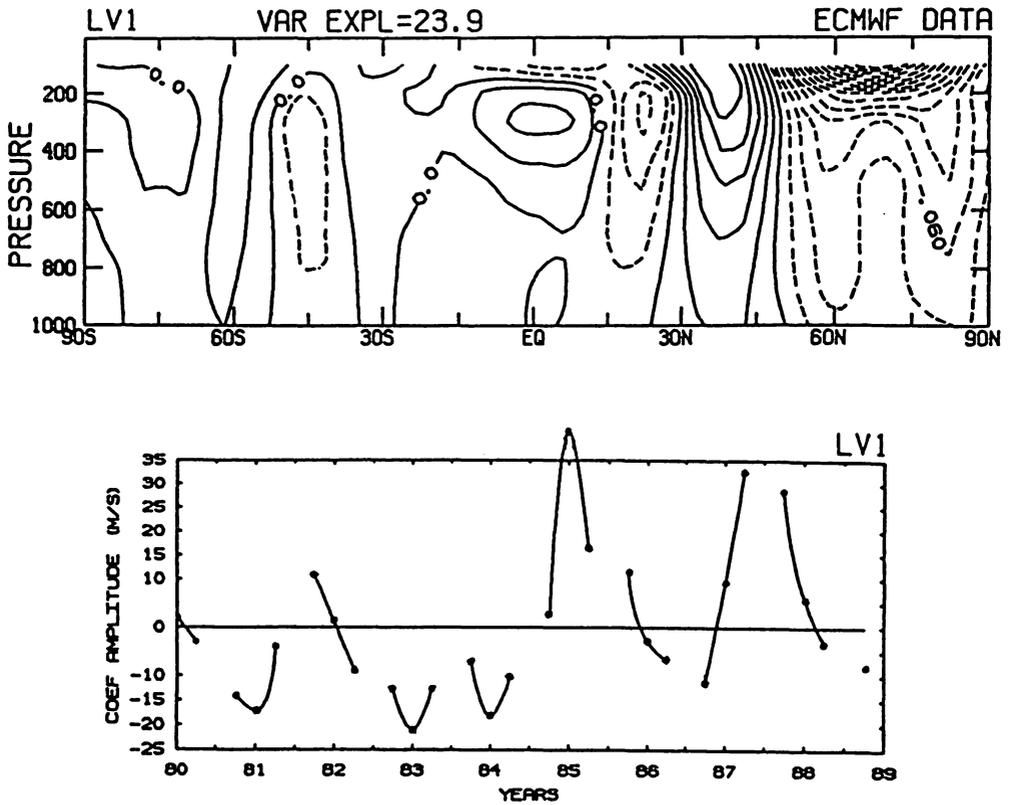


図1 上) Nigam (1990) による, ECMWF 対流圏データから求めた第一負荷ベクトルと
 下) その時系列 - 12月, 1月, 2月。(原図は Nigam の第2図)

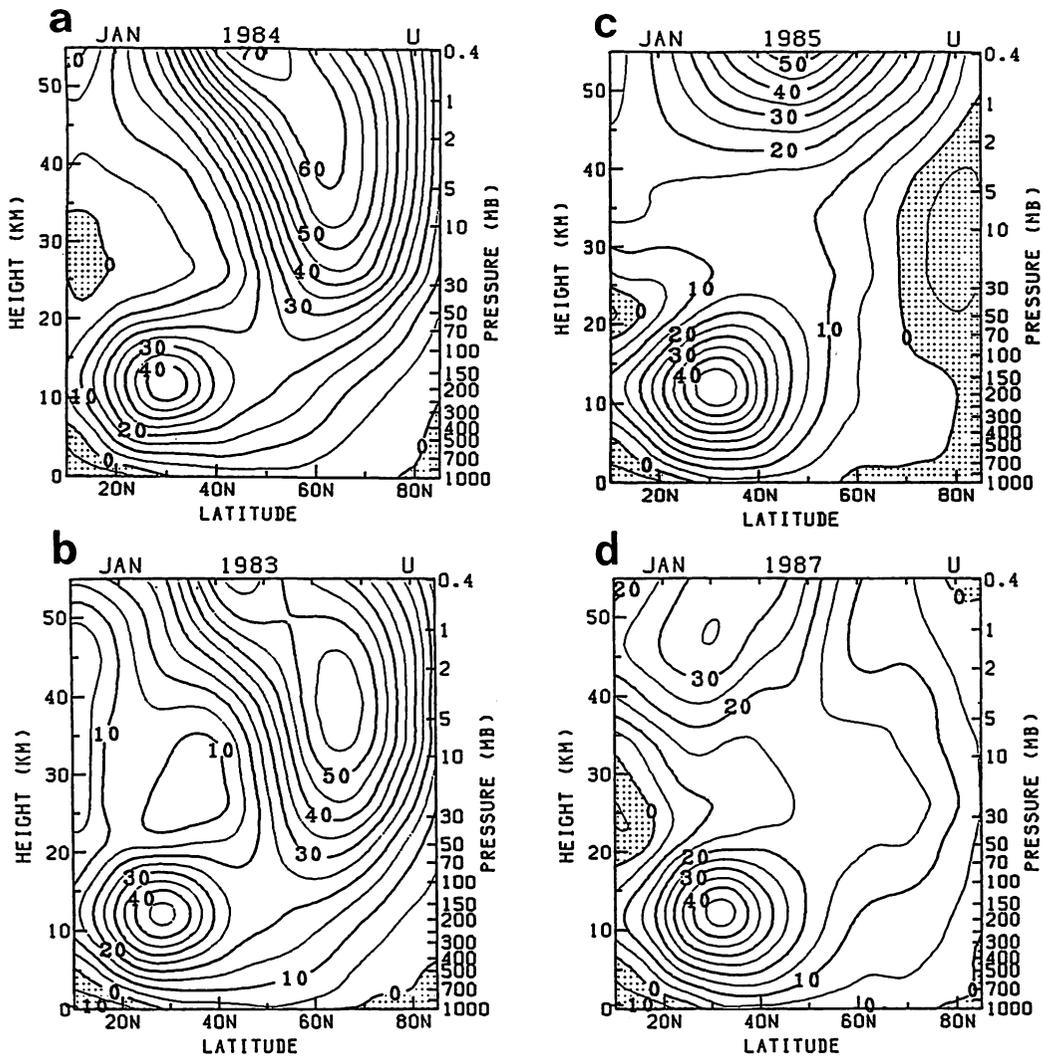


図2 NMC データによる1月平均地衡風帯状平均東西風 a) 1984年 b) 1983年
c) 1985年 d) 1987年。等値線 5 ms^{-1} 間隔, 負値域に影

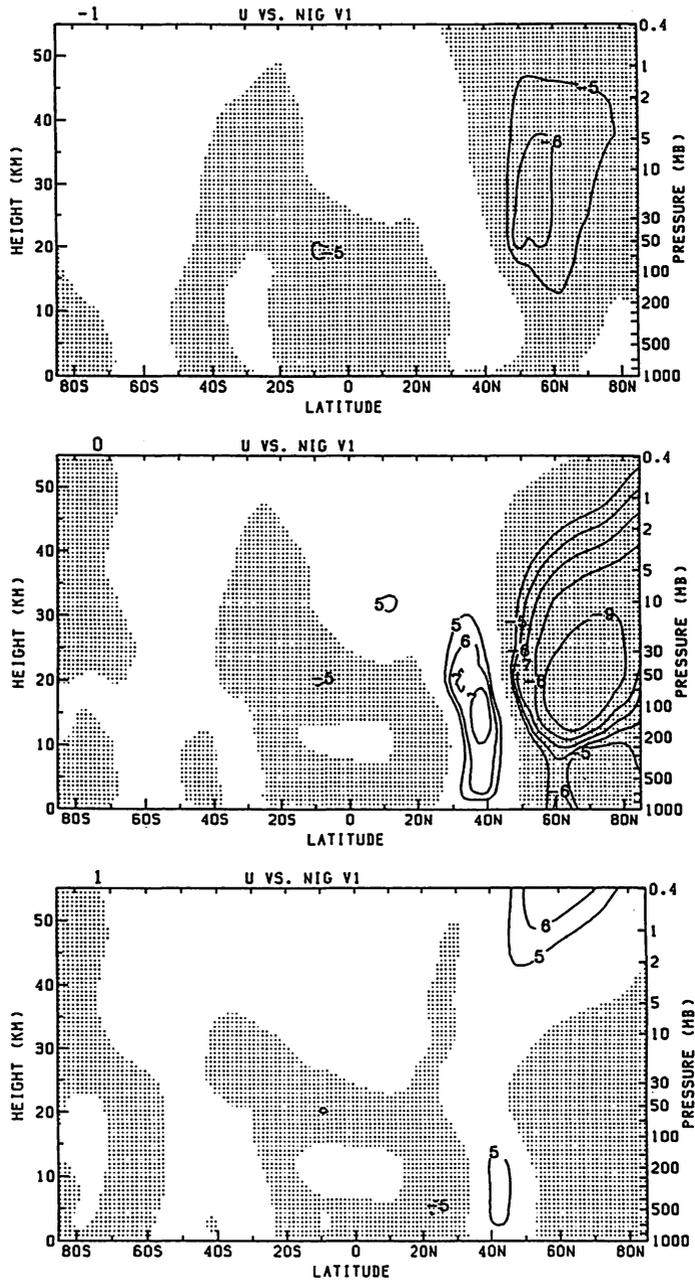


図3 Nigam 第一モードの時系列 (図1・下) と各緯度・高度の帯状平均東西風とのずらし相関。図は値を10倍してあり、絶対値5以上の範囲についてのみ示す。負値域に影。上から下へ、ラグ -1, 0, +1ヶ月の場合

だ有意な領域は見られないが、高緯度成層圏には負の相関がはっきり認められる。逆にラグ+1ヶ月(図3・下)では、極域の高相関域は消えてしまっているが中緯度40°N付近の対流圏には引き続き有意な領域が残っている。この事から、Nigamの第一モードで表現されている対流圏ジェットの変動は、極域成層圏から始まり、中緯度対流圏に伝播してくる一連の循環場の変動の一コマと考えられる。

3. 大循環モデルによる実験

Kodera et al. (1989)は上部成層圏の紫外線加熱率を変化させその影響が対流圏まで伝わり得る事を大循環モデルを用いた実験で示している。この実験において加熱率をa) 110%とb) 70%にそれぞれ変化させた場合の帯状平均流を比べてみると(図4・上)、極夜ジェットの強い110%の加熱率(S110)のほうは対流圏ジェットは弱く、70%の加熱率(S70)のほうは、その逆となっている。この関係は前節で見た関係と同様であり、成層圏循環の違いが対流圏ジェットに影響を及ぼした可能性を示している。

ここでは、さらに、より直接的に成層圏ジェットの違いが対流圏にどのように影響していくかを初期条件の成層圏の風を変化させて大循環モデルの積分を行なって調べる。コントロール実験(Sラン)の初期条件としては、極夜ジェットの強いS110を用い、比較実験(Wラン)として、対流圏はコントロールと全く同じだが成層圏のみ極夜ジェットが非常に弱いという初期条件を人工的に次のように作った: 70 mb以下S110と同一、10 mb以上S70と同一、70-10 mbでS110からS70にゆっくり遷移する(図4・C)。

用いたモデル、パラメータは前実験(Kodera et al., 1989, なおモデルについてはShibata and Chibaも参照)と同じで1月1日を初期値とし、標準の加熱率で60日間の積分を行なった。SランとWランの違いは、従って、初期条件の成層圏のみである。図5・左列にWランとCランの差(W-C)を帯状平均東西風について、同右列にはE-Pフラックスと波による帯状流の加速についての差を示す。図は、上から下に、1-15日、16-30日、31-45日の期間の15日平均を示している。1-15日では、帯状平均風の主な違いは未だ下部成層圏にとどまっているが、E-Pフラックスの差ベクトルは、小さいながら、はっきりと極向きの方角を示している。時間の進行と共に成層圏に在った負のアノマリーは対流圏に侵入し、中・低緯度の対流圏に新たな正のアノマリーが形成される。一方、E-Pフラックスの差ベクトルのほうは対流圏中部・下部でも大きくなっていくが全期間を通じて極向きの方角を示している。このE-Pフラックスの発散・集束域はほぼ帯状平均風の正負のアノマリーと対応している。

4. まとめと議論

Nigam (1990)は帯状平均東西風のEOF解析を行ない(図1)、その対流圏第一モードに含ま

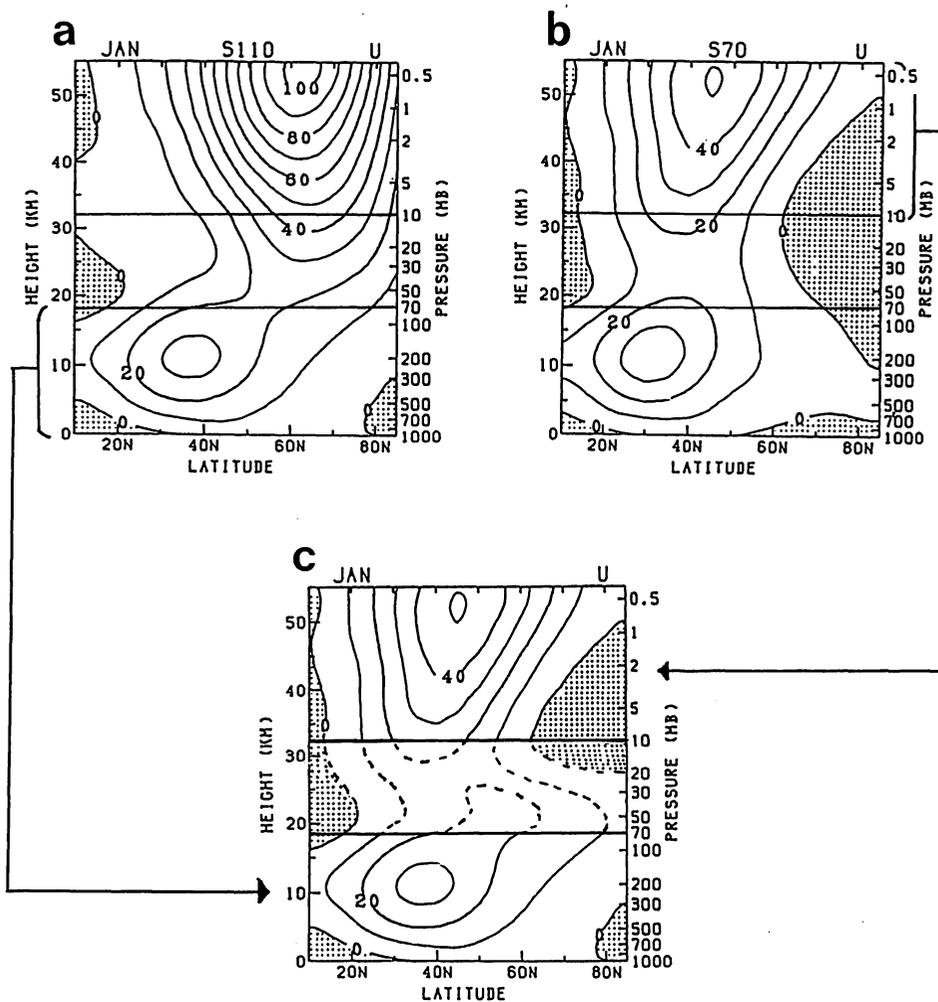


図4 a) 太陽紫外線加熱率を110%にした場合の一月平均帯状平均東西風（詳しくは Kodera et al., 1990 参照）。
 b) a) に同じ、ただし加熱率70%の場合
 c) S110, S70 のデータからW-ランの初期条件を作る方法の模式図。

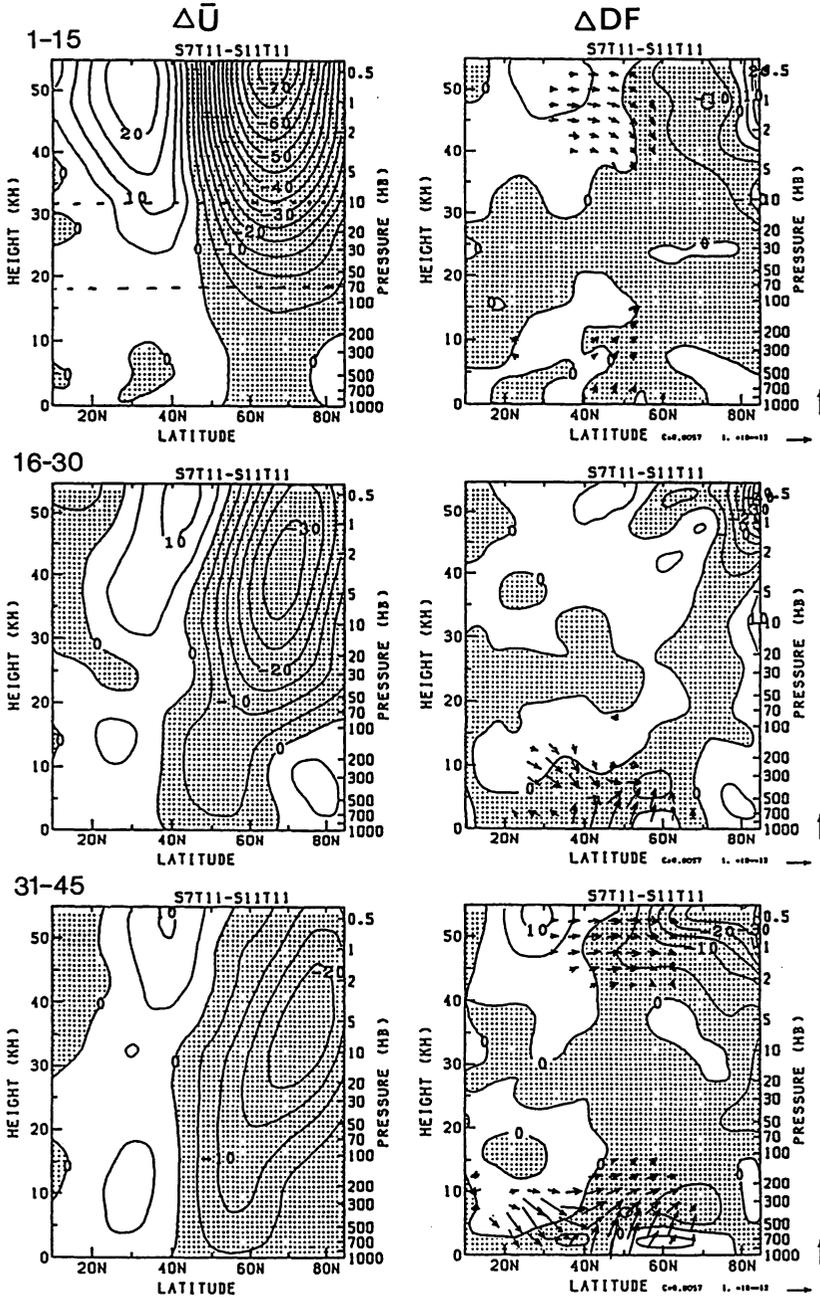


図5 左列) W-ランとS-ランとの帯状平均東西風の差(W-S)。等値線 5 ms^{-1} 間隔・負値域に影。上から下へ、1-15日、16-30日、31-45日の15日平均値。右列) 左列に同じ、ただし、E-Pフラックス、及び、波による加速(等値線 $5 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ 間隔)。成層圏でも見えるようE-Pフラックスは気圧の逆数の平方根でスケールしている。

れる極夜ジェットの変動については単にサブトロピカル・ジェットの変動に付随するものと考えた。しかし、彼の主張とは逆に、各緯度・高度の帯状平均東西風とのずらし相関(図3)からは、極域成層圏の風の変化がまず起り、次にそれが対流圏にも伝播してサブトロピカル・ジェットの変動をもたらしている事が見い出された。また、大循環モデルで初期条件の成層圏の風の場のみ違えて積分を行ない、初期に作った成層圏の擾乱が波と平均流の相互作用を通じて対流圏に侵入し、対流圏に観測されるような正負のアノマリーを作る(図3と図5を比較)ことが可能である事が判った。

数値実験の結果(図5)から、次のようなプロセスで成層圏循環の変化が対流圏に影響を与える事が考え得る。まず、極域成層圏で帯状平均風の速度が減ると、屈折率(Matsuno, 1970)の変化の為、プラネタリー波はより極域へと伝播し易くなる。その結果、極域では波による減速がより強く、逆に低緯度では、より弱くなり、帯状平均流は低緯度でより強く、高緯度でより弱くなる。こういった風の変化はさらに波の極向き伝播を強めることになる。こうした正のフィードバックの結果、初期の小さな擾乱も対流圏で大きく育っていくと考えられる。興味深いのは、図5に於て波の伝播だけではなく、波が新たに発生している様子が窺われる。従って、何等かの不安定の発生も関連していると考えられる。

成層圏循環の変動が対流圏の変動を“トリガー”すると言っても勿論、それなりに大きな変動が必要となるであろう。この点から Nigam の時系列(図1・下)を見ると、非常に大きな値を取っているのは、1985年1月、1987年2月、1987年12月であり、一方1984年12月/85年1月、1987年1月下旬、1987年12月初旬には大きな成層圏突然昇温が起っており、このサブトロピカル・ジェットの変動は、成層圏突然昇温に引き続き起る一連の現象である可能性が大きい。この事を調べるにはさらに短い時間スケールで解析を行う必要がある。

参 考 文 献

- 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.
- Matsuno, T., 1970: Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, **27**, 871–883.
- Nigam, S., 1990: On the structure of variability of the observed tropospheric and stratospheric zonal-mean zonal wind, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1799–1813.
- Nigam, S., and R.S. Lindzen, 1989: The sensitivity of stationary waves to variations in the basic state zonal flow, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1746–1768.
- Shibata, K., and M. Chiba, 1990: A simulation of seasonal variation of the stratospheric circulation with a general circulation model, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 687–703.

太平洋高気圧の季節内変動の解析

山崎 信雄*

1. はじめに

夏期、太平洋北部に存在する太平洋高気圧は季節平均的に存在するのみでなく、季節内変動も大きいことが知られている。この高気圧の消長の過程、とくに大規模対流活動との関連を調べる。

Nitta (1987) はGMSの雲データや高度場のデータを用いて、フィリピン付近の対流活動がロスビー波を励起しこれが太平洋高気圧の強化をもたらすと議論した。ここでは太平洋高気圧の季節内変動成分について、時間的な変動を少し詳しく調べてその変動のメカニズムを探りたい。なお参考文献は省略します。

データはFGGE 3b……………である。

季節内変動を取り出すために30 - 60日のバンドパスフィルターをかける。

2. 季節平均場の性質と5日平均の高度場の時間変化

まず1979年5月 - 7月の季節平均の場の性質を見る。図1は850 mb と200 mb の高度場の平均図である。下層では、大陸上の低圧部にたいして太平洋の亜熱帯から中緯度は広く高気圧に覆われている。上層ではチベット高気圧とそれからITCZ方面にのびる高圧帯及びMPT(中部太平洋トラフ)がみられる。図2は850 mb と200 mb の30 - 60日のバンドパスフィルターをかけた高度場のバリエーションと全バリエーションに対する30 - 60日のバリエーションの割合(以後パーセントバリエーションと呼ぶ)を示す。高度場はコリオリパラメータの分だけ小さくなっているためパーセントバリエーションをとればこの補正がされる。30 - 60日のバリエーションとパーセントバリエーションは中緯度域ではほぼ対応している。850 mb でのパーセントバリエーションは熱帯域の広い領域を除けば、日本の南東海上及びアリューシャンの南が大きな値を持っている。200 mb の太平洋では日本上空、中国大陸及び台湾の東方海上からアメリカ西海岸にのびる領域で大きくなっている。850 mb のバリエーションの極値は850 mb の強風軸のほぼ真上にある。

風の場の30 - 60日バリエーションを図3に示す。850 mb ではアラビア海、ベンガル湾、南シナ海及び日本の南東海上で大きい。200 mb では日本海と日本の南東海上、20 N の太平洋域とくに、日付変更線の付近、アリューシャン付近が大きい。いずれも高度場の変動の大きいところと対になっている。また上層の平均の西風が強いところともほぼ一致する。

* 気象研究所台風研究部

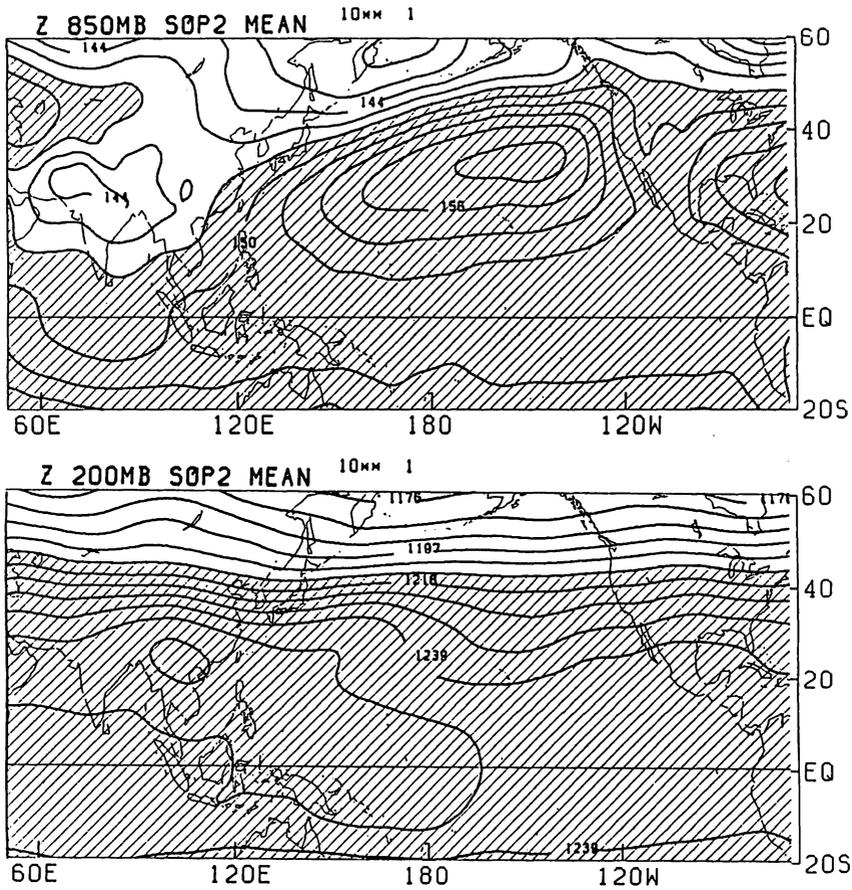


図1 850 mb と 200 mb の高度場の 1979 年 5 月 - 7 月 (SOP2) の平均図

次に対流の変動を見るために、図4に30-60日のバンドパスフィルターをかけたOLRのバリエーションを示す。アリューシャンでは弱いが850mbの風や高度場のバリエーションの大きいところと良く対応している。これらのことは亜熱帯域において下層の高度場や風の分布と対流の活動は密接に関係していることを示す。

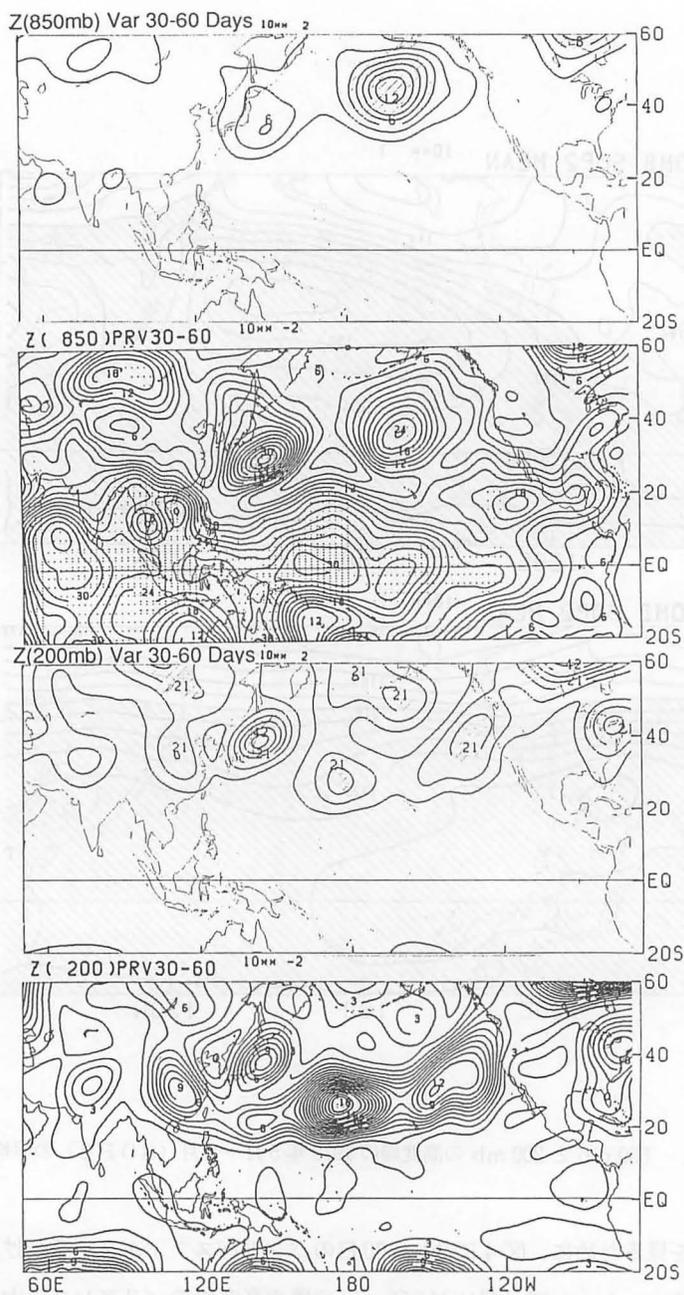


図2 850 mb と 200 mb の 30 - 60 日のフィルターをかけた高度場のバリエンスと全バリエンスに対する 30 - 60 日のバリエンスの割合

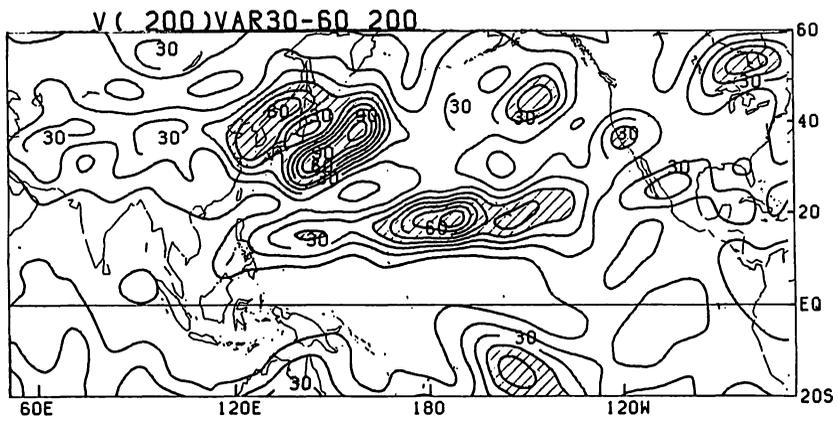
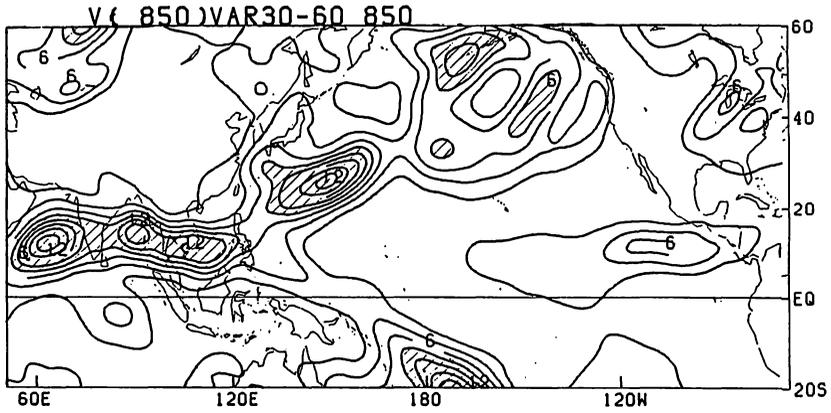


図3 風の場の30-60日のフィルターをかけたバリエンス

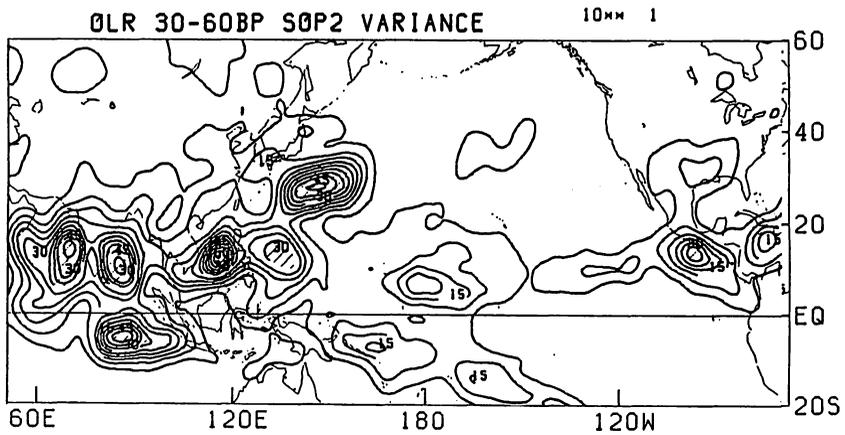


図4 OLRの30-60日のフィルターをかけたバリエンス

30 - 60日のバンドパスフィルターをかけた5日平均の高度場の典型的な時間変化を850mb, 200mbにたいして図5, 図6にそれぞれ示す。バンドパスの周期を45日として, 約半周期に対応し, 残りの半周期は符号を変えたものに等しい。この時期はインド付近で対流が活発化するときであり日本の南東海上での対流は抑制されることである。上下層共に30N以北で見られることはアリューシャンの南と日本付近に大きな振幅を持つパターンが比較的持続することである。上下層ともに見られることから順圧的なモードが大きい。

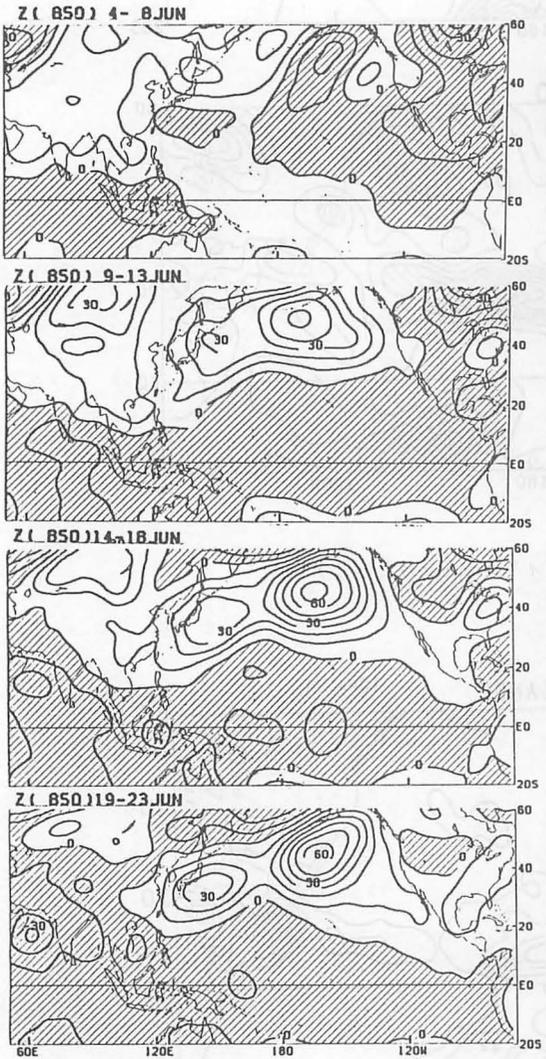


図5 850 mb の30 - 60日のフィルターをかけた5日平均の高度場の時間変化。負の高度場偏差に影を付けてある。

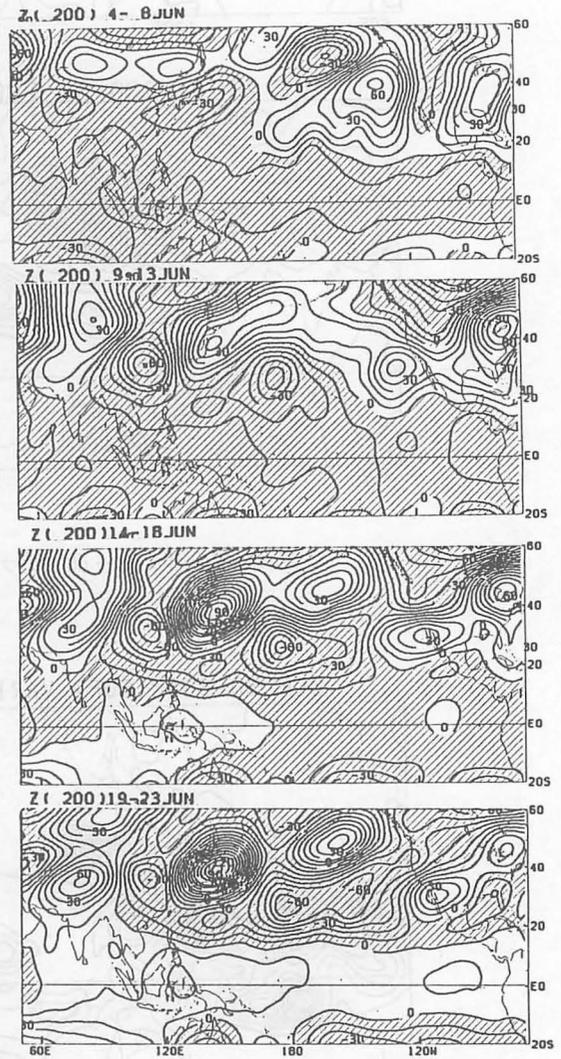


図6 図5と同様で200 mb に対する分布

3. 日本の南東海上の OLR を基準とした OLR，高度場，東西風，渦位の位相関係

日本の南東海上（140 E 25 N と 150 E 30 N を対角線とするボックス領域）では OLR のバリエーションが大きいのでここでのバンドパスフィルターをかけた OLR 時系列と全領域の OLR との相関係数の分布を図 7 に示す。ここで横軸のベクトルは通常の意味での時系列と OLR の相関係数，縦軸のベクトルは前者の時系列の時間微分との相関係数を表す。時系列とその時間微分との相関係数は厳密には振幅の増減等があるので 0 でないが 0 と仮定する。ベクトルが長いほど時系列との相関係数が大きく，東向きから反時計まわりに位相を示す。ベクトルが時計まわりにまわる方向に位相が伝搬することを示す。クロススペクトルを調べるよりも計算が簡単である。アラビア海，ベンガル湾，南シナ海を基準とする相関係数の分布図もパターンは変わらずに対応する位相差だけ考慮すればほぼ同じになる。データが 3 ヶ月程度しかなく，しかも 30 - 60 日のバンドパスフィルターをかけているのでパターンのみを見て行く。

アラビア海から南シナ海にかけてはスムーズな位相の東進，北上が見られ，フィリピン付近の赤道西太平洋では北西進がみられる。日本の南東海上は南シナ海付近と断絶した形で，90 度位相が遅れている。つまり対流は南シナ海から連続的に伝搬してくるわけではないが，南シナ海の対流活発後 10 日位で日本の南東海上でも活発化する。アリューシャンの南では日本の南東海上との連続性はないがさらに 5 日ほど遅れて活発化する。中国南部から東シナ海，日本付近はほぼ同位相である。

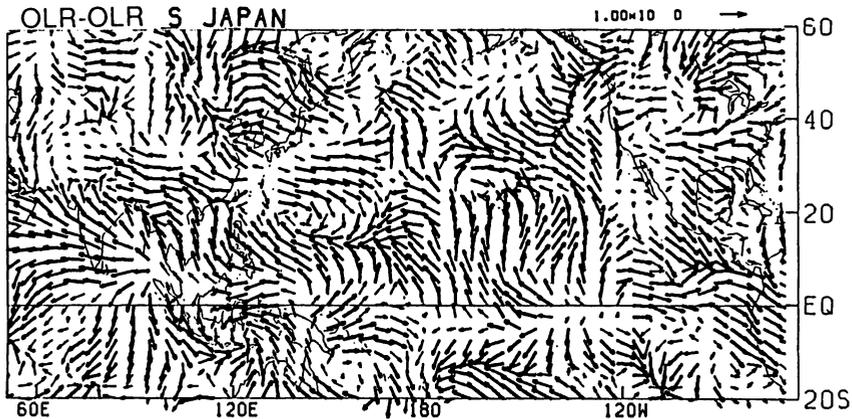


図 7 日本の南東海上での 30 - 60 日のフィルターをかけた OLR 時系列と OLR との相関係数の分布。本文参照

図 8 に日本の南東海上での OLR の時系列と 850 mb と 200 mb の高度場との相関係数の分布を示す。図 7 からわかるように対流が日本の南東海上で活発なときアラビア海ベンガル湾では不活発で，南シナ海では活発になり始めるときである。

850 mb では OLR の値が低い、つまり対流が日本の南東海上で活発なとき同じ場所の高度場は低くなっており、同位相の領域は台湾付近から日付変更線まで、さらにアリューシャンの南の海上の帯状の領域も含まれる。グローバルに見ると、インド洋から太平洋の 10 N 以内が逆位相で（つまり日本の南東海上で対流が活発なとき高気圧となっており）、170 E では 20 N までのびている。赤道インド洋から日本の南東海上にかけて位相速度は滑らかでないが、比較的連続的に位相の北東進が見られる。この高度場の変化はアラビア海の位相の北上に加えてアラビア海から南シナ海までの東進を含んでおり、後者は OLR の東進と一致する。日本付近はアムール川流域から連続的に位相の南下が見られる。150 E, 20 N から 30 N の日付変更線付近にかけて太平洋域ではこのみ位相の不連続線が見られる。ここはちょうどパーセントバリアンスの極小域に対応する。

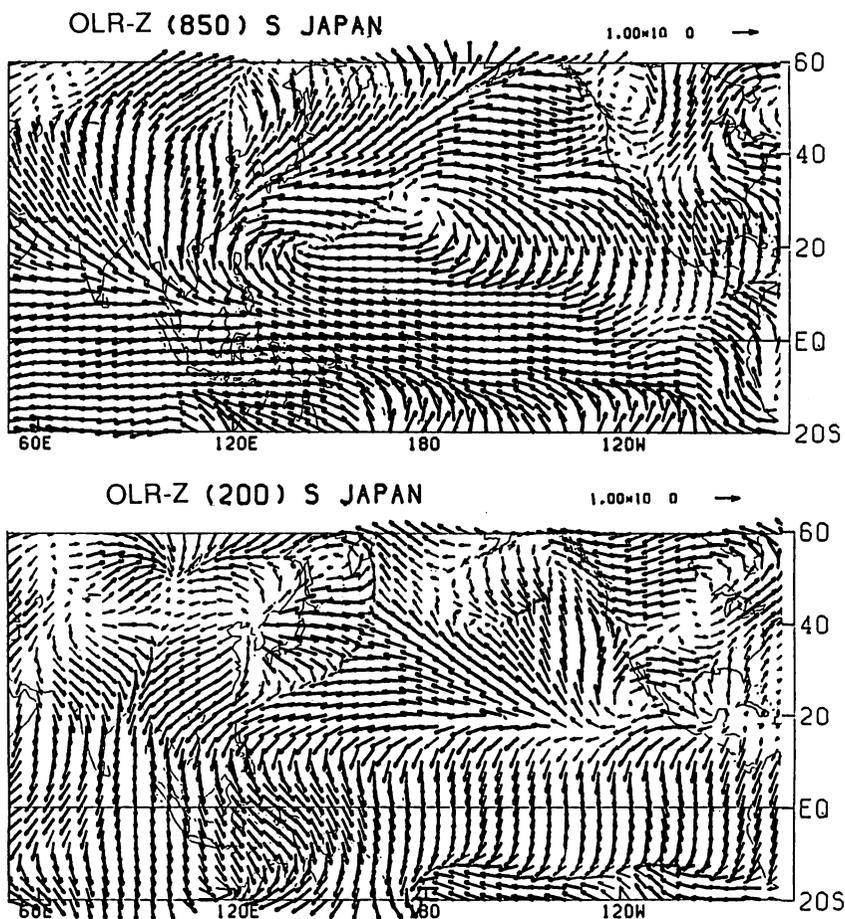


図8 図7と同様で850 mb と 200 mb の高度場に対する分布

200 mb では赤道域は全域ほとんど同位相で波数0になっている。日本の南東海上で対流が活発なとき 200 mb の高度場は対流の活発域を缺んで不連続になっており、南側では同位相が東西方向に広く見られ、北側は逆位相で日本付近を覆っている。850 mb 程広くはないがアラビア海から南シナ海、不連続線の南側を北東進し日付変更線付近からメキシコに南東進する位相の変化が見られる。日本付近はほぼ周囲と逆位相で、また北からの位相の南西進が見られる。アリューシャンの南でも北側は南側の位相と逆であり、日本付近より位相が5日程度遅れている。

図8と図1をあわせれば図5と図6の高度場の変動がほぼ推測できる。また図2のパーセントバリエーションの大きいところは上層下層共に図8で位相の変動がスムーズで相関係数の値も大きい。これらのことから日本の南東海上のOLRの変動は太平洋域及びその周辺の高度場等の変動にたいして季節内変動の時間スケールで十分代表性をもつことがわかる。

850 mb と 200 mb の図を比較して推測できるように両者は中緯度でも完全には同位相（順圧）でない。同じ場所での850と200 mb の高度場の相関係数を比較した（図略）。西太平洋から南シナ海インド付近は中国南部を含んで逆位相に近い。日本付近及びアラスカ湾では順圧に近いが200 mb の高度場が5日遅れている。200 mb の高度場のパーセントバリエーションが大きかった20Nの日付変更線付近はほとんど同位相になっている。

図9に図8と同様にOLRと風の東西成分との相関係数の分布を示す。850 mb では位相の不連続なところが台湾からアラスカの南部に東北東にのびている。この不連続線の南側ではインド洋、南シナ海を通して位相の東北東の伝搬を見ることができる。この東西風の伝搬は南シナ海付近で南東にも見られる。日本の南の海上からアラスカの南には5日から10日の時間がかかる。南東海上で対流が最大のとき不連続線の南側では西風が最大になっているが、北側では東風の最大は北海道以北に見られ、それが南下して10日後頃に東風の最大が不連続線のすぐ北側に来る。200 mb では不連続線は850 mb より日本付近で5度ほど北に位置し、南側では東シナ海から北米大陸まで位相の変化が見られる。850 mb と同様に南東海上で対流が最大のとき南側で西風が最大、北側ではまだ東風が吹き始めたときである。やはり東風の位相は南下傾向がある。アリューシャン付近は5日ほど遅れている。平均場で東風が卓越している850 mb の20N付近の太平洋域では standing oscillation であるが、200 mb では位相の東進が見える。

図10に日本の南海上のOLRの時系列と850 mb、200 mb の温度場の相関係数の分布を示す。図8と比較して20N以北では850 mb の温度場は200 mb の高度場と位相のパターンはほとんど同位相である。これは静力学及び温度風の関係と、温度場が鉛直方向に激しく変化しないことから期待されることである。これから200 mb の高度場は対流が活発化し、暖気移流の結果下層の気温が上昇するとともに上昇すると考えられる。一方200 mb の温度場と850 mb の高度場は20N以北で逆位相に近いが、太平洋域でやや850 mb の高度場が先行することが見られ、160E、20N付近では同位相が見られというように完全には対応していない。上下層ともに20Nの北側で広く太平洋

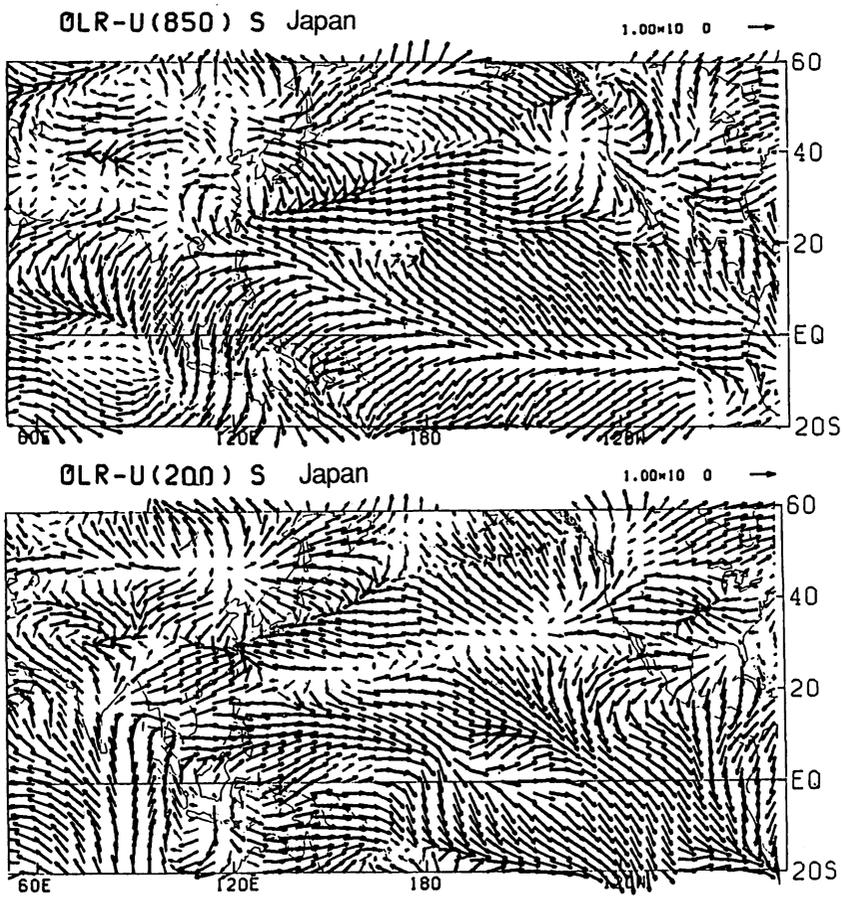


図9 図8と同様に風の東西成分に対する分布

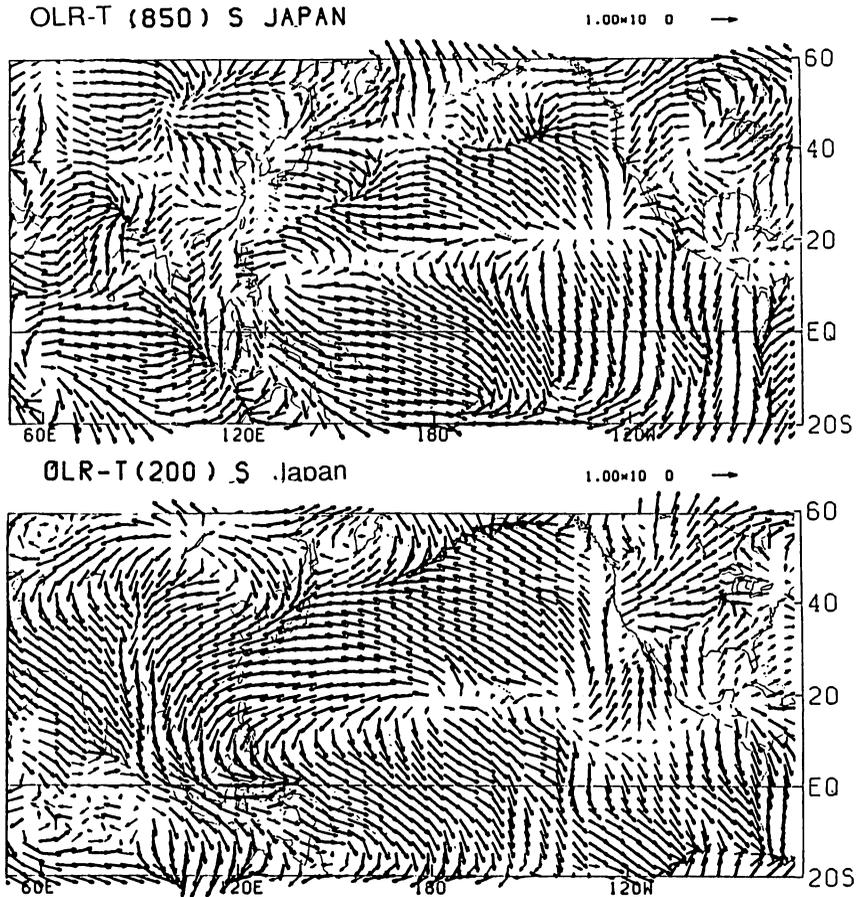


図10 図8と同様に温度場に対する分布

域は日本の南東海上の対流活発化の頃急速に昇温している。

日本の南海上のOLRの時系列と775 mb, 225 mbの渦位の相関係数の分布は(図略), 下層では20N以北の対流の活発域で見るとOLRや850 mbの高度場の分布と比較的類似している。もちろん高度場ほど位相の連続性はみられない。台湾から日本の南東海上にかけてstanding oscillationで、アリューシャンの南もその傾向が見える。225 mbでは200 mbの高度場と非常に良く類似している。これは成層がより安定である中緯度域に対して準地衡風近似から期待されることである。このレベルでは北からのみ位相伝搬が見られる。

4. 渦位収支

平均場との相互作用（次式の第2と3項）、非線形相互作用（第4項）、非断熱項（右辺）の影響を評価するために30 - 60日のバンドパスフィルターをかけた準地衡風近似の渦位の収支を調べた。

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{q} + \widetilde{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{q} + (\widetilde{\mathbf{v}}' \cdot \nabla \bar{q}') = -\kappa c_p \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\bar{Q}}{\sigma p} \right)$$

ここでチルダは30 - 60日のフィルター、バーは時間平均、プライムはトランジェントの場をそれぞれ表す。図11に925mbの渦位方程式の非断熱項のバリエーションに対する割合とその位相を示す。バリエーションは移流項を含めた全部の項に対する百分率で示してある。位相は各点の渦位とその時間微分に相対的に定義してあるので、西（南）向きは渦位（その時間微分）と同じ位相であることを示す。バリエーションの相対的割合で見ると日本の南東海上のOLRのバリエーションの大きい付近では平均場との相互作用は比較的小さく非断熱加熱が大きい。位相は渦位の時間微分と同じであることから南東海上での下層の渦位・高度場の変動は非断熱加熱項によって支配されていることがわかる。アリューシャン付近の高度場のバリエーションが大きいところでは平均場の移流項が比較的小さく、一番大きいのが擾乱による平均場の移流項であり、位相は渦位と同じでエネルギーの観点からみれば全エネルギーを平均場からもらっている。非断熱加熱項もOLRのバリエーションの大きいところである程度の値をもつが、位相が渦位の時間微分と逆である。

225mbでの図は省略するが、25N以北では平均場による移流項が大きく、大体は擾乱による移流項とバランスしている。つまり非断熱加熱項も非線形項も無視できて平均場と線形相互作用の2項で説明できる。この形はもし傾圧効果が無視できればロスビー波の2次元伝搬を議論するときの基礎方程式でもある。200mbの高度場や速度場でバリエーションの大きかった20Nの日付変更線付近はどの項も寄与しているが、強いていえばバリエーション・位相から非線形相互作用が一番利いていそうである。

5. 太平洋域の高度場の変動の過程

これまで述べてきたことから日本の南東海上の下層の変動は日本付近の上層の変動とは一体のものであり南東海上の対流の活動とは直接関連している。これはたとえば次のように解釈される（必ずしも因果関係を意味するものではない）。日本の南東海上の帯状の領域で対流が活発化するとその非断熱加熱により下層の渦位は正となり下層で低気圧性循環が強まる。帯状域とその南側では対流と暖気移流によって昇温し、上層は気圧が上がると共に温度風の関係から高気圧性循環が強まり北（南）側で西（東）風が強まる。帯状域の北側では北から風が吹き込む寒気移流となり気温が低下する。上層では気圧が下がると共に低気圧性循環が強まり、対流活発域の南（北）側で西（東）風が強まる。また全体に傾圧性が強まり、中心付近の西風は平均場よりも強まる。さらに下層では

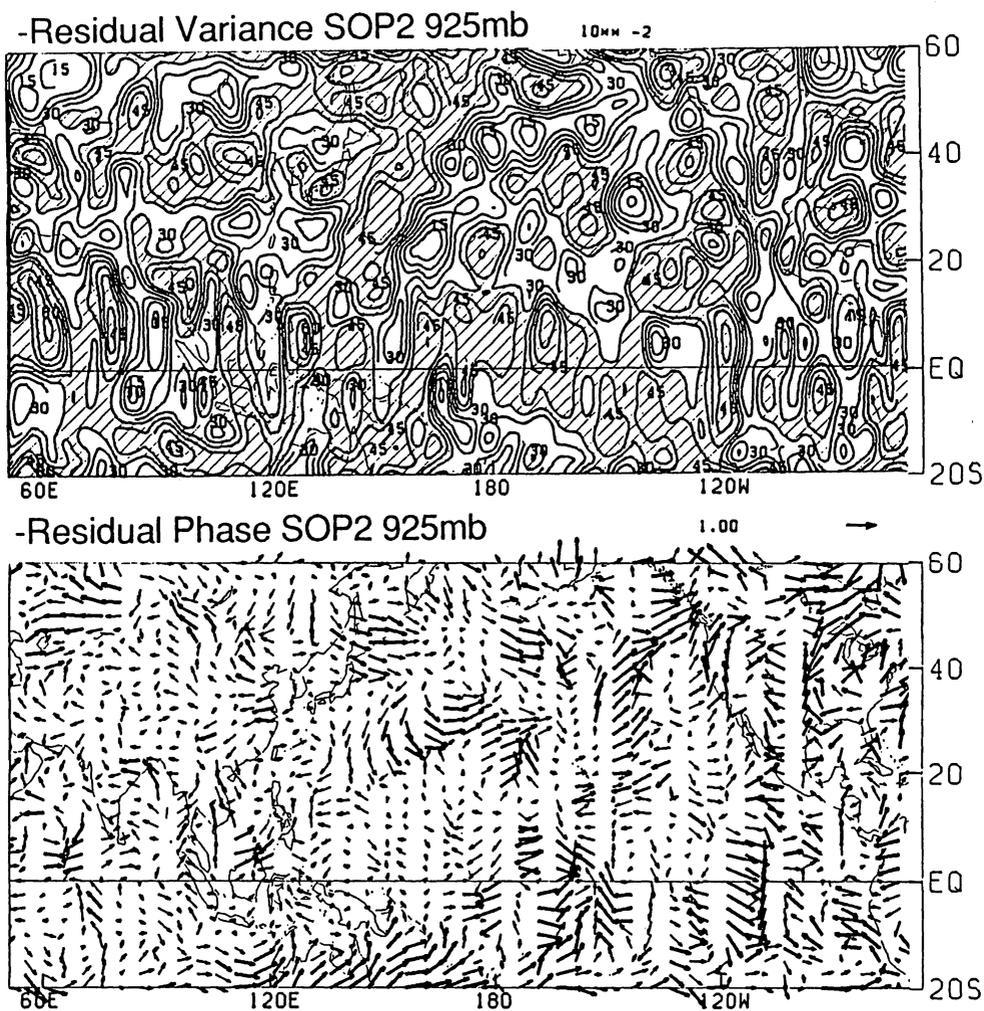


図11 925 mb の渦位方程式の非断熱項のバリエーションの割合とその位相。この図のみ位相は西（南）向きが渦位（渦位の微分）と定義してある。本文参照。

低気圧性循環の強まりと共に、水蒸気補給も強まることが予想されさらに対流を活性化させる。

アリューシャン付近でもほぼ同様なプロセスであるが、対流の役割はずっと小さくなっていると考えられる。

20 N の日付変更線付近の変動は図 5 以降を参照すると次のような過程がおきていることがわかる。赤道域付近の対流が活発なとき（日本の南東海上の活動が不活発なとき）、上流の対流が不活発な等のために 20 - 30 N 帯のひろい太平洋域で上層下層ともに低温偏差になっている。約 15 N より赤道域側では上下層高温偏差になっている。下層ではこの時広く低圧部になっており東西風は平均場を強める東風になっている。上層では温度風の関係を反映して 15 N の北（南）で渦位が正（負）になっており、15 N 付近で平均場と同じく西風となっている。

6. おわりに

準地衡風近似がコリオリパラメーターによらず常に成立すれば次のような極限的なことが考えられる。赤道域に近づくととき（ $f \rightarrow 0$ ）渦位と高度場の関係

$$q = f + \frac{1}{f} \Delta\phi + f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{1}{\sigma} \frac{\partial\phi}{\partial p} \right)$$

から高度場は他の鉛直レベルの渦位の影響は受けなく、同じレベルの東西方向の全ての渦位の影響を等しく受ける。したがって赤道域の高度場は全域 standing oscillation となり、東西方向の波数は 0 となる。中高緯度の極限として $f \rightarrow \infty$ なら逆に高度場は水平的に離れた渦位の影響はなくなり同じ場所の全ての鉛直レベルの渦位の影響を等しく受ける。渦位は渦度になり、全て順圧大気で議論できることになる。

今までに示した図を見るとこの議論は第 0 近似としてはひどく悪くはなさそうである。これはまた準地衡風近似が悪くないことを示すものである。現実の大気は 2 つの極限の間にあり、準地衡風近似を仮定しても簡単ではない。今回調べた範囲内では、日本及びその南東海上での一連の季節内変動は活発な対流という点では熱帯域にひけをとらないが、基本的には傾圧場において静力学と地衡風の関係に縛られた系の変動と見られる。この時期日本の南東海上では梅雨前線が活発なので、梅雨前線帯の季節内変動を高度場などをとおして見たとも考えられる。

もちいたデータが 1979 年の 5 月から 7 月までということで、データが少なすぎる点が一番気にかかるがこれからの課題としたい。

ブラジル北東部の季節降水量の予報
Seasonal Rainfall Forecasting in the North-East Region of Brazil

Clovis Angeli Sansigolo *

(小沢芳郎**訳)

1. はじめに

ブラジル北東部 (Nordeste 地方) の干ばつは、熱帯における気候災害のなかでも最も大きな被害をもたらすものの一つである。それは、大規模循環の異常として明確に示される気候の問題であり、また、社会・経済に尋常でない影響を与えるものである。北 Nordeste 地方 (図 1) の降水量は、通常、ITCZ が最も南に位置する 3 月～5 月に集中する (Namias, 1972)。しかし、その季節の降水量には、かなりの年々変動がみられる (図 2)。

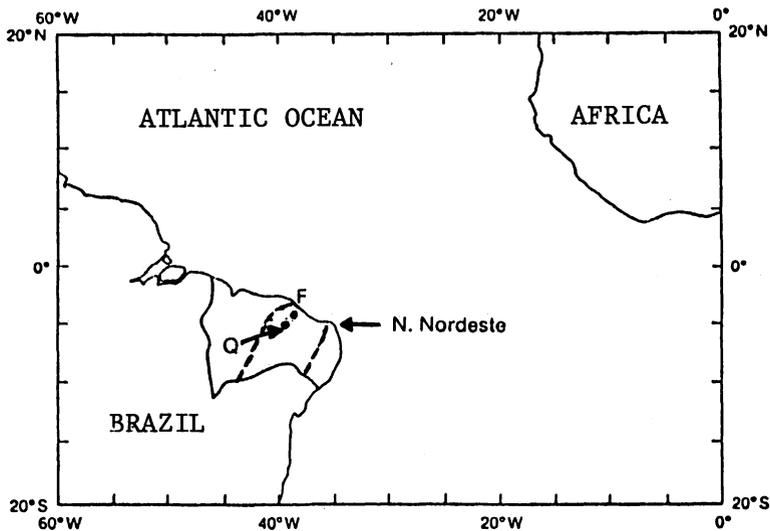


図 1 ブラジル北東部の地図

Q : Quixeramobim F : Fortaleza

破線は、北 Nordeste 地方の中で年降水量が 800 mm 以下の地域を示す。

* ブラジル国立宇宙研究所 (CPTEC / INPE)

** 気象庁長期予報課

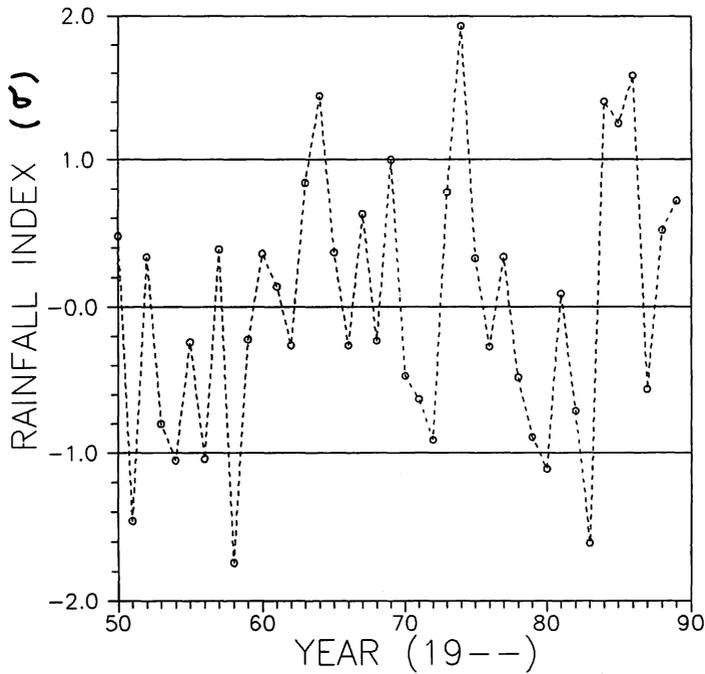


図2 北Nordeste地方QuixeramobimとFortalezaの3～5月合計降水量標準偏差で規格化してある。

数人の研究者は、北Nordeste地方における降水量の年々変動を、大規模な海面水温（SST）の偏差と大気大循環の変動に関連付けてきた。Hastenrath and Heller(1977), Moura and Shukla (1981) は、北Nordeste地方の降水量と熱帯大西洋におけるSST偏差の南北dipole型分布との間に関連のあることを立証した。

太平洋におけるSSTの変動もまた重要であろう。エルニーニョ現象は、北Nordeste地方における幾つかの著しい干ばつの発生と一致しており、また、南方振動指数(SOI)は、長期間にわたる相関は低いものの、しばしば北Nordeste地方の降水量と強く関連している(Covey and Hastenrath, 1978)。

Hastenrath, Wu and Chu (1984) 及び Hastenrath (1990) は、北Nordeste地方の季節降水量と関係するテレコネクションについて既に得られている知見を総合し、大気と海洋の両方の予測因子を用いて、有望な重回帰予報式を求めた。

ここでの研究の目的は、予測因子として唯一 SST の大規模パターンを用いて予測手法を作成し、それを評価することである。

この手法は限定的なものかも知れない。しかし、SST 偏差は、強制力要因としての役割をもつとともに、過去及び現在の大気状態を反映しており、また、大規模な SST パターンが大気に比べてノイズが少ないことから、大気より予測因子として優れた点を幾つか持っている。

信頼のおける SST データは、およそ 1950 年までさかのぼることができる信じられており、また、SST 偏差は準即時的に得られることから、北 Nordeste 地方の季節降水量（3～5月）の予報を3月の早い時期に出すことが可能である。

2. 方法

大西洋と太平洋は、現在のところ北 Nordeste 地方の降水量を予報する上で、最も関連の深い地域とみられていることから、これらの領域における SST の幾つかの主要な変動パターンを明らかにするため、主成分分析（経験的直交関数－EOF 解析）を行った。

大西洋及び太平洋 SST の EOF 解析は、緯度 4 度 × 経度 6 度毎に 12～2月で平均された 40 年間（1950～1989 年）の SST 偏差データ（JMA-GSST データ）を用いて行った。

季節降水量データは、1950～1989 年の Fortaleza（34.4 S, 38.8 W, 高度 19 m）と Quixeremobim（51.2 S, 39.2 W, 高度 211 m）における 3～5 月の合計降水量である。

大西洋と太平洋 SST の EOF 解析によって得られた時間係数を、ステップワイズ（変数増減法）重回帰及び線形判別分析における予測因子として用いた。

3. 結果と議論

図 3 は、2～4 月平均の大西洋 SST を EOF 解析した時の第 1 主成分（A1）を示している。寄与率は 19% で、Ward et al.（1989）によって得られた空間的相関パターン（図 4）と類似している。熱帯と北半球の温帯の両地域で良い類似が見られる。このことは、北 Nordeste 地方の季節降水量が SST 偏差の主要な年々変動と関連していることを意味している。12～2 月平均の大西洋 SST の EOF 解析で得られた、第 1、第 2 主成分が図 5 と図 6 に示される。

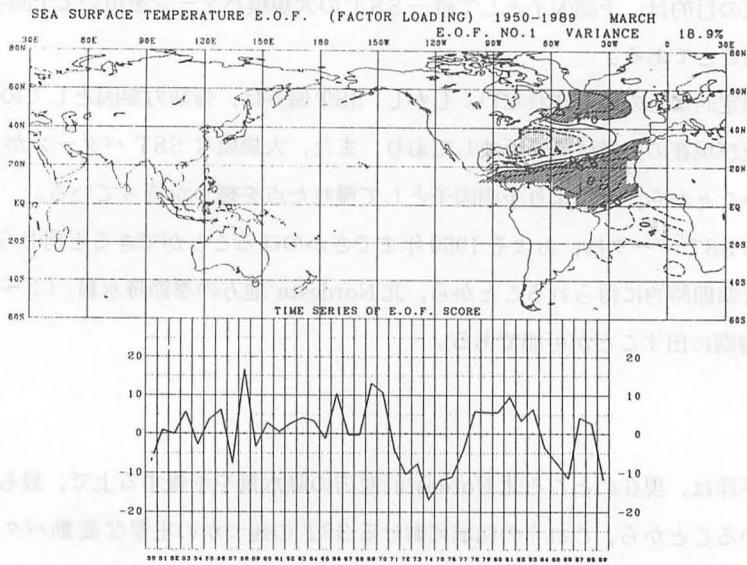


図3 大西洋 SST (2~4月平均) の EOF 第 1 主成分の振幅分布と係数の時系列

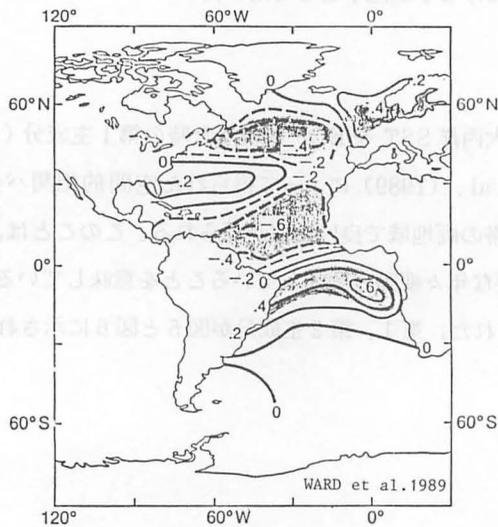


図4 北Nordeste 地方の降水量と3~4月平均 SST 偏差との間の相関 (Ward et al., 1989)

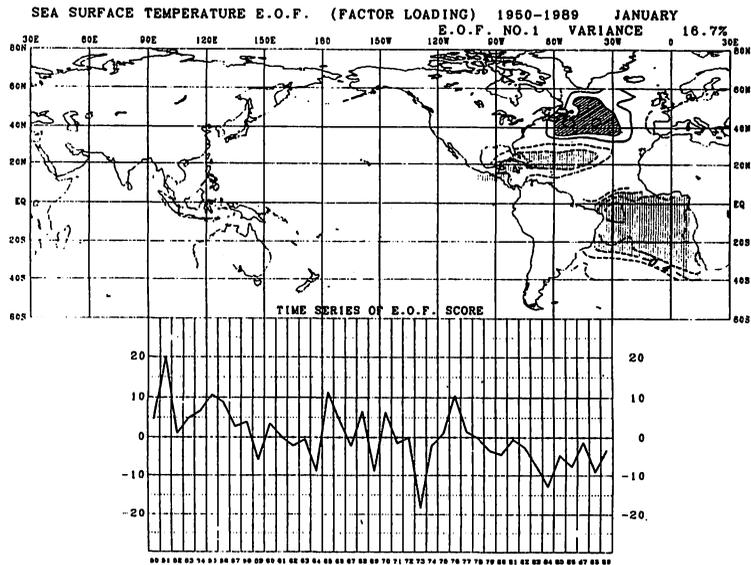


図5 大西洋 SST (12~2月平均) の EOF 第 1 主成分の振幅分布と係数の時系列

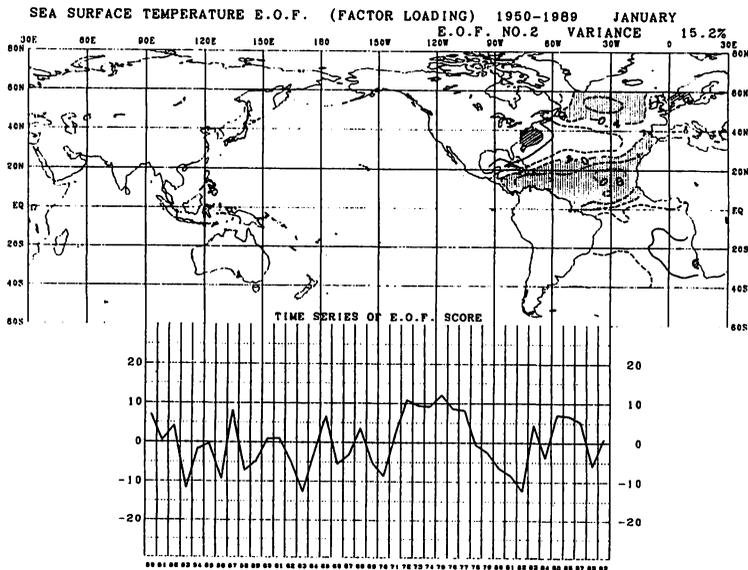


図6 大西洋 SST (12~2月平均) の EOF 第 2 主成分の振幅分布と係数の時系列

図7に示す太平洋 SST の EOF 第1主成分 (P1) は、北 Nordeste 地方の降水量の有力な予測因子になるとみられる。エルニーニョ現象と反対符号の SST 偏差をもつ熱帯太平洋のラニーニャ現象は、北 Nordeste 地方の多雨と関連している。P1 はこれらの SST 偏差を非常によく再現している。

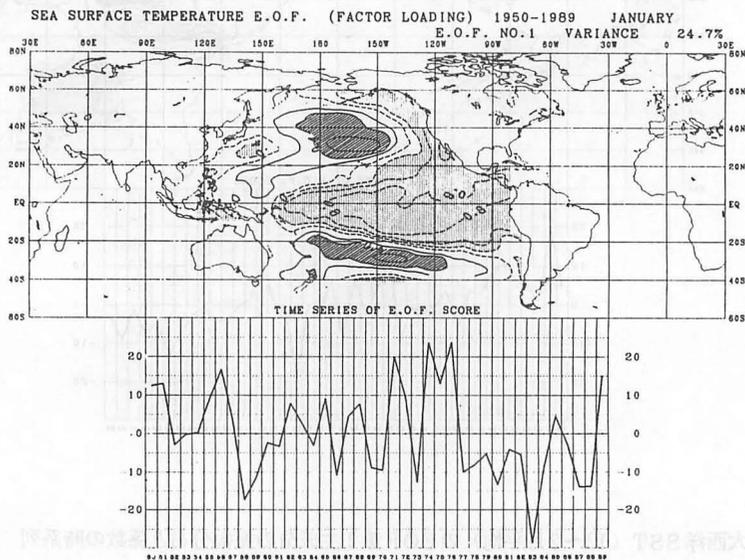


図7 太平洋 SST (12~2月平均) の EOF 第1主成分の振幅分布と係数の時系列

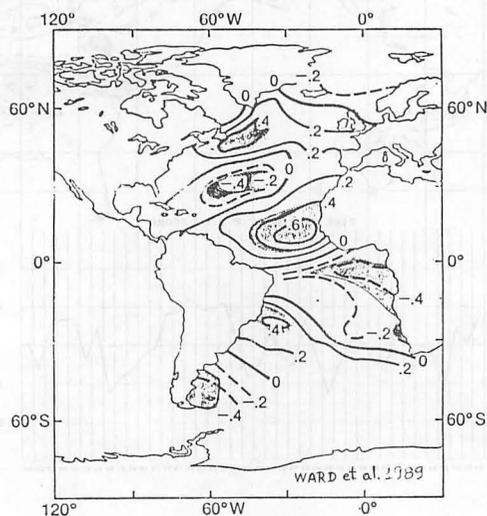


図8 1月のエルニーニョ固有ベクトル係数と1~5月の大西洋 SST 変動との間の相関 (Ward et al., 1989)

太平洋の SST と Nordeste 地方の降水量との間の物理的な関連は複雑であり、一つ以上の物理的効果によって生じるのかも知れない。1月のエルニーニョ / ラニーニャ現象は、Nordeste 地方の降水量に重要な影響を与える大西洋地域において、この現象に引き続いて起こる SST の変動と深く関連しているらしい (図 8)。このことは、SOI と熱帯大西洋の SST 変動とを関連付けた Wolter (1987) の最近の知見と一致している。

表 1 は、大西洋及び太平洋の 12 ~ 2 月平均 SST の EOF 係数と、北 Nordeste 地方の季節降水量 (3 ~ 5 月) との間の相関を示している。

表 1 大西洋及び太平洋 SST の EOF 係数と北 Nordeste 地方の季節降水量との間の相関

	RAINFALL	P1	P2	P3
A1	-0.46	-0.53	-0.29	0.10
A2	0.27	-0.39	-0.29	-0.08
A3	-0.08	-0.19	0.10	-0.06
P1	0.19			
P2	-0.33			
P3	0.18			

ステップワイズ重回帰モデルとして、A1 と P1 を予測因子とする 2 因子モデルを選んだ。このモデルによって、観測値の分散の 50 % を説明することができる。予測値と観測値を比較した結果を図 9 に示す。さらに、北 Nordeste 地方の季節降水量と EOF 係数 (予測因子) の間の予測関係を求めるために、段階的線形判別分析を用いた。降水量の 3 つのカテゴリーは、 $-\sigma/2$ と $\sigma/2$ を境界値として、“dry”, “average”, “wet” とした。ある与えられた年において、生じる可能性が最も高いカテゴリーを、最良の予報として採用する。

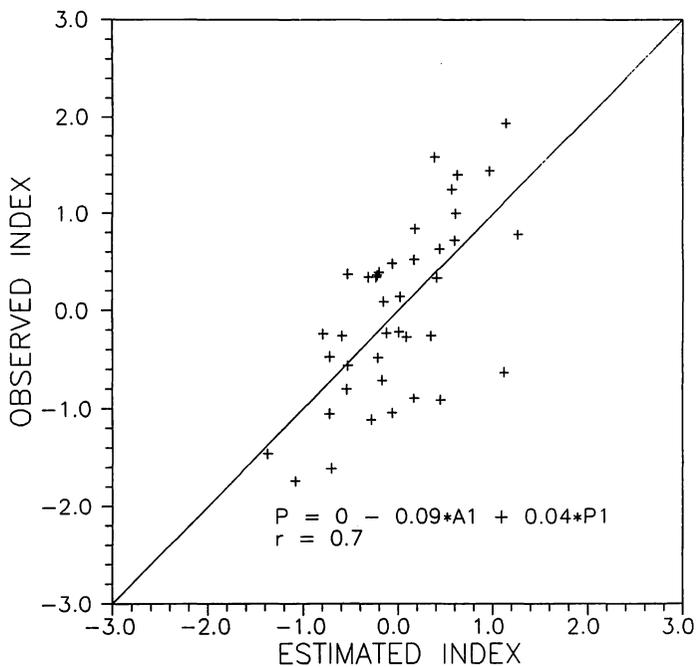


図9 北Nordeste 地方における季節降水量指数の観測値と予報値の関係

A1, P1 及び A2 の3 予測因子によるカテゴリー予報モデルの検証を、従属資料(1950～84)と独立資料(1985～89)を用いて行った。検証結果を表2に示す。モデルが“wet”を予報した時の約75%で、実際の北Nordeste 地方の降水量は“wet”となった。なお、気候値によると37%となる。また、“average”を予報した場合のスキルは、71%，“dry”では69%となる。独立資料による検証では、8割的中率を示している。

ここでの研究結果は、大西洋と太平洋における12～2月平均の大規模SST 偏差を用いた北Nordeste 地方の季節降水量予報について、将来の実用的な予報の可能性を与えている。

表2 北Nordeste 降水量予報の結果の検証

従属資料によるもの(上), 独立資料によるもの(下)

TRAINING DATA SET (1950-84)

CLASSIFIED					
O B S E R V E D	WET AVERAGE DRY			SKILL	
	WET	AVERAGE	DRY		
	WET	6	1 ^a	1 ^b	- 75%
	AVERAGE	1 ^c	10	3 ^d	- 71%
	DRY	1 ^e	3 ^f	9	- 69%

a-1950 ; b-1963 ; c-1962 ; d-1959,66,81 ; e-1971 ; f-1962,72,83.

VERIFICATION WITH AN INDEPENDENT DATA SET (1985-89)

YEAR	CLASSIFIED	OBSERVED
1985	WET	WET
86	WET	WET
87*	NORMAL	DRY
88	WET	WET
89	WET	WET

* misclassified

4. 謝辞

技術的及び財政的支援をいただいた気象庁(JMA)と国際協力事業団(JICA)に深謝致します。また、この研究は気象庁長期予報課において行ったものであり、御協力いただいた同課の同僚に対し感謝します。

参 考 文 献

- CHU, P.S., 1984: Time and Space Variability of Rainfall and Surface Circulation in the North-East Brazil-Tropical Atlantic Sector. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **62** (2), 363–370.
- COVEY, D.L. and HASTENRATH, S., 1978: The Pacific El Nino Phenomenon and Atlantic Circulation. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1280–1287.
- HASTENRATH, S., WU, M.C. and CHU, P.S., 1984: Towards the Monitoring and Prediction of North-East Brazil Droughts. *Quart. J.R. Met. Soc.*, **110**, 411–425.
- HASTENRATH, S., 1990: Prediction of Northeast Brazil Rainfall Anomalies. *J. Climate*, **3** (8), 893–904.
- MARYON, R.H. and STOREY, A.M., 1985: A Multivariate Statistical Model for Forecasting Anomalies of Half-Monthly Mean Surface Pressure. *J. Climatol.*, **5**, 561–578.
- MOURA, A.D. and SHUKLA, J., 1981: On the Dynamics of Drought in Northeast Brazil. Observations, Theory and Numerical Experiments with a General Circulation Model. *J. Atm. Sci.*, **38**, 2653–2675.
- NAMIAS, J., 1972: Influence of Northern Hemisphere General Circulation on Drought in North-East Brazil. *Tellus*, **24**, 336–343.
- SAS INSTITUTE, 1987: *SAS/STAT Guide for Personal Computers*. version 6. Cary, NC. 1028 p.
- TANAKA, M. and NISHIZAWA, T., 1985: The Atmospheric Circulation and the Major Drought and Flood of 1983 in Brazil. *Geograf. Rev. Jap.*, **58** (2), 165–171.
- WARD, M.N., BROOKS, S. and FOLLAND, C.K., 1989: Predictability of Seasonal Rainfall in the Northern Nordeste Region of Brazil. GREGORY, S. (ed.). *Recent Climate Change, A. Regional Approach*. London, Belhaven Press.
- WEARE, B.A., NATVATO, A and NEWELL, R., 1976: EOF of Pacific Sea Surface Temperatures. *J. Phys. Ocean*, **6**, 671–678.
- WEARE, B.A., 1977: EOF Analysis of Atlantic Ocean Surface Temperatures. *Quart. J.R. Met. Soc.*, **103**, 467–478.
- WOLTER, K. 1987: The Southern Oscillation in Surface Circulation and Climate over the Tropical Atlantic, Eastern Pacific and Indian Oceans as Captured by Cluster Analysis. *J. Clim. Appl. Met.*, **26**, 540–558.

ニューロコンピュータ

保谷 信親*

1. はじめに

人工知能の一つであるニューロコンピュータを紹介します。ニューロコンピュータというのは生物の脳を構成する神経細胞を計算機上でモデル化した人工知能のことで、いわゆる AI として有名なエキスパートシステムなどとは全く異なる原理に基づいており、最近では家庭電化製品にも使われているようです。ニューロコンピュータの一つで重回帰モデルに似ているバックプロパゲーションモデルを長期予報に試してみました。結果はいまのところはかばかしくありませんが興味深い技術です。

2. ニューロン

ニューラルネットワークの目的は、人間の脳に近い能力を持つ情報処理システムを実現することにあります。これまでの人工知能の代表であるエキスパートシステムは、専門家から集めた知識を if ~ then のルールで表現し形式的な推論をすすめることで高度な知能を達成しようとしています。最近では広範な「常識」を知識として表現できるようになり、またファジーの概念を導入することで、あいまいさを表現できるようになるなど一応の成功をみています。

しかし人間を含め生物の知能はエキスパートシステムとは根本的に異なる原理によることがわかってきました。通常、人間は論理的に思考して行動してはおりません。その行動はほとんど直感的といえ、しばしば論理的には愚かで単純な間違いを犯します。その一方でどんなコンピュータでも厳密には解くことのできない問題に対し、実用的な答を短時間で出すことができます。

人間の脳は 1,000 グラムから 2,000 グラム、平均で約 1,300 グラムあります。脳の細胞は大別すると、情報処理を行う神経細胞（ニューロン）とニューロンの代謝を助けるグリア細胞に区別できニューロンは 100 億～200 億個、グリア細胞はその数倍あると推定されています。ニューロンは核の存在する細胞体、入力部の樹状突起、出力部の軸索の 3 部から構成されています（図 1）。樹状突起はその名の通り多数の枝別れがみられるのに対し、軸索は枝別れがなく、1 個のニューロンに 1

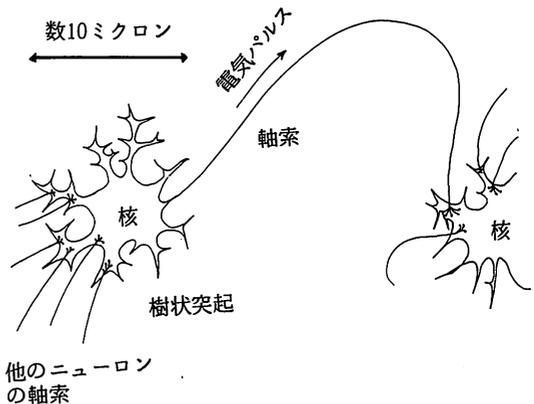


図1 ニューロン（神経細胞）の模式図

* 札幌管区気象台予報課

本しかありません。軸索の先端が別のニューロンの樹状突起や細胞体に密着している部分をシナプスと呼び、ニューロン1個当たり1万程度あると推定されています。

ニューロンの細胞体は感覚器からの入力などにより電気パルスを発生します。このパルスは軸索を伝搬して終末のシナプスに到着します。シナプスの状態によって、このパルスは正か負の電位を次のニューロンに生じさせます。多数のシナプスからの入力を受けているニューロンは、各シナプスからの作用で細胞内に発生したシナプス電位をアナログ的に合計し、その結果の電位が一定のしきい値を越えると、30ないし50ミリボルトのスパイク状のパルスが細胞体内部に発生します。このパルスが軸索を伝搬して次のニューロンに信号が伝えられることとなります。パルスそのものは発生するか否かのデジタル信号となっています。1個のニューロンは1秒間にせいぜい数100回のパルスしか発生できません。コンピュータが 10^8 ヘルツ程度で動作していることと比較するとニューロンは非常に遅い素子といえます。脳はこの遅いハードウェアに高度な並列分散処理をさせることによって、大量の情報をすばやく処理しているのです。

3. ニューロンの人工的なモデル

神経細胞には何種類ものニューロンがあり、なかには単一で高度な機能を持つものも知られていますが、ニューラルネットで用いられるのは非常に簡略化した図2の様な多入力1出力のニューロンです。数学的には次のように表現します。

$$\begin{aligned} u &= \sum_i W_i X_i \\ Y &= f(u-h) \end{aligned} \quad (1)$$

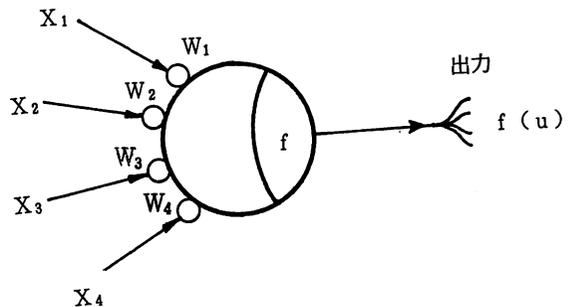


図2 ニューロンの人工的なモデル

入力した信号 X_i はシナプス結合の度合 W_i による重みをつけて合計されます。合計値 u からしきい値 h を引き応答関数 f による変形を受けたものが出力となります。応答関数 f としては次のものが代表的です。(図3)

(a) 閾値関数

$$f(x) = \begin{cases} 1 & (x \geq 0) \\ 0 & (x < 0) \end{cases} \quad (2a)$$

(b) シグモイド関数 $f(x) = \frac{1}{1+e^{-x}}$ (2b)

実際のニューロンはパルスが発生するか否かの2値しかとらないので閾値関数の方が実際に近いのですが、パルスの発生密度が情報であると考えてシグモイド関数のようなアナログ値で扱うことがあります。

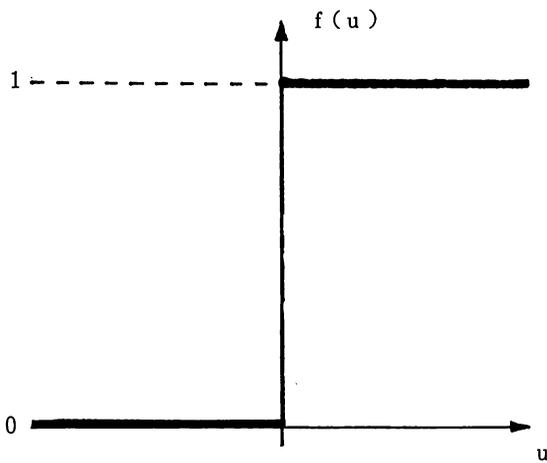


図3 a 閾値関数

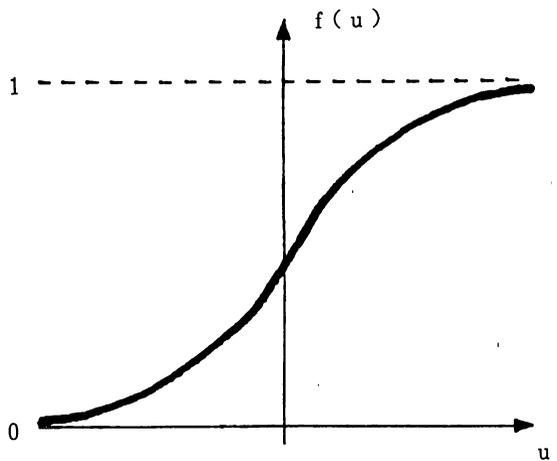


図3 b シグモイド関数

4. ニューラルネットワーク

ニューロンを結合させて、ネットワークを構築しますが、ネットワークには大きく分けて、図4 aの相互結合型と図4 bの階層型があります。もちろん実際の脳では神経細胞は非常に複雑に結合していますが、一部に階層構造があることが確かめられています。ニューロコンピュータにおいて相互結合形のネットワークは、パターンの一部から全体を想起するような連想記憶や、組合せ最適化問題を解くために用いられます。

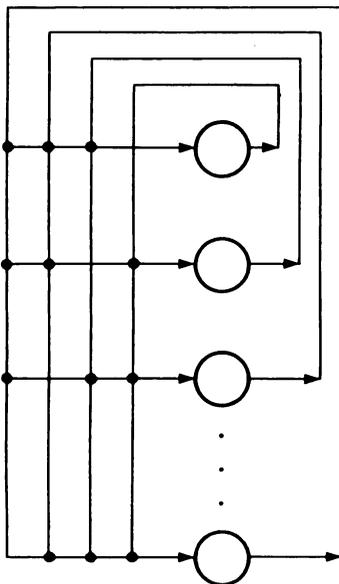


図4 a 相互結合型のネットワーク

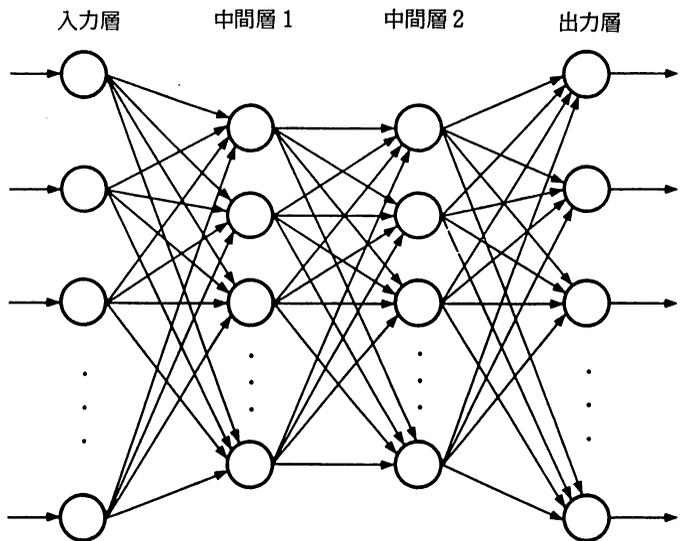


図4 b 階層型のネットワーク

5. バックプロパゲーションモデル

バックプロパゲーションとは、階層型のニューラルネット用に考えられた学習アルゴリズムです。

入力層へ与えられた入力信号はそのまま中間層に伝えられ、中間層、出力層の個々のニューロンは式(1)にしたがい次の層へ順次信号を伝えていきます(図5)。中間層の数はいくつでもよく、またなくてもかまいません。出力層の結果が最終結果となります。

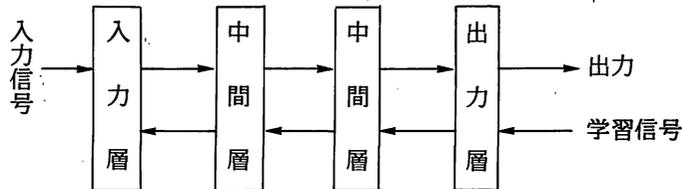


図5 バックプロパゲーションモデルの信号の流れ

階層型のネットワークを表現するために式(1)を少し拡張します。

$$\begin{aligned} u_i^n &= \sum_j W_{ij}^n Y_j^{n-1} \\ Y_i^n &= f(u_i^n - h_i^n) \end{aligned} \quad (3)$$

Y_i^n は第 n 層の i 番目のニューロンの出力値

応答関数 f としては図3 b のシグモイド関数が用いられます。このモデルでは、学習によって変化するのはシナプスウェイト(結合の度合) W_{ij} です。まずあるデータを入力層に与え、各層のニューロンについて式(3)を計算して出力層の結果を得ます。その結果と望ましい結果(教師信号)とのズレを求めます。ずれの度合は出力層のニューロンの値を Y_i^N 、教師信号を T_i として以下のように定義します。

$$E = \sum_i (Y_i^N - T_i)^2 \quad (4)$$

バックプロパゲーションの学習とはこの E を極小化するように各シナプスのシナプスウェイトを変化させることです。学習結果はすべて全体のシナプスウェイトに分散して配置されるので一つ一つのシナプスウェイトの値は殆ど何の意味も持ちません。また学習の過程ではシナプスウェイトの変化は出力層から入力層へ逆方向(Back)に伝搬(Propagate)します。これがバックプロパゲーションの名の由来です。

シナプスウェイトの修正は具体的には以下のように行います。まず出力層から中間層への修正のため学習信号 δ を次の様に定義します。

$$\delta_i^N = (T_i - Y_i^N) f'(u_i^N) \quad (5)$$

Y_i^N は出力層の i 番目のニューロンの出力値

f' は応答関数の微分

また各中間層の学習信号は次のように式を再帰的に各層に対して解くことによって求めます。

$$\delta_i^n = f'(u_i^n) \sum_k \delta_k^{n+1} W_{ki}^{n+1} \quad (6)$$

学習信号に基づき、シナプスウェイトの修正量を次の式で求めます。

$$\Delta W_{ij}^n = \eta \delta_i^n Y_j^{n-1} \quad (7)$$

E を極小化するためのこの方法は一般に最急降下法として知られているアルゴリズムです。 η は学習定数と呼ばれるものです。

データを入力層に与えて出力層の結果を求め、結果と望ましい値とのずれから、シナプスウェイトを調整する事を繰り返す事で学習が進みます。アルゴリズムとしては驚くほど簡単で、プログラムにしてリスト用紙1枚程度です。

仮に応答関数として線形な関数を用いれば層は一つに集約することができ、階層型のニューラルネットワークは線形重回帰式に非常によく似たものになります。その場合シナプス結合の度合 W_{ij} が回帰式の係数に相当します。バックプロパゲーションモデルの特徴は、応答関数がシグモイド関数であることと、係数を決めるのに最小二乗法を使わず学習という方法を用いることです。

6. 応用例

バックプロパゲーションモデルは、これまで計算機にとっては不得意とされてきたパターン認識（手書き文字認識、音声認識他）等を得意としますが、原理的には元になるデータと答の組を多数用意してモデルに学習させればよいので、幅広い分野に応用が可能です。

図6は長期予報への応用として試作した月平均気温予想のためのニューラルネットです（保谷（1990））。入力データは月平均500mb格子点値を（北半球、10度間隔の格子で全部で252点）、それぞれ入力層の各ニューロンに与え、出力層には気温の3階級区分（高い、平年並、低い）に対応する3つのニューロンを配置して出力値が最大のニューロンを結果としました。学習用として1946年～1979年までの34例、検証用に1980年～1989年の10例を使いました。学習用の34例を順に学習させることで1回の学習として1か月予報をさせてみた結果の一つが表1です。スコア

は学習回数にかなり依存し、各月ごとに変動しているため、このままでの利用は無理でしょう。

モデルの特性を調べるため1月の高度場から同月の気温を予想させた結果が表2です。従属データは当然学習が進むにつれてスコアが上がっていますが、独立資料では始めは学習の効果がありますが、学習の回数を重ねると次第にスコアが落ちてきます。特定のデータのみを学習し過ぎると応用が効かなくなるのは、重回帰式で説明変数が多すぎる場合とよく似ています。

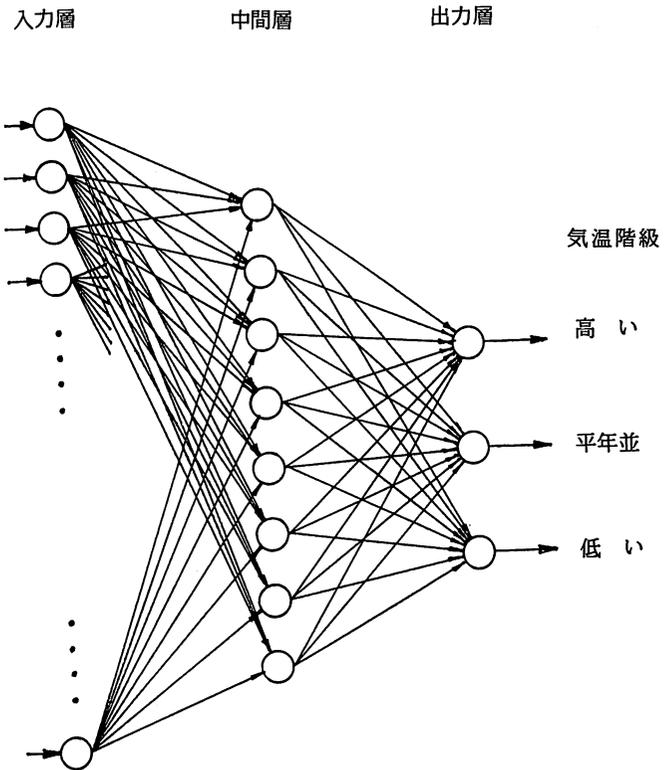


図6 長期予報用試作ニューラルネット
 入力層、中間層、出力層はそれぞれ、252個、8個、3個のニューロンから構成される。入力データは500mb高度偏差の格子点値。

表1 1か月予報でのスキルスコア

学習回数	1月	3月	6月	9月	12月
5	-5	0	26	0	5
10	-12	29	3	0	4
15	-3	32	3	-9	4
20	-5	17	26	-11	14
25	26	-7	41	37	0
30	21	4	17	35	9

表2 1月の高度場から同月の気温を予想した場合のスキルスコア

学習回数	従属データ	検証データ
0	-23	0
1	24	18
5	33	36
10	64	51
15	64	37
20	70	18
30	65	-11
50	73	22
100	91	2

7. おわりに

長期予報に重回帰式を応用しようとする、蓄積された資料の期間に比べて圧倒的に多数の説明変数の候補の中からどれを選ぶかが問題となり、AIC や主成分分析、クラスター分析などの手法が併用されています。また線形でよいのかという疑問もあります。保谷(1988)では500mb 格子点値と九州の気温は1次の項より2次、4次の方が相関が高いという調査もありますので、非線形項を説明変数の候補にいれる必要もあるのですが、それでは説明変数が非常に増えてしまいます。

バックプロパゲーションモデルは比較的多数の入力データを扱えますし、応答関数が非線形なので前述の問題に対処できそうだという期待から長期予報への応用を検討してみました。またコンピュータに学習させるという手法は、人間は苦勞しなくてもよいのではないかという期待を抱かせます。しかし実際にやってみるとやはり、それほど簡単ではありません。特定のデータのみをひたすら繰り返して学習させると、そのデータについての成績は良くなるが、他のデータ(独立資料)での成績は悪くなるという人間的な振舞いをしました。他の分野の応用例を見てみると、大量の学習用データを用意することで強引に処理させているものが多いようですが、長期予報ではせいぜい50年程度の資料しかなく、同じデータを繰り返して学習させるしかありません。結局、重回帰式と同様に説明変数となる資料をある程度絞り込む必要があるようです。またどんな形のネットワークが良いのか、中間層は何層か、出力する信号を何にするかなど検討すべき点はたくさんあります。

今回紹介した例は一番単純な試作品で、実用するにはかなりの数の試行が必要でしょう。

参 考 文 献

宮沢丈夫, 1988: 実践ニューラルネット第3回バックプロパゲーション, 月刊 ASCII, 第12巻
11号, 233 - 240

中野 馨, 1989: 入門と実習ニューロコンピュータ, 技術評論社

今井兼範, 1990: ニューラルネットワーク, 共立出版

保谷信親, 1988: 回帰式における高次項の効果, 昭和62年度 全国長期予報技術検討会資料(福岡)

保谷信親, 1991: ニューラルネットの長期予報への応用, 平成2年度 全国長期予報技術検討資料
(札幌)

それからの「LF 関西」

「LF 関西」事務局*

「LF 関西」発行当時の長期予報を取りまく状況や発行に至ったいきさつなどについては、西本洋相さん（現在本庁予報課予報官）が本誌第26巻第2号（1988年3月）に報告していますが、「LF 関西」はその後も順調に毎月号を重ね、この5月には第50号に達しました。創刊（1987年4月）以来4年余り、この間担当者の交代はありましたが、引き続き長期予報担当予報官と調査係2名を中心に編集し、随時他の方にも執筆をお願いすることもあります。特に、1989年5月からは「大手町は今」の項をスタートさせ、3か月に1度西本会員を通じて投稿を依頼し、本庁の最新の動向を定期的に掲載させていただいています（テーマは長期予報関係に限らない）。

最近1年間に「LF 関西」で取り上げたテーマを表1に示しました。「難しいことを長く書くなら『LF 関西』は要らない」「短く、分かり易く」をモットーに、各項目の原稿数なるべくアンバランスにならないようにしたい半面、新鮮な情報を取り上げるようにも心掛けています。テーマは毎月10日の発行前になって考えるという、いわば「自転車操業」の状態が続いていますが、幸か不幸か近年頻発する異常気象や、地球環境問題への関心の高まり、クウェートの油井火災・原油流出、火山噴火等々（やっぱり不幸なんですよ）で、「世にLFの種は尽きまじ」で何とか回っています。なお、第50号を記念して会員にたいして行なったアンケート調査では、毎月1回B4版1枚で3項目程度掲載という現在の発行スタイルは、おおむね好評のようです。

またこの間、毎年8月には毎月発行したものに加筆・充実させて1冊の小冊子にまとめた「別冊・LF 関西」を3度発行しました。長期予報のコンパクトな手引き書として、それなりの価値があるものと自負しています。なお、「別冊」についてはLFグループ会員に限らず多くの方々に購読いただきまして、ありがとうございました。今年も4冊目の別冊を発行しましたので、どうぞよろしくお願いします。

毎月発行の「LF 関西」は神戸、舞鶴、気象協会、気象庁OBを含む大阪管内のLFグループ会員、管内各官署の長期予報を解説される方宛、及び各地方予報中枢の予報課調査係と本庁長期予報課にお送りしています。従って、「LF 関西」の読者には、実際に地方で長期予報を解説される方以外の人も多く含まれています。そして4年余り発行してきて、気象台や気象協会で働くみなさん（あるいは、広く「国民」といってもいいかもしれない）の長期予報や気候変動、あるいは地球環境問題等にたいする興味や関心が非常に強いことを、痛感させられています。

*大阪管区気象台予報課

表1 最近1年間に「L F 関西」で取り上げたテーマ
(1990年8月～1991年7月)

<p>* 「熱帯は今」 熱帯域の海面水温は '79 年型 続・エルニーニョはどうか？ エルニーニョ傾向強まる</p>	<p>* 「長期予報やぶにらみ」 中・高緯度の高度はいま 海洋性ピーク</p>
<p>* 「長期予報にでてくる言葉」 大気の状態が不安定 MEM (最大エントロピー法) 超長波</p>	<p>* 「大手町は今」 週間予報用ガイダンスの開発 長期予報は動いている (以上、西本洋相・本庁予報課 予報官からの投稿) 衛星降水強度図 (阿部世史之・気象衛星センター 解析課調査官からの投稿)</p>
<p>* 「長期予報で用いる用語」 作用中心 上層雲量 西風バースト</p>	<p>* 「L F の窓」 エルニーニョと景気変動 長期予報技術指導のお知らせ 夏が暑いと冬は寒いか？ WMO ワークショップ (栗原弘一・本庁予報課予報官 からの投稿) 長期予報は確率予報へ</p>
<p>* 「同心円の天気図から」 猛暑続く インド洋の海面水温 年平均気温の高温記録か？ 台風上陸数記録更新 5年続きの暖冬 3年越しの異常高温</p>	<p>* 「データ」 近畿夏平均気温の経年変化 近畿冬平均気温の経年変化 大阪における半旬別気温経過 台風発生数と本土上陸数の経年 変化</p>
<p>* 「気候は変わる」 南極の氷は融けるか？ 梅雨は少雨傾向へ？ 平年値変わる クウェート油井火災 続・南極の氷は融けるか？ ピナツボ火山大噴火</p>	<p>* その他 第50号記念企画・アンケート</p>

その現われの1つは、会員数の大幅な増加です。図1は最近5年間の管内のLFグループ会員数の動向ですが、「LF関西」を創刊した1987年4月頃まで50名前後で推移してきた会員数はその後爆発的に増加し続け、現在は240名にも達しています（気象協会31名、気象庁OB3名を含む）。会員は管内の全ての地方気象台に及び、また、測候所においても浜田（島根県）のように、職員数11名中8名までがLFグループ会員というところもあります。

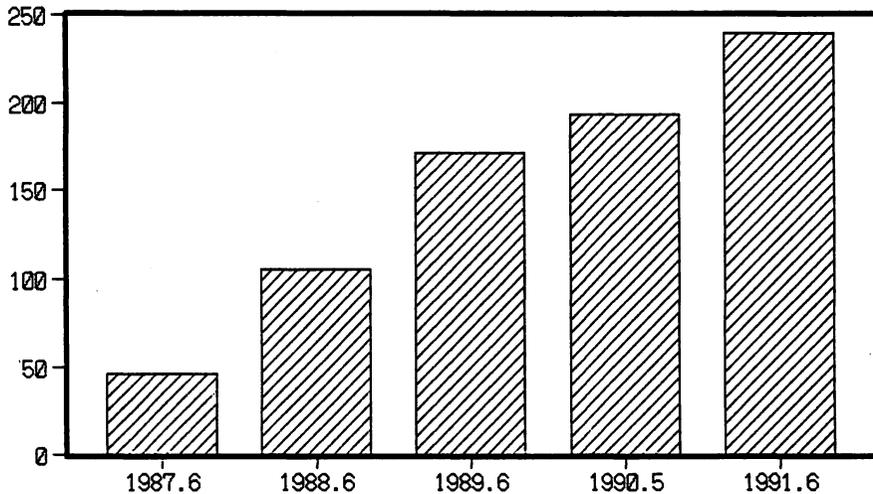


図1 大阪管内LFグループ会員数の動向

2つ目は、「LF関西」にたいする要望の多さです。表2は前述のアンケートの中で、「今後取り上げてほしいのはどのような内容の記事ですか」という質問にたいする回答です。非常に多岐にわたり、また、現在の編集部では手におえないようなテーマもあります。「LF関西」が当初目的とした「長期予報」（気象庁における業務上の分担の中での）に関する情報提供だけでは、対応できなくなってきています。なお、これらの要望については、「グロースベッター」の方でも編集の際に考慮していただければ幸いです。

いずれにしても、質・量ともに増加し続けるニーズにたいして、「LF関西」の方が何とか遅れをとるまいとしている状況で、「LF関西」の発行は長期予報の裾野を広げると同時に、長期予報担当者自身の研さんの場という側面も多分に持っています。今後も、「LF関西」をシャフトにして、長期予報を発表する側と受け取る、あるいは解説する側とがうまくかみあって互いに向上していくように努力したいと思います。また、取り上げるテーマについても狭い意味での「長期予報」にとらわれず、必要に応じて柔軟に選定していきたいと考えています。

表2 「LF関西」アンケート結果（一部）

問	今後取り上げてほしいのはどのような内容の記事ですか？
回答	<ul style="list-style-type: none"> * クウェート油田火災による大気への影響 2名 * 長期予報の確率予報について * 酸性雨 * 同じテーマでも良いから視点を変えて扱う * 長期予報の今後（精度向上，利用の仕方等） * 外国における気候変動の研究の動向，古気候に関する調査結果，観測史上前の気候に関する古文書の紹介等 * 長期予報業務の現場での作業を全く知らないのので，その概要でも知らせていただけたらと思う * 長期予報最近の研究のレビュー，紹介，用語に関する解説 * 西日本の気候変動などの論文の紹介 * 各国の長期予報 * 大気汚染の影響 * 「栗原弘一／研修WS」のような最新の情報

グロースベッター第29巻第2号の訂正

表紙 誤 岩崎俊樹・田宮久一郎・里田弘志・佐藤信夫

正 岩崎俊樹・田宮久一郎・里田弘志・佐藤信夫・隈 建一

P. 45 著者に隈 建一を追加

L.F. グループ平成元年度会計報告

平成2年7月1日～平成3年6月30日

収 入		支 出	
項 目	金 額	項 目	金 額
前年度繰越金	769,800円	印刷費	592,000円
会費	757,000円	(vol.29, No.1, No.2)	
バックナンバー販売	3,500円	郵送・通信費	55,780円
利子利息等	11,769円	月例会会議費	11,754円
		消耗品	3,326円
		L F 関西補助金	45,800円
収入計	1,542,069円	支出計	708,660円
総計	1,542,069 - 708,660 = 833,409円		

残金 833,409円は、次年度への繰越金とする。

(前田)

平成3年度の会費(年1,000円)の納入をお願いします。それ以前の会費が未納の方は、なるべく早くお願いします。下記のいずれかの口座をご利用になるか、長期予報課に来課の際に会計担当に直接お支払い下さい。

(1) 郵便口座

大手町1郵便局

口座番号：東京5-165913

加入者名：L F グループ

(2) 銀行口座

富士銀行本店(店番号110)

口座番号：普通 203156

加入者名：L F グループ

なお、前号の編集後記でお知らせしましたように、会員名簿の管理の円滑化を図るために、今年度データベースソフトを購入することにしましたので、御了承下さい。(小島)

編集後記

今回は、気候サブシステムの長周期変動に関する研究の他に、ニューロコンピュータの長期予報への利用や長期予報の現場の声なども載せることができ、なかなか面白い号になったのではないかと思います。このうち和訳した Sansigolo さんの論文は、昨年長期予報課に滞在していたときの研究成果を、今回の掲載のために書き直していただいたものです。皆様のご投稿をお待ちしています。

長期予報の大先輩である高橋浩一郎先生が、8月21日に逝去されました。ご冥福を心からお祈り申し上げます。(露木)

平成3年度グロースベッター役員

(筑波大学) 安成 哲三

(気象研究所) 佐藤 康雄

(長期予報課) 工藤 達也, 湯田 憲一, 小沢 芳郎, 露木 義(庶務担当)

林 久美, 前田 修平, 石原 洋, 小島 直美(会計担当)