

~~~~~  
長期予報研究  
~~~~~

# グロースベッター

第 28 巻 第 1 号

## 論 文

インドモンスーンと梅雨・秋雨 ..... 松 本 淳 ..... 1

熱帯西部太平洋の大気-海洋系の季節内変動モードと

年々変動モード ..... 川 村 隆 一 ..... 11

## 文献紹介

太陽活動と気候, 赤道圏準 2 年振動 (QBO) ..... 上 野 達 雄 ..... 21

## ニュース

1989 年のアラスカの異常な冬について ..... 田 中 博 ..... 33

1989 年 6 月

L. F. グループ

## インドモンスーンと梅雨・秋雨

松本 淳\*

### 1. はじめに

インドモンスーンと梅雨との関係については、近年モンスーン活動の30~50日周期変動と関連して研究が進展しつつある。1987年には春季気象学会のシンポジウムが「梅雨とモンスーン」をテーマに開かれ、安成・加藤・田中・中村による話題提供がなされた(天気 34, 685-699)。また、安成(1984)、村上(1988)、加藤(1988)などにより、この問題に関連した詳しい解説がなされている。ここでは、これらの報告と重複をさけながら、筆者の問題意識を述べてみたい。

まず、インドモンスーンと梅雨との関係について、安成(1984)は、Krishnamurti and Subrahmanyam(1982)を引用しつつ、1979年の梅雨前線の活動や、梅雨入り・梅雨明けといった現象が、インドモンスーンの季節内変動ときわめて密接に関係していることを示した。Yasunari(1979)が示した雲量変動の同時相関分布をもあわせて考えると、中部インドのモンスーン活動が弱まるモンスーンのブレイクの時に、梅雨前線の活動は活発化する傾向にあるようである。しかし、加藤(1988)によると、モンスーン活動と華中付近の梅雨前線活動との関係は1対1には対応していないといい、ことはそれほど簡単ではなさそうである。ただし、これらの結論は、特定の年について得られたものであり、他の年でも一般性を検討する必要がある。

一方、Lan and Chan(1986)は、1975~82年の日単位のOLR資料を用い、インドモンスーンと中国のMei-yüとが、ともに共通の大規模場の支配のもとで、赤道域の40~50日周期変動と密接に関係していることを示した。また、インド中部と梅雨前線帯・西部赤道太平洋の馬蹄形の領域で対流活動が強まる主成分を指摘した。この主成分の支配下では、インドモンスーンの活発期=梅雨前線帯の活発期、ということになり、安成(1984)の見解とは矛盾してくる。さらに、Lau et al.(1988)は、10年平均の旬降水量を用い、中国大陸における暖候季の季節変化が、インドモンスーンの季節内変動との関連で統一的に理解できるとした。彼らによれば、中国中部での平均値に認められるMei-yü入り・明け・および8月上旬の降水量の増加は、40日周期の季節内変動がフェイズロックされ平均場に現われたものという。また、Lau et al.(1988)では、8月~9月上旬には20日周期が卓越し、その時期の雨量の季節内変動も低緯度地域から北上する雲帯によるものとした。しかし、日本では9月には秋雨という季節現象があり、一般的には、北上した梅雨前線帯が再び南下したものとして考えられている。この秋雨についてはどう説明するのだろうか？

このように、インドモンスーンと東アジアの雨季との関係については、梅雨期についての研究は進んできているものの、未だに両者の関係をすっきりと説明するには至っていない。さらに、かつ

---

\* 東京大学理学部地理学教室

て1960年代を中心に、気候学者たちが盛んに研究していた、日本あるいは東アジアの「自然季節」、すなわち、季節に内在する不連続性をもとに区分された季節と、いわゆる熱帯域を中心とした「季節内変動」とは、どう関係するのか？あるいは、しないのか？という問題については、未だ明確な回答は与えられてない。また、インドモンスーンと秋雨とは、何か関係があるのか？という点については、Matsumoto（1988）により、インド気象局発表のモンスーンの撤退と東アジアの秋雨との関係が指摘されているものの詳しい研究はなされていない。

前置きが長くなったが、これらの疑問点に答えるべく東アジアと南アジア地域で、気象衛星NOAAの観測によるOLR（Outgoing Longwave Radiation）データを使用して解析を進めた。ここではそのなかで、インドモンスーンと梅雨ならびに秋雨との関係を中心に、得られた結果を紹介したい。

## 2. 資料

解析に使った資料は、ハワイ大学で作成された、気象衛星NOAAによる1日2回の観測の平均値を使用した日別OLRデータである。欠測値は、時間内挿により補間されている。このデータをもとに、 $2.5 \times 2.5$ 度グリッドでの、1976～83年（78年は除く）7年間の各年および7年間で平均した半旬平均値を作り、分布図や時間-緯度断面図などを作成した。ここでは主に7年間の平均値を使用して得られた結果を示す。

## 3. インドモンスーンの活動と梅雨・秋雨前線活動との関係

図1は、インドモンスーン域の $75^{\circ}\text{E}$ （ $70 \sim 80^{\circ}\text{E}$ の間の平均）と日本付近の $135^{\circ}\text{E}$ （ $130 \sim 140^{\circ}\text{E}$ の間の平均）におけるOLRの半旬平均値の時間-緯度断面を4～11月の期間について示したものである。

平均値とはいえ、断面図には明瞭な季節内変動が認められる。例えば、 $75^{\circ}\text{E}$ （図1-a）では、30～31・33～36・40～44・47～48・53～54・59～60半旬とほぼ30～40日間隔で、 $10 \sim 20^{\circ}\text{N}$ 付近における対流活動が強まっており、季節内変動が何らかのフェイズロックをされている可能性を示している。

これらのうち、30～31半旬は、南インドのモンスーン入りに、33～36半旬は、中部インドのモンスーン入り、そしてグローバルな夏のモンスーン入りに対応するものとみられる。そして、32、37半旬には、顕著な対流活動の弱まりが認められる。その後、38半旬ごろから、再び対流活動が活発になり、モンスーンは北限に達するとともに、その活動の最盛期をむかえる。これは、インド気象局による平均図で7月15日ごろにモンスーンが北限に達するとされていることとよく一致する。

以上の結果より、インドモンスーンの北上は、平均的にみても徐々に進行するのではなく、5月末・6月中旬・7月中旬の3段階に不連続的に起こっていると考えられる。

その後、46半旬に対流活動は弱まり、以後この地域の対流活動は急激に衰えはじめる。これは、

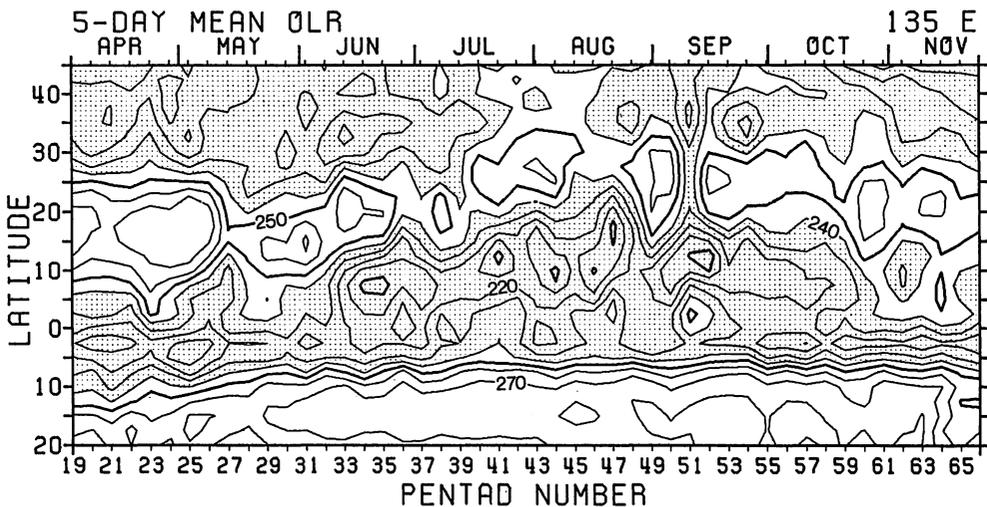
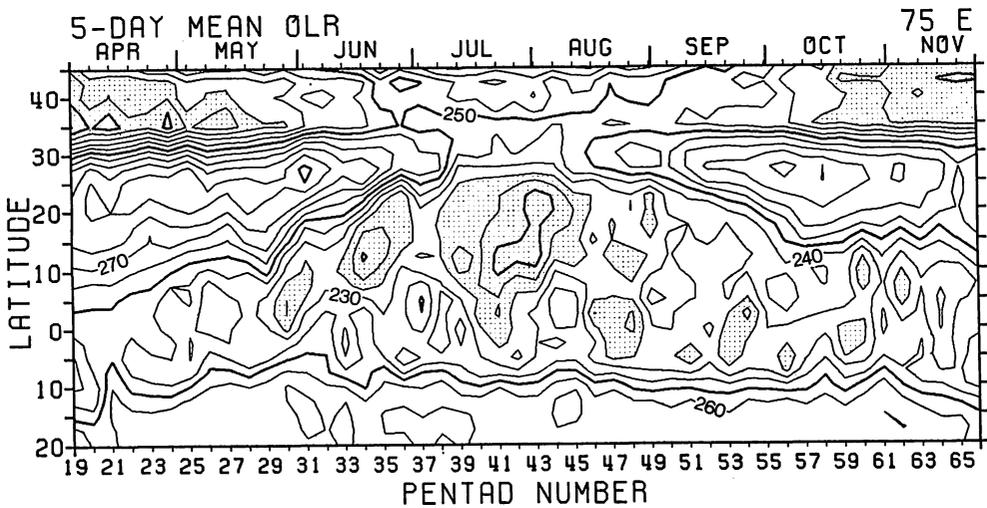


図 1-(b)

図 1. 半旬平均 OLR の 4 ~ 11 月における時間 - 緯度断面 (1976-83 年の平均値)  
 (a) 75°E (70~80°E の平均)。220  $Wm^{-2}$  以下にハッチをかけた。  
 (b) 135°E (130~140°E の平均)。240  $Wm^{-2}$  以下にハッチをかけた。

Ananthakrishnan (1977) が、インドの多くの地点で長年平均の半旬降水量の極小が 46 半旬にある、とした指摘とよく一致する。その後は、47~48 半旬・53~54 半旬に再び対流活動が若干強まる時期が認められるが、活発な対流活動域の北限はしだいに南下し、モンスーンは撤退していく。49 半旬には 25°N 付近まで 230  $Wm^{-2}$  以下の領域が北上し、その後に対流活動が衰えており、これは平均的にみたモンスーンの撤退の開始 (9 月 1 日) とほぼ一致する。しかし、北上との対比という

点からみると、モンスーンが北限に達した7月中旬以後活動だった対流活動が最初に衰え始める、46半旬あたりに撤退の開始の兆候をみることもできる。

なお、59～60半旬にも対流活動が強まる時期があり、対流活動が活発な雲域の北限が若干その前の時期より北上している。これは、北東モンスーンの開始に対応するものである。したがって、それ以前の55半旬に対流活動が弱まる時が、インド中部の南西モンスーンの撤退にあたりと考えられる。そうすると、モンスーンの撤退も46・50・55半旬の3段階（北東モンスーンの開始も含めると4段階）で起こっていることになる。

一方、135°E（図1-b）でも、いくつかの特徴ある時期を指摘することができる。まず27～28半旬には、それまで晴天域が広がっていた10～20°Nの領域で、対流活動が活発化しはじめる。これは、Kato(1985)が、梅雨前線に構造変化があるとした時期より若干早い。OLRの分布図をみると、雲域は日本列島の南東方の海上で形成されており、華南の雲帯が顕著になるのは、30半旬からである。その後32～33半旬に、30°N付近と10°N付近を中心とする熱帯域で、対流活動が強化されると同時に、雲域の北上がみられ、中部日本での梅雨入りに対応している。また、40～42半旬ごろには、35°N付近の雲域は弱まりその南側の晴天域の北上がみられ、梅雨明けを示している。同時に熱帯域の対流活動が活発な雲域も北上している。

したがって、雲帯の北上という観点からは、梅雨前線帯でも5月中旬・6月中旬・7月中旬の3段階が認められる。各段階が起こる時期は、インドモンスーンの北上における段階とは、微妙に（1～2半旬）ずれている。このずれの解釈は今後の課題である。なお、この3段階に加えて、5月下旬に30°N付近で対流活動が強まる時期でも区分をすれば、Yoshino(1965)による、梅雨の4段階区分とおおむね一致する。

ところで、梅雨前線帯の活動は、OLRの平均値の極小という点では、梅雨入り直後の33半旬にピークが認められ、いわゆる「梅雨末期の豪雨」に対応するものは平均場としては現れていない。また、36半旬～38半旬にかけては、梅雨前線帯が若干南下すると同時に亜熱帯高気圧が弱まる（OLRの値が低くなる）傾向がみられ、梅雨の中休みとみられる。この中休みはインドモンスーンの休止期に対応している。

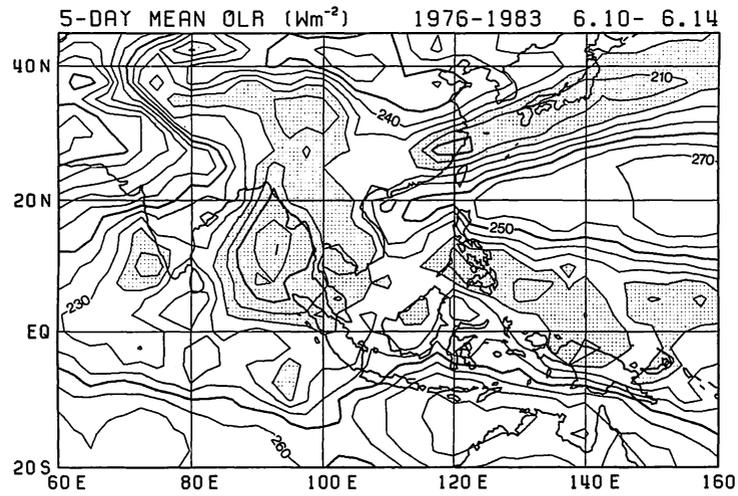
梅雨明け後は、日本付近に明瞭な雲域は認められなくなる。一方、熱帯の雲域は、47半旬にもっとも北上し、このころから、35°N付近の雲もふたたび増加しはじめ、58半旬ごろまで雲帯として認められるようになる。秋雨の開始・終了は、あまり明瞭ではないが、51半旬に前線活動の強化と、おそらく台風の北上によるであろう、太平洋高気圧の弱まりが認められ、その後は、250 Wm<sup>-2</sup>の線が50半旬より5度近くも南下していることから、ここでは、51半旬を秋雨の開始とみなす。するとこれは、インドモンスーンが撤退を開始した1～2半旬後に対応し、モンスーンの休止期にあっている。また、秋雨の終了は、Matsumoto(1988)の結果も参考にして考えると、雲帯の位置は変わらないが、対流活動が急激に衰える55半旬とみるのが妥当である。するとこれは、

半旬	インドモンスーン域	東アジア
2 5		
2 6		
2 7	インドシナ半島モンスーン北上開始	
2 8		日本列島南東方に雲帯形成開始
2 9		(第1段階)
3 0	インド南部モンスーン入り(第1段階)	
3 1		
3 2	インド北東部モンスーン入り	
3 3		日本列島中部梅雨入り(第2段階)
3 4	インド中部モンスーン入り(第2段階)	
3 5		
3 6		
3 7	モンスーン・ブレイク	梅雨中休み
3 8		
3 9	モンスーン北限に到達(第3段階)	
4 0		
4 1		日本列島中部梅雨明け(第3段階)
4 2	モンスーン活動もっとも活発	
4 3		
4 4		
4 5		中国大陸の亜熱帯高気圧衰弱
4 6	モンスーン・ブレイク [第1段階]	
4 7		熱帯の雲域最北上・日本付近雲量増加
4 8	モンスーン活発	
4 9		↓ <Stage 1>
5 0	モンスーン北部から撤退 [第2段階]	↓ 秋雨開始
5 1		
5 2		↑ <Stage 2>
5 3		↓ 秋雨終了
5 4	モンスーン活発	
5 5	モンスーン中西部から撤退 [第3段階]	
5 6		↑ <Stage 3>
5 7		
5 8		
5 9	北東モンスーン開始	
6 0		↓ 日本付近の雲帯消失・熱帯雲帯南下

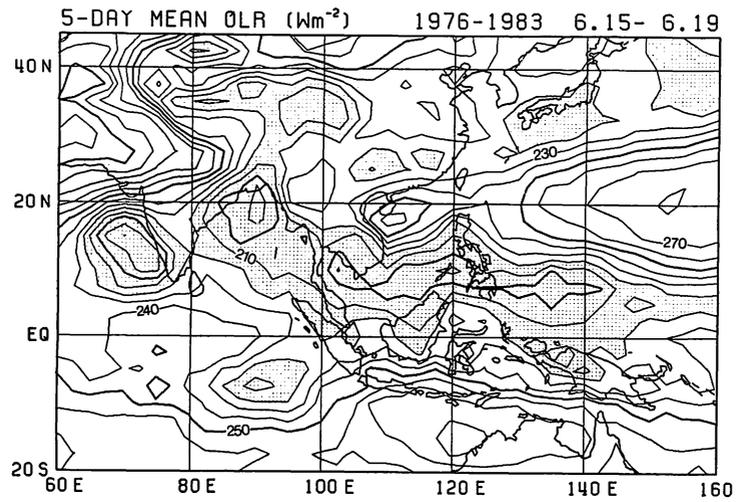
図2. 半旬平均 OLR にみられるインドモンスーン域と東アジア（日本付近）における、顕著な季節現象（一部本文に記載していないものもある）。

( ) : モンスーン・梅雨の北上段階 [ ] : モンスーンの南下段階

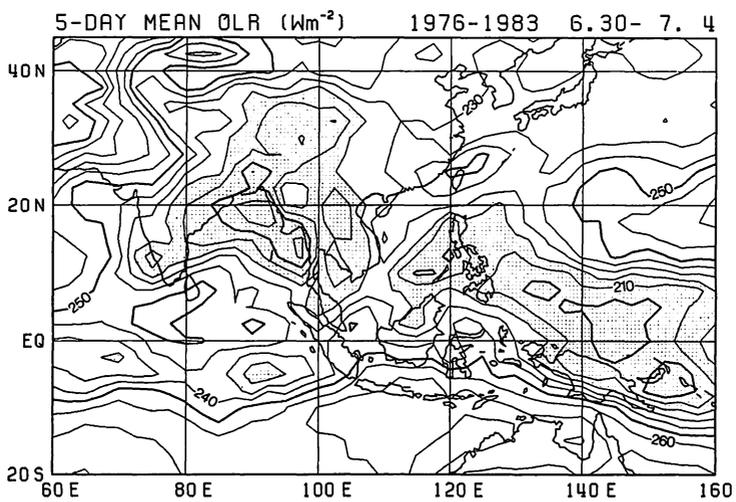
< > : 秋雨のステージ (Matsumoto, 1988 による)



(a)



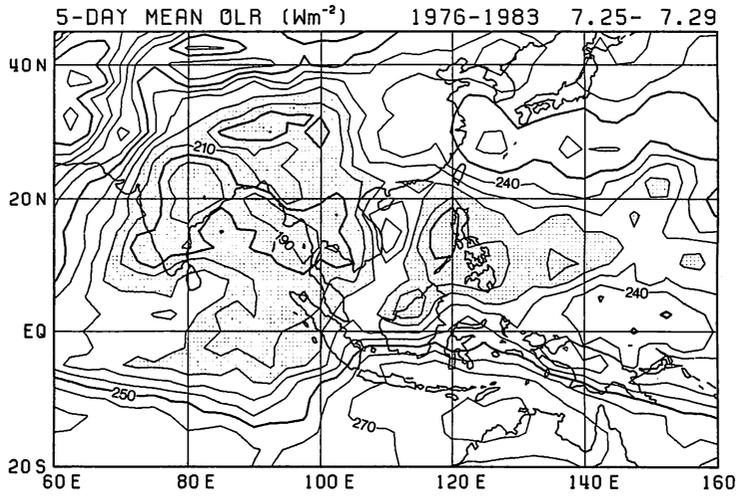
(b)



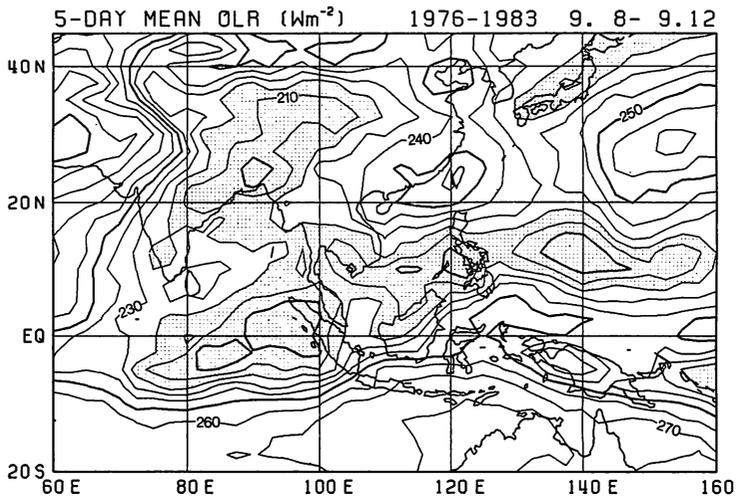
(c)

図 3. 顕著な季節変化の認められる半旬の平均 OLR 分布。

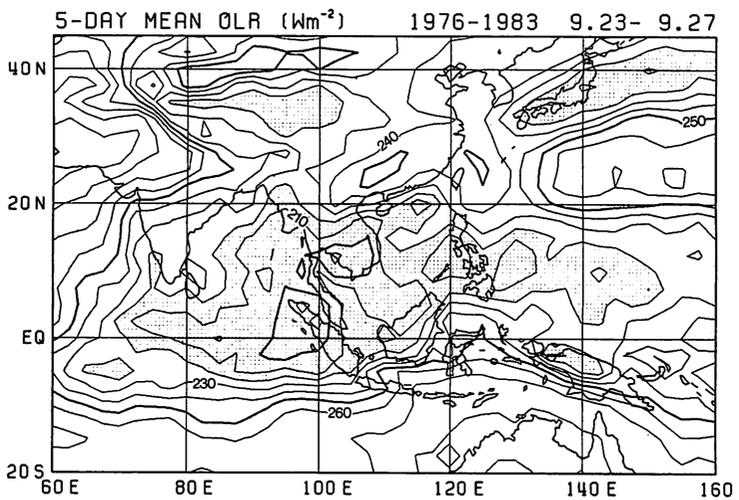
(a) 33 半旬 (b) 34 半旬 (c) 37 半旬



(d)



(e)



(f)

図 3. 顕著な季節変化の認められる半旬の平均 OLR 分布。

(d) 42半旬 (e) 51半旬 (f) 54半旬

インドモンスーンが最後の北上を終え、中部インドから撤退する時期に対応している。秋雨の期間では51半旬と54半旬にとくに対流活動が活発化している。

59～60半旬にかけては、亜熱帯高気圧による晴天域が、急激に南下し、熱帯の対流活動の中心も、北半球から、南半球へと移行している。そして、これは日本付近の雲帯の消失および、インドの北東モンスーンの開始時期に対応している。

こうして、インドモンスーン域と日本付近における顕著な季節変化や、季節内変動の時期を比べてみると、同じ時期に起こる変化が意外に多くみられる。図2にはこれらの変化をまとめた。巨視的にみれば、梅雨入り・梅雨の中休み・梅雨明けという、東アジアの夏季の大きな季節変化は、インドモンスーン域でのモンスーン活動の変化と、多少の時間的ズレはあるものの、ほぼ同時に起こっているといえる。また、Matsumoto (1988) が示した晩夏季～秋にかけての季節変化におけるステージ区分も、図に示したように、インドモンスーンの撤退過程と密接に関係している。

これらの特徴ある時期における平均的な雲分布をみるために、図3には、梅雨入り（33半旬）・中部インドのモンスーン入り（34半旬）・梅雨とモンスーンの中休み（37半旬）・梅雨明け（42半旬）・秋雨入り（51半旬）・秋雨明け（55半旬）に対応する半旬の平均 OLR の分布図を示した。詳しい説明は省略するが、時間一緯度断面で指摘された季節変化の特徴は、OLR の分布図上でも明瞭に認めることができる。

#### 4. おわりに

今回7年分の OLR データを解析し、季節サイクルの除去やフィルター操作を加えない平均場でも、インドモンスーンの活動と東アジアの主要な季節推移との間に密接な関係があることが示唆された。インドモンスーンの北上・梅雨前線帯の北上過程が、ともに3段階あること、37半旬に、モンスーン・梅雨ともに弱まること、梅雨明けは、モンスーンが活発な時期に対応すること、モンスーンの南下過程にも3段階あること、秋雨の開始は、モンスーンが不活発な時期に、終了は南西モンスーンが最後に活発化し、北上し終る時期と対応すること、などの諸点が明らかになった。したがって、Lau et al. (1988) が示したように、季節変動のフェイズロックが、東アジアの季節変化と密接に関係している可能性がある。秋雨の時期については、20日周期が卓越しているとみることもできそうである。しかし、日本の秋雨は、熱帯から北上してくる雲帯とはみられないので、この時期の中国大陸と日本付近における前線帯の性質の違いについては、さらに詳しい検討が必要である。なお、これらの特徴は、各年別でみると例外もあり、経年変動についても検討する必要がある。また今後、同時性をもたらすメカニズムを探るために、上層の気流系や、チベット高気圧・太平洋高気圧・華南高気圧などの発達と季節変化・季節内変動などとの関係を明らかにしていく必要があり、現在解析を進めている。このため、研究の中間報告的なものになってしまったが、いろいろとご批判をいただければ幸いである。

## 謝 辞

今回の研究に際し、東京大学理学部地球物理学科の増田耕一さんには、データの使用を許していただき、深く感謝いたします。また、元となるデータを提供された気象研究所台風研究部の中沢哲夫さんにも感謝いたします。

## 引用文献

- Ananthakrishnan, R., 1977: Some aspects of the monsoon circulation and monsoon rainfall. *Pure and App. Geophys.*, 115, 1209-1249.
- Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China Continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 20-36.
- 加藤内蔵進, 1988: 大陸の梅雨とモンスーン, *海洋科学*, 20, 600-605.
- Krishnamurti, T. N., and D. Subrahmanyam, 1982: The 30 to 50 day mode at 850 mb during Monex. *J. Atmos. Sci.*, 39, 2088-2095.
- Lau, K. -M., P. -H. Chan, 1986: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1354-1367.
- Lau, K. -M., G. -J. Yang and S. -H. Shen, 1988: Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 18-37.
- Matsumoto, J., 1988: Large-scale features associated with the frontal zone over East Asia from late summer to autumn. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 565-579.
- 村上勝人, 1988: モンスーンの季節内変動, *海洋科学*, 20, 583-595.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 57, 227-242.
- 安成哲三, 1988: モンスーンの30-50日周期変動と中・高緯度循環, *グロースベッター*, 22, 1-16.
- Yoshino, M. M., 1965: Four stages of the rainy season over East Asia (Part I). *J. Meteor. Soc. Japan*, 43, 231-245.

## 1. はじめに

30-60日周期振動において wave-CISKメカニズムが重要であることは, Hayashi and Sumi (1986), Hayashi and Golder (1986), Lau and Peng (1987), Yamagata (1987)他による数値モデルの結果によって証明されてきた。多くの数値モデルの研究は, 海面水温 (SST)を固定しているにもかかわらず, 実際に観測される周期振動を非常によくシミュレートできたので, 30-60日周期振動は熱帯大気自身の力学によって励起される大気現象であり, air-sea interactionは重要ではないという認識を生んだ。しかし, 数値モデルによってシミュレートされた振動は常に規則正しく東進したり, 実際よりも短周期になるなどのいくつかの相違点が依然として存在する。最近では, Miyahara (1987)が CISKパラメータを緯度, 経度によって変えることにより, 熱帯対流活動に与える SSTの効果を取り入れ, また, Sui and Lau (1989)は海面からの熱フラックスによる forcing が wave-CISK モードをさらに不安定化させることを示すなど, 下部境界としての SST の役割について言及した研究もみられる。

熱帯海洋の SSTに季節内変動があることは Krishnamurti *et al.* (1988)ほか報告しているが, さらに熱帯対流活動の指標となる外向長波放射量 (OLR)と 10-20日程度の位相差で coupleしていることがわかってきた (村上, 1988; Kawamura, 1988)。このことは, 30-60日周期振動において SSTの効果が重要であるのみならず, air-sea interactionは無視できないことを示唆している。それでは実際に, 季節内変動では SST, 対流活動, 下層風の間位相関係はどのようになっているのだろうか。また, ENSO, QBO の時間スケールに代表される年々変動の場合とはどのように違うのだろうか。そこで, 西部太平洋の warm pool region に注目して, 季節内変動と年々変動の二つの時間スケールにおける air-sea coupling の統計的な位相関係を調べたので, その結果をここに示して若干の考察を試みたい。

## 2. SST の季節内変動

二つの時間スケールでの位相関係を調べる前に, まず季節内変動スケールの東進する大規模擾乱と SST との関係についてみてみよう。図 1-a は 1979年から 1984年までの北半球夏季 (5月-10月) の OLR の平均場である。活発な対流域はインド洋熱帯域から西部太平洋にかけてベルト状に広がっている。SST が特に高い西部太平洋熱帯域 (0°-10°N, 130°E-180°)を 図 1-b で示されているように緯度 10°×経度 10°の五つの地域に分け, 上述の対象期間で各地域ごとに旬平均 SST

---

\* 筑波大学・水理実験センター

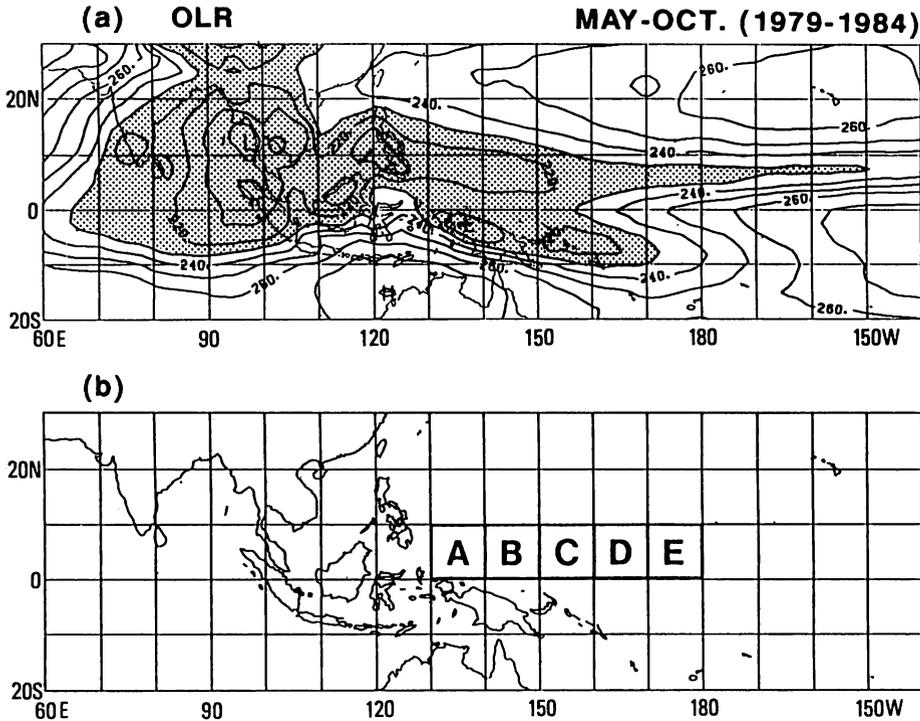


図 1. (a) 1979 - 1984年の期間における北半球夏季（5月 - 10月）の平均 OLR 分布。等値線間隔は  $10 \text{ W/m}^2$ ，対流活動の活発な  $230 \text{ W/m}^2$  以下の地域を陰影部で示す。

(b) 旬平均 SST と OLR とのラグ相関を計算する際に選択された五つの地域

（気象庁作成）と OLR とのラグ相関を計算した（季節内変動成分のみ）。その中で特に有意な相関が検出された A, B, C 地域を一つの key area として、この領域（ $0^\circ - 10^\circ \text{N}$ ,  $130^\circ - 160^\circ \text{E}$ ）の SST アノマリーの季節内変動とインド洋から中部太平洋にかけての熱帯域の OLR アノマリーとのラグ相関パターン（ラグ -2 から +2 まで）を図 2 に示す。ここで負のラグは OLR が SST に先行しており、1 ラグは 10 日ずれていることを意味する。ラグ -2, ラグ -1 では弱いながらも OLR の正の相関域が key area から中部太平洋にかけて広がっている。一方、負の相関域がインド洋から海洋大陸（maritime continent）にかけてみられ、ラグが負から正に移るにつれて負の OLR アノマリーが発達しながら東進し、西部太平洋域に進んでくるのがわかる（key area の SST が高温の場合）。これは 30 - 60 日周期モードの東進する擾乱の東側に高温 SST が位置していることになり、このような大規模擾乱の成長に寄与する高温 SST はまた、擾乱が東進するのに好適な条件を生み出している。このことはインド洋熱帯域でも当てはまると思われる。

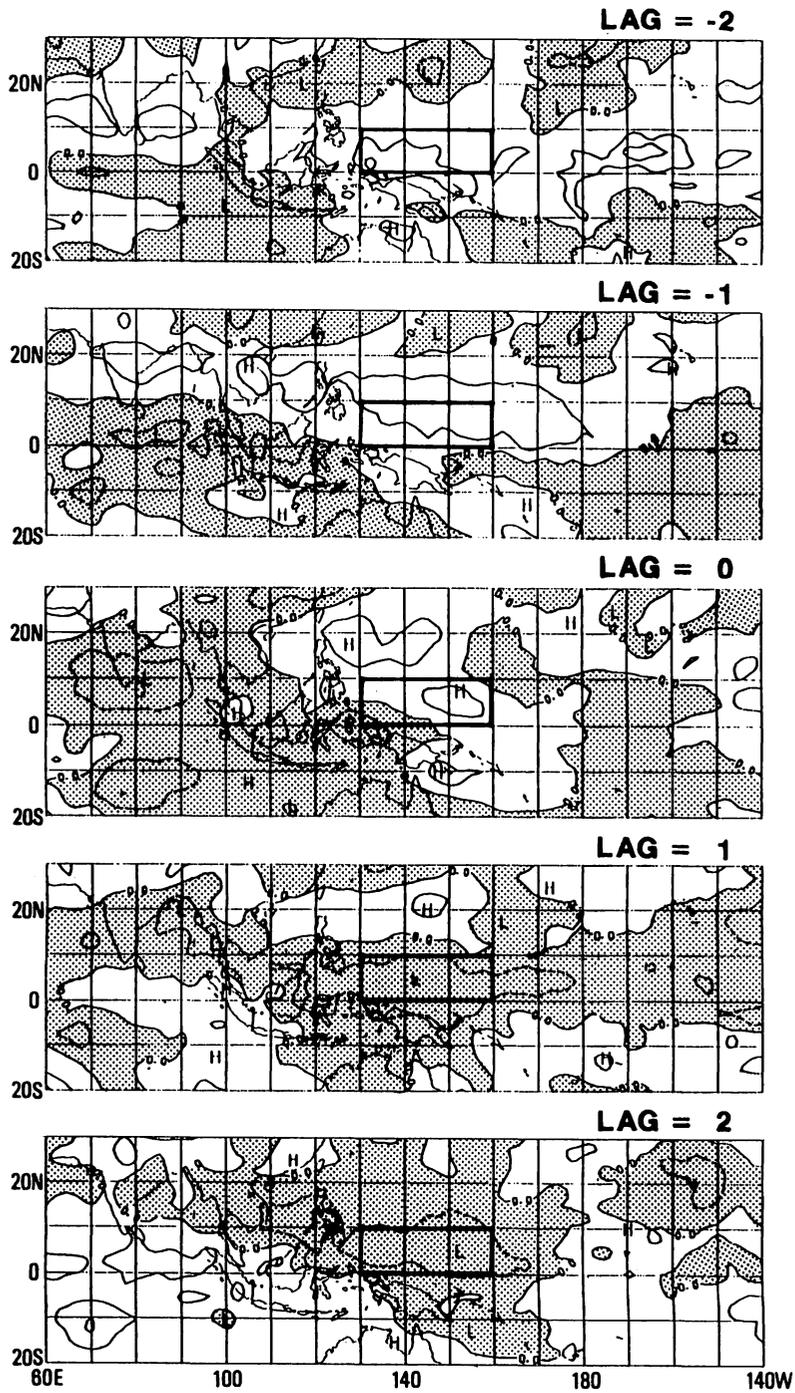


図 2. 西部太平洋の key area (四角で囲まれた領域) の SST 変動を参照にした、インド洋から中部太平洋までの熱帯域の OLR とのラグ相関パターン。負のラグは OLR 変動が SST に対して先行していることを意味する。等値線間隔は 0.2 で、陰影部は負の値である。

Sui and Lau (1989)は20日周期程度の fast wave を励起する熱源の極大は500 mb かそれ以上で、50日周期程度の slow wave においては下層の500 mb と700 mb の間に極大があることを述べている。彼らは西太平洋の SST 高温域では、活発な対流活動で対流圏上層部に熱源の極大があると考えられるので、slow wave より fast wave の方が励起されやすいことを示唆しているが、実際に観測される季節内変動はゆっくり東進する。海面からの熱フラックスを左右する SST の効果、さらに大規模擾乱の通過時に海洋表層の乱流混合や日射量の減少などによって低温 SST を生じさせるフィードバック効果を考慮すれば、air-sea interaction によって modify されることにより季節内変動が長周期側にずれ、結果として30日から60日程度の広い周期帯に位置するのは充分考えられることである。

30-60日周期振動は振幅変調のため明瞭あるいは不明瞭の年があるのは既に明かであるが、北半球夏季の key area でみると(図3)、1979年は SST が29.0℃と29.5℃の間を変動しながら OLR と季節内変動スケールで、ある位相差を保ちながらきれいに coupling しているが、1981年は SST は常に29.5℃以上で20-30日程度の短周期で変動しており OLR とはむしろ同位相である。このように1981年は何らかの理由で air-sea coupling が弱かったと考えられるが、その期間において短周期傾向なのは興味深い。また、海洋大陸上では30-60日周期振動が一般的に不明瞭であるが、これは air-sea interaction が重要であることを示唆しているのではないだろうか。今後の研究が待たれる。

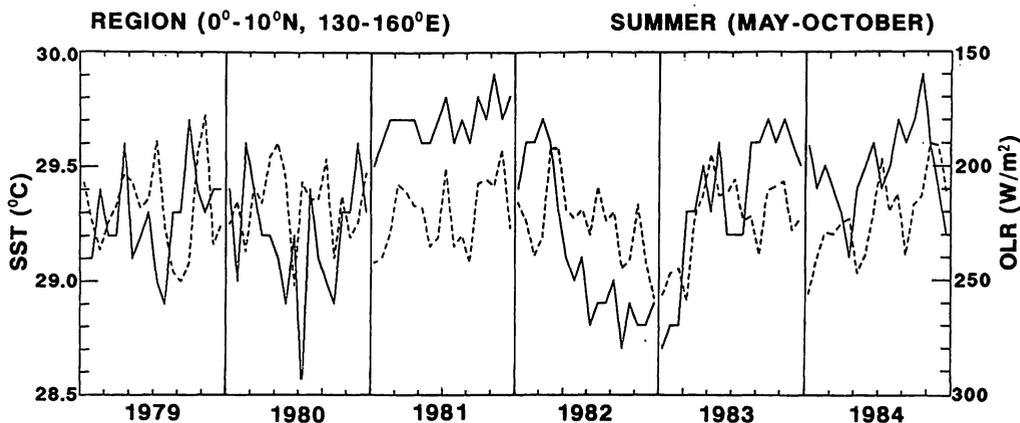


図3. 1979-1984年の北半球夏季(5月-10月)のkey areaにおける旬平均 SST(実線)と OLR(破線)の時系列。

### 3. SST, 上層雲量, 850 mb 東西風の位相関係

季節内変動と年々変動の二つの時間スケールでの air-sea coupling の位相関係を調べるために使用したデータは SST, 上層雲量 (気象庁作成) および 850 mb 面の東西風 (ECMWF 作成) の 3 要素で, SST が旬平均値なので他の要素も旬平均値に直した。また, 解析期間 (1980-1986 年) の関係で OLR の代わりに同じ熱帯対流活動の指標となる上層雲量を用いた。まず key area における 3 要素の季節内変動成分および年々変動成分の時系列をみてみよう (図 4)。ここで年々変動成分は 7 年平均からの偏差に 90 日荷重移動平均を施した値として, 季節内変動成分はその移動平均か

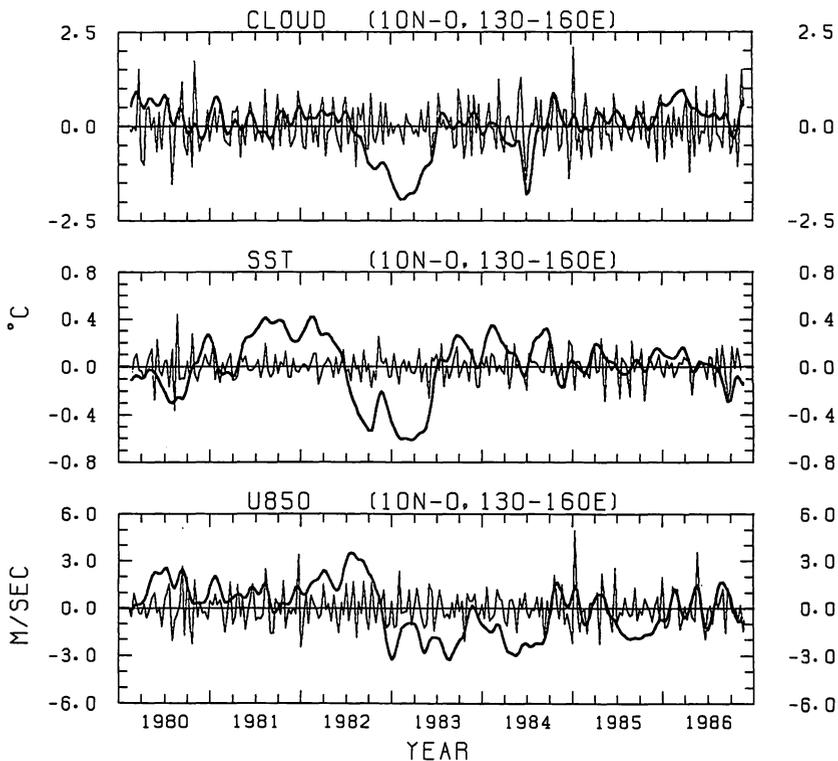


図 4. key area における上層雲量, SST, 850mb 面の東西風の季節内変動成分 (細実線) と年々変動成分 (太実線) の時系列。

らの偏差として定義した。年々変動成分では当然ながら 1982/83 ENSO の時に 3 要素とも大きな anomalies が生じている。しかし, 850mb 東西風 ( $U_{850}$ ) は 1982 年夏季に西風偏差が極大に達しその後急速に東風偏差になっているが, SST は 1981 年夏季にすでに高温偏差となり 1982 年前半まで持続しているというように, 顕著な位相差が存在している。季節内変動成分にも程度の差はあるが 3 要素間の特徴的な位相差があると考えられる。

ENSO, QBOに代表される年々変動モードと30-60日周期振動に代表される季節内変動モードは共に東進するモードであるが, warm pool region としての西部太平洋域でも東西で3要素の振幅や位相が当然変わってくるのが予想される。そこでkey areaの他に図1-bで示されているA地域とE地域において図4と同様に二つの時間スケールの時系列を示したのが図5と図6である。A地域の季節内変動成分をみると, 1980年, 1984年から1985年にかけて3要素共に振幅が大きい。しかし, 常に3要素の振幅の大小の時期が一致しているわけではない。E地域の季節内変動の振幅はA地域に比べて小さいが, 逆に年々変動の方は振幅が大きい傾向にある。このように同じ西部太平洋地域でも二つの時間スケールの変動の卓越する地域が異なっている。それでは3要素間の位相関係はどのようになっているのだろうか。図を見ただけではわからないので, 各時間スケールの時系列に複素経験直交関数 (Complex EOF) 解析を適用してSST, 上層雲量,  $U_{850}$  の統計的な位相関係を調べた。

標準化された各要素  $j$  の時系列を実数部とし, 正則である複素時系列  $X(j, t)$  を Hilbert変換によってまず求める。この関数は以下のように EOF の和に展開される。

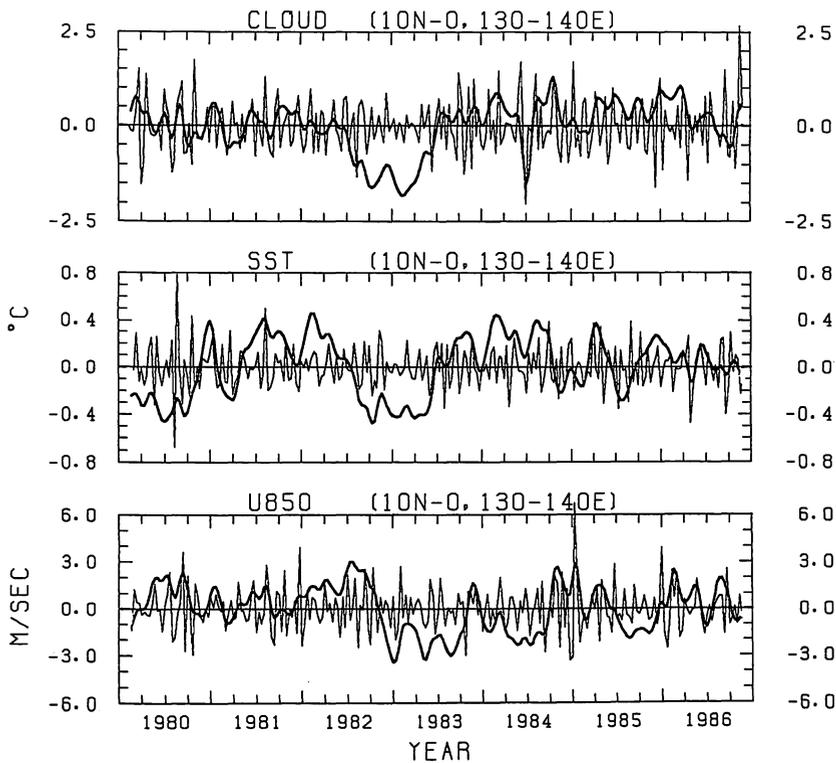


図5. 図4と同じ。ただし, A地域。

$$X(j, t) = \sum_{m=1}^3 F_m t B_m^*(j)$$

ここで\*は複素共役、 $B_m(j)$ は第 $m$ モードの固有値に対する複素固有ベクトル( $j$ は要素)、 $F_m t$ は第 $m$ モードの $B_m(j)$ の複素係数で時間 $t$ の関数となる。SST, 上層雲量,  $U_{850}$ の3要素を対象としているので、 $3 \times 3$ の複素相関行列(Hermite行列)の固有値問題を解けばよい。複素EOF解析の詳細についてはBarnett(1983)を参照されたい。図7に二つの時間スケールでの第1複素固有モードの振幅 $A(j)$ と位相 $P(j)$ を各地域毎に示した。 $A(j)$ ,  $P(j)$ は

$$A(j) = [B_m(j) B_m^*(j)]^{1/2},$$

$$P(j) = \tan^{-1} [\text{Im } B_m(j) / \text{Re } B_m(j)]$$

で定義される。ここで二つの第1複素固有モードを各々季節内変動モード, 年々変動モードと呼ぶことにする。

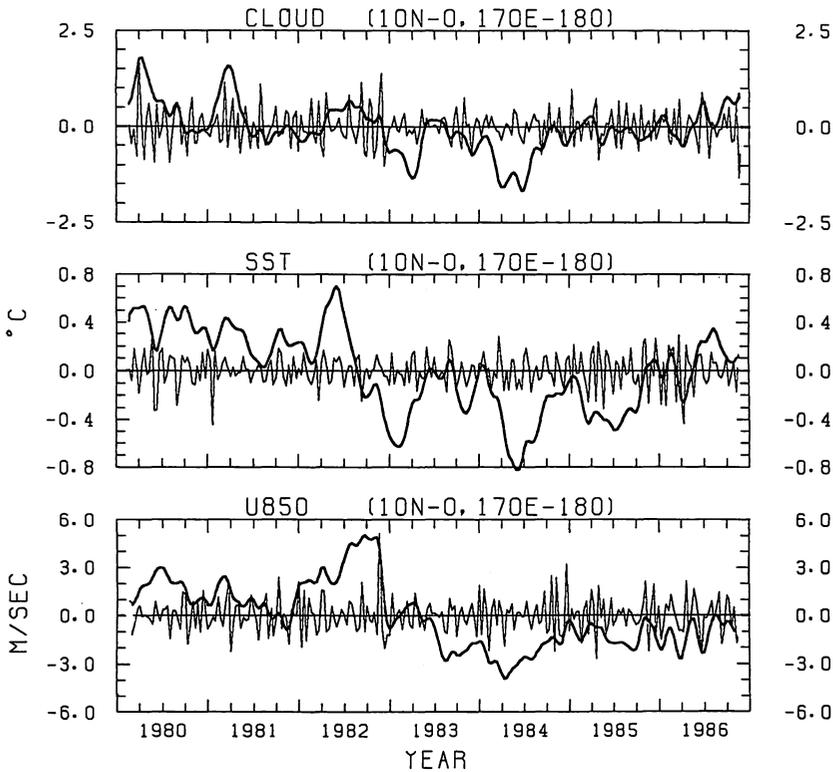


図6. 図4と同じ。ただし、E地域。

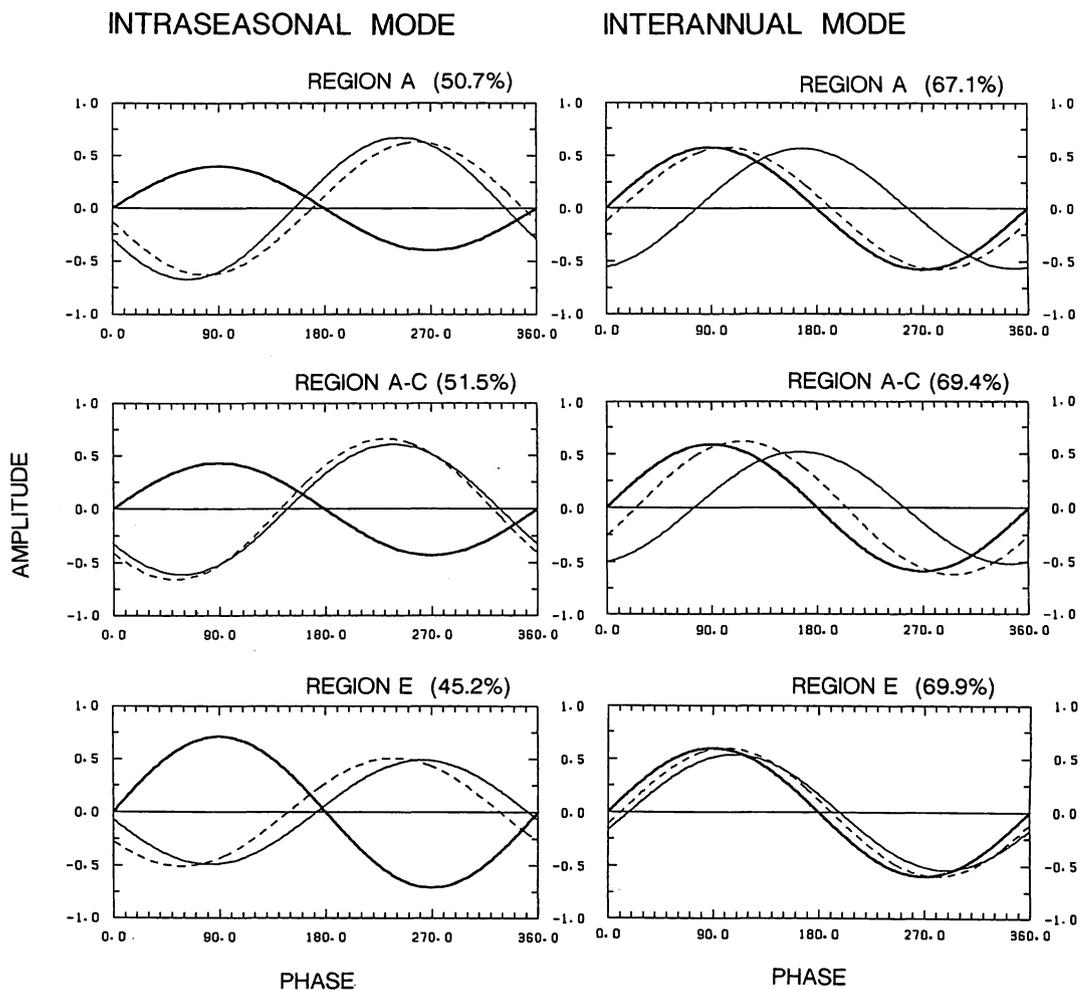


図7. 季節内変動および年々変動成分各々の第1複素固有モードの振幅（無次元）と位相（太実線は SST，破線は上層雲量，細実線は 850mb 東西風）。また，各地域毎に第1モードの寄与率も示す。位相は SST を基準としている。

まず季節内変動モードをみると，3地域とも同様な傾向をもっている。すなわち，上層雲量と  $U_{850}$  はほぼ同位相で上層雲量の極大と西風の極大が対応している。一方，SSTの極大と上層雲量の極大は一致せず，およそ  $140^\circ$  から  $170^\circ$  の位相差があることがわかる。この中で寄与率が最も大きい key area に注目すると，SSTの振幅は上層雲量， $U_{850}$  に対して比較的小さい。SSTと上層雲量との位相差は約  $140^\circ$  で季節内変動モードの時間スケールを考慮すると，SSTの極大の10-20日後に上層雲量（あるいは西風）が極大となる。この結果は最近の研究成果と矛盾していない（Kawamura, 1988；村上, 1988）。次に年々変動モードをみてみると，3要素の振幅はほぼ同

じ大きさであるが、その中で  $U_{850}$  の振幅が相対的に小さい。また SST と上層雲量との位相差は  $10^{\circ} - 30^{\circ}$  で地域による差はあまりないが、 $U_{850}$  の位相が地域によって随分異なることがわかる。すなわち、A 地域では SST と  $U_{850}$  の位相差が約  $80^{\circ}$  であったのに対し、key area では  $75^{\circ}$ 、E 地域では  $20^{\circ}$  程度の差になってしまい、日付変更線付近の中部太平洋域では SST とほぼ同位相の傾向を示している。QBO、ENSO の時間スケールを考えると SST の極大の 1 - 3 カ月後に上層雲量が極大に達することになるが、西風の極大は上層雲量のそれに対して key area では 3 - 7 カ月後であるが、E 地域ではほんの 0.5 - 1 カ月後になってしまう。また、寄与率は東の地域ほど高くなる傾向がある。

以上の結果をまとめると、まず第一に時間スケールが違くと熱帯西部太平洋域の air-sea coupling の位相関係も異なってくるということがわかった。また季節内変動モードでは地域による差異があまりなく西部太平洋域で同じような位相関係を保っているが、年々変動モードでは東西方向の地域差が明瞭である。季節内変動モードにおいて上層雲量と  $U_{850}$  がほぼ同位相であるが、これはその時間スケールにおける大気システムの構造によるもので、むしろ両者と顕著な位相差がある SST が季節内変動スケールの物理過程において重要な鍵になっている可能性がある。SST の振幅は他に比べて若干小さい傾向があるが、このことが季節内変動における air-sea interaction の重要性を否定するものではない。前節で述べたように air-sea coupling が弱い時期もあるのでその影響を受けていると思われる。また、年々変動モードでは SST の極大と上層雲量の極大はほぼ対応し、SST  $\rightarrow$  上層雲量の効果が大きく、SST  $\rightleftharpoons$  上層雲量の負のフィードバック効果はこのモードでは本質的ではないと考えられる。西部太平洋域では東へ行くほど寄与率が高くなっているが、東進してくる年々変動モードが次第に air-sea coupling を強化していくと解釈しても差し支えないだろう。年々変動スケールでは逆に、 $U_{850}$  に代表される対流圏下層の東西風が air-sea coupling で重要な因子になっていることが予想される。

#### 4. おわりに

熱帯西部太平洋域をいくつかの地域に分けて、二つの時間スケールにおける air-sea coupling の位相関係をみてきたけれども、時間スケールの違いにより位相関係が明らかに異なるのは事実であるが、1980年から1986年までの7年間という短い期間でしかも旬平均値を基準にしているため、細かい議論には耐えられない。SST などの長期間の daily base の観測データが蓄積される必要がある。ここでは西部太平洋に限定してきたが、同様な解析を東部太平洋およびインド洋にも適用するならば、時間スケールの異なる二つの東進モードの air-sea coupling の理解がさらに進むものと思われる。また、二つの東進モード間の相互作用の存在の有無は依然不明瞭であり、解決されねばならない今後の大きな問題である。

最後に、この報告を書く機会を与えて下さったグロースベッター 編集部に心から感謝致します。

## 参考文献

- Barnett, T. P., 1983 : Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at inter-annual time scales, Part I : The equatorial zone. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 756-773.
- Hayashi, Y. and D. G. Golder, 1986 : Tropical intraseasonal oscillations appearing in a GFDL general circulation model and FGGE data, Part I : Phase propagation. *J. Atmos. Sci.*, 43, 3058-3067.
- Hayashi, Y. Y. and A. Sumi, 1986 : The 30-40 day oscillations simulated in an "aqua planet" model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 451-467.
- Kawamura, R., 1988 : Intraseasonal variability of sea surface temperature over the tropical western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 1007-1012.
- Krishnamurti, T. N., D. K. Oosterhof and A. V. Mehta, 1988 : Air-sea interaction on the time scale of 30 to 50 days. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1304-1322.
- Lau, K. -M. and L. Peng, 1987 : Origin of low frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere, Part I : The basic theory. *J. Atmos. Sci.*, 44, 950-972.
- Miyahara, S., 1987 : A simple model of the tropical intraseasonal oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 341-351.
- 村上多喜雄, 1988 : 海面水温と長波放射の30-60日周期振動。天気, 35, 715-722.
- Sui, C. -H. and K. -M. Lau, 1989 : Origin of low frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere, Part II : Structure and propagation of mobile wave-CISK modes and their modification by lower boundary forcings. *J. Atmos. Sci.*, 46, 37-56.
- Yamagata, T., 1987 : A simple moist model relevant to the origin of intraseasonal disturbances in the tropics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 153-165.

## 太陽活動と気候，赤道成層圏準2年振動（QBO）

上野達雄\*

### 1. はじめに

太陽黒点数の変化などにみられる太陽活動の変化には、約11年の明瞭な周期があることから、古くから予報資料の一つとして用いられてきた経緯がある。また、国内外を問わず、太陽活動と気候との関連について多くの研究が行われてきた。いろいろな関係が見いだされたにもかかわらず、それらはやがて消え去っていった。長期予報資料としても最近の一部を除いてほとんど活用されていない。その例外は、北海道の夏の予報に対してであるが、最近では太陽活動の位相に関する類似法的な用いられ方をしているに過ぎない。

そのような、太陽活動と気候の関係について、無視し得ない研究結果が最近発表された。Science (by R. Kerr) や「科学」などでも紹介されたのでご存じの方も多いと思うが、ここでは主に、その2つの論文、Labitzke and Van Loon (1988), van Loon and Labitzke (1988) の内容を紹介することにした。

この2論文の結論は、QBOの位相によってデータを層別化すると、太陽活動と気候との間に明瞭な関係が見られるというものである。すなわち、例えば、赤道成層圏50mbの風が西風の時だけに注目して、極上空30mb気温と太陽活動の大小とを比べるとかなり高い正の相関関係が現れる、東風の時には負の相関関係となる、だから層別化しないときにはほとんど有意な関係は現れない、ということである。この関係については、統計的検定に関しては、十分有意とされている。

元来、QBOと中高緯度の気候との関連についてはいくつかの研究が行われてきている。Labitzkeらの研究もその線上にあるものである。太陽活動と気候との関連についてはそのメカニズムの説明が非常に困難なのだが、Labitzkeらの論文は一つの示唆を残している。次節以下で具体的な内容を紹介していきたい。

### 2. 太陽活動と気候，QBO

Holton and Tan (1982)は、冬季におけるQBOと北半球下部成層圏の循環との関連に注目して、QBOが西風の時、極うずが深くなる（気温が低くなる）ことを示した（図1）。QBOの位相は赤道50mbの風を用いている。

Labitzke (1987)は、冬の成層圏大規模突然昇温（WMOの基準では一週間の昇温量が25℃以上で、更に、60°N以北で、緯度平均の温度傾度、循環が逆転した時）が、QBOが西風の時には、太陽活動が極大の時しか起こってないことに注目して（東風の時には、太陽活動の極小で起

---

\* 気象庁予報部長期予報課

こっていることが多い。) QBO で層別化した場合の、極成層圏の気温と太陽活動との関係を調べた(図2)。第2図から、西風の時には、太陽活動との間に正の相関が、東風の時には弱いながらも負の相関があることが判る。また、Holton and Tan の結果からも想像できるように、太陽活動に関わりなく、一般に東風の時のほうが気温が高いということも示している。ただ、太陽の活動が強いときには、逆の(西風の時のほうが高い)ことも起こり得る。

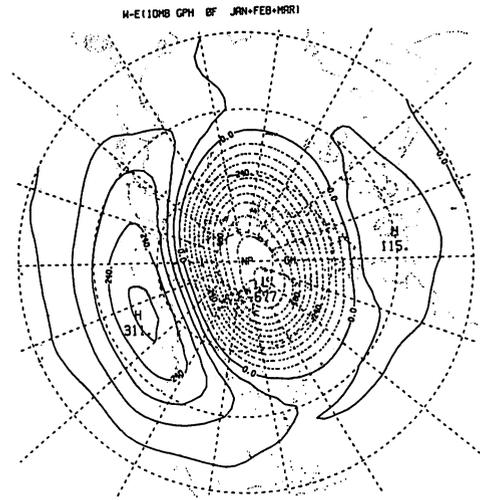


図1. 10 mb 高度の差 (QBO 西風時-東風時, 1-3月)。破線が負(単位 gpm)。(Holton and Tan, 1982)

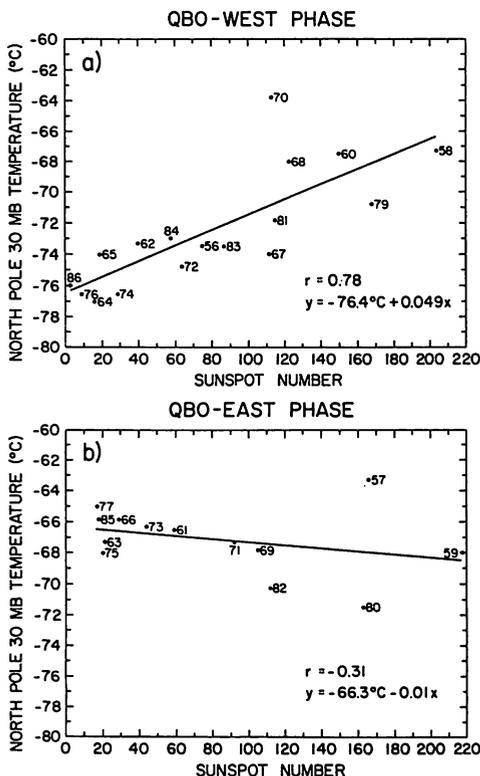


図2. 太陽黒点数(1月)と北極30 mb 冬季(11~2月)気温  
a. QBO 西風 b. QBO 東風, 図中黒丸の横の数字は年を表す。70は69/70年(Labitzke, 1987)

さて、Labitzke and van Loon(1988)(以下、パート1とする)、及び van Loon and Labitzke (1988)(以下、パート2とする)では、Labitzke (1987)の研究を更に進めて、その関係の、成層圏、及び対流圏での空間的な広がりを調べている。図3は、図2を書き直したものであるが、黒点数の代わりに、10.7 cm solar flux, 気温として1, 2月の平均気温を用いている。以下、結果として示されたいくつかの図を紹介する。

図4, 50 mb 気温と太陽活動の相関マップ, aが西風, bが東風(パート1)。西風の時の極域は正の相関で、その有意な領域は北米方面に延びている。また、中東付近に負で有意な相関を持つ領域が

ある。東風の時には概ね逆の分布になっている。cは、aのA点にあたるアラートの対流圏上部の様子を示している。対流圏でも同様な関係があることが判る。

図5、西風の時の、500 mb 高度との関係を見たものである(パート1)。aの等値線は信頼度の値である。北米北部に正の領域、その南東部、南西部に負の領域とかなり特徴的な分布(太平洋東部から北米を横切って、大西洋南西部に至る波列状の分布)をしている。bは、aのR点にあたるレゾリュートの対流圏下部の様子を示している。

さて、パート1では、これらの結果から太陽活動との関連について一つの推論を試みている。QBOが大きな役割をしているということは赤道付近に何らかの鍵があるのではないかと考えられる。そこで、シンガポールの50 mb 及び 200 mb の気温と太陽活動の関係を見たものが図6(気温も solar flux も 1, 2月の平均値)である。気温のデータは3年の移動平均をかけてかなり滑らかにされている。注意することは、この図は、QBOによって層別化されたものではないということである。彼らは、赤道付近の下部成層圏及び上部成層圏に現れるシグナルは太陽活動そのものであり、赤道付近の対流活動に及ぼす太陽活動の影響がQBOの位相に従って、中高緯度に変形、伝達されるのではないかと問題提起している。

パート1では、次の様に結論している。「北半球冬季の対流圏及び成層圏は太陽活動の影響を受けている」、「成層圏の気温(及び高度)と太陽活動の間には、QBOが西風の時、高緯度においては正の相関が低緯度においては負の相関がある。また、東風の時には逆になる。」「対流圏において

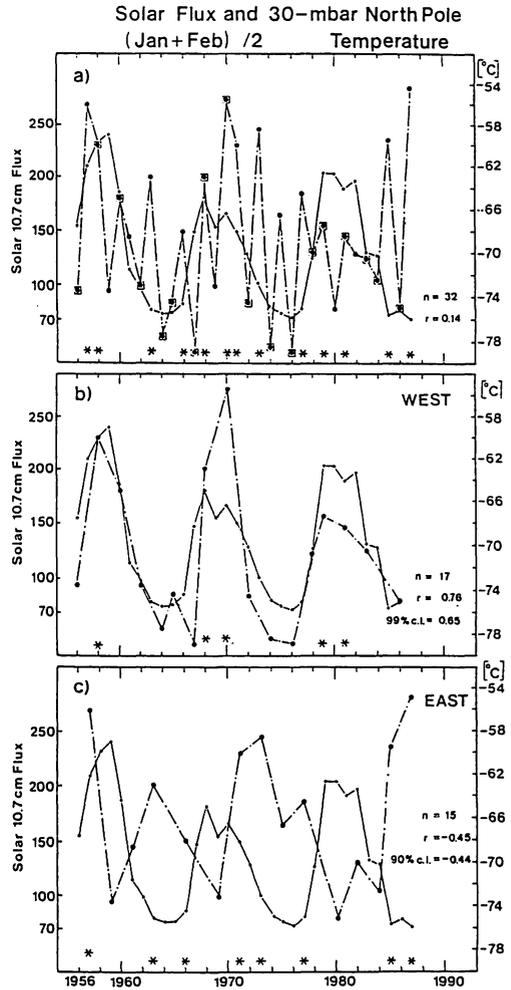
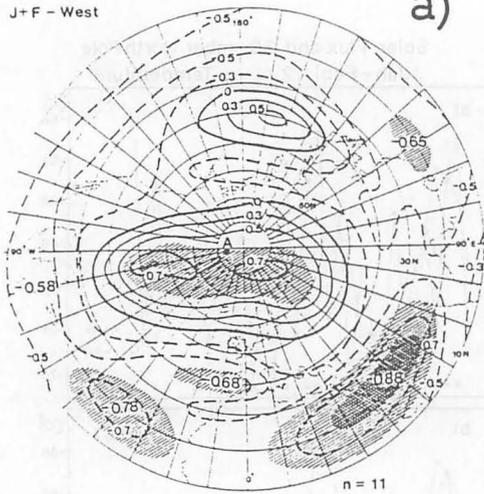


図3. 10.7 cm 太陽フラックス(実線)と北極30mb 気温(1~2月)。  
a. は層別化していないもの、b. はQBO 西風、  
c. はQBO 東風。図中の\*は大規模昇温の発生を示す。(Labitzke and van Loon, 1988)

50-mbar Temperatures  
J+F - West



50-mbar Temperatures  
J+F - East

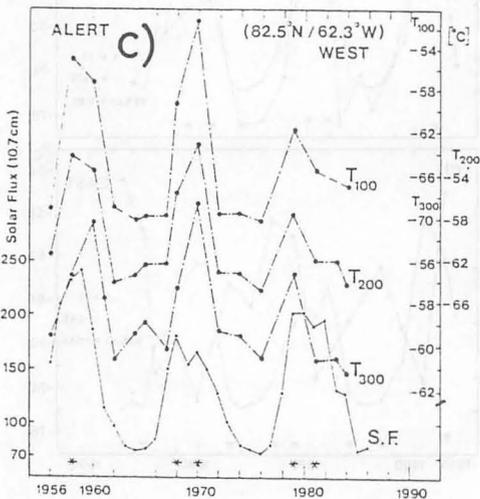
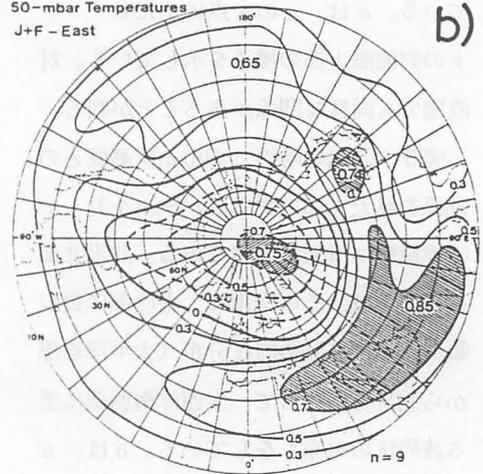


図 4. 太陽フラックスと下部成層圏及び上部対流圏の気温。

a. QBO 西風時の 50 mb 気温 (1~2月) との相関, 破線は負の相関域, ハッチをかけているのは 95% 以上の信頼度があるところ (濃いところは 99% 以上), n はデータ数 (年数)  
b. QBO 東風時, c. QBO 西風時におけるアラート (82.5°N, 62.3°W) の 100, 200, 300 mb の気温と太陽フラックス (S. F.), \* は冬の大規模昇温の発生を示す。(Labitzke and van Loon, 1988)

も大きな相関が見いだせる。西風の時の北米及びその近接領域で顕著である。」「太陽活動が強いときには、成層圏における QBO の中高緯度へのシグナルが弱められ、太陽活動が弱いときには強められる傾向がある。」

パート 2 では、地上気圧や地上気温との関係が調べられている。パート 1 では、QBO の位相分けについて、50 mb の風向を用いているが、ここでは、どのレベルの風向を用いると最も良い関係が見いだせるか検討していて、その結果、40, 50 mb 平均風向を用いている。

図 7 a, b は、地上気圧との関係を示したものである。図 5 とほとんど同じパターンである。このように、相関のパターンはプラネタリー波のスケールを持っていることに注意すべきだとしている。すなわち、帯状平均したものやプラネタリー波のスケールを超える大きさの領域で平均したもので

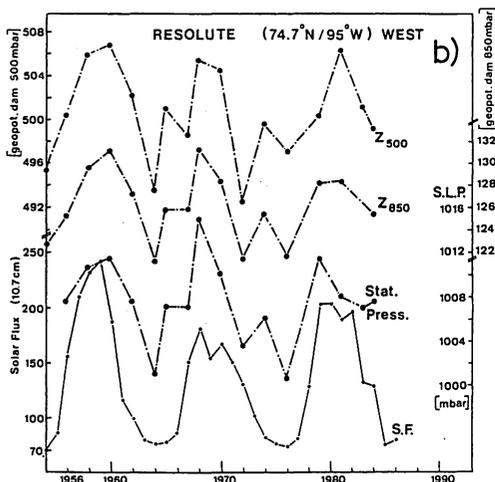
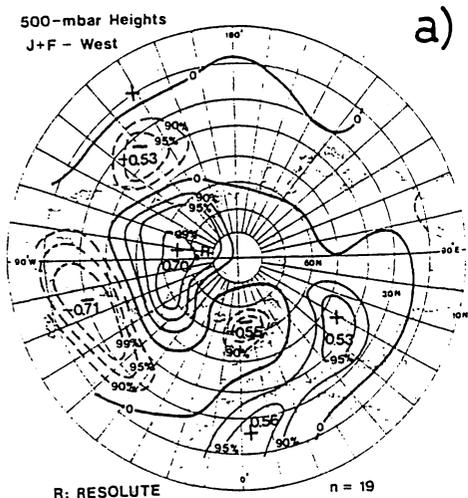


図 5. 太陽フラックスと対流圏下部の高度。  
 a. QBO 西風時の 500mb 高度と太陽フラックスの相関。ただし、等値線は信頼度の値を示す。相関係数は中心の値のみが記されている。n はデータ数 (年数) b. QBO 西風時のレジュート (74.7°N, 95°W) の 500mb, 850mb 高度及び地上気圧と太陽フラックス (S. F.)。  
 (Labitzke and van Loon, 1988)

は、太陽活動との間に明瞭な関係を見いだすことができない。

図 8 a, b, c は、地上気温との関係を示したものである。アメリカの南東部などに大きな相関係数を持っている領域がある。大西洋領域のパターンは、「北大西洋シーズン」と関連した温度分布、と共通した特徴を持っている。

このように、相関分布はテレコネクションと大いに関係がありそうなことを示唆しながら、次に、700 mb のデータを用いておもしろいことを示している。図 9 a, b は 700 mb 高度との関係を示している。もちろん 500 mb 高度や地上気圧の場合とはほぼ同じパターンをしている。この図と図 10 a, b を比べると驚くほどよく似ている。図 10 は、Namias (1981) によって作成された、70°N 90°W (図 10 b は 30°N 50°E) を基点とした 700 mb 高度の一点相関図である (Labitzke らによって引用されたもの)。Namias が基点にした地点は、図 9 において、最も相関の高い点とほぼ一致している。もちろんこれだけでは、太陽活動が大気どこに、どの様に影響を与えているのかを言うことはできない。このようなパターンは大気自身が最もとりやすいパターンで、外部からの刺激に対してたやすく実現されるものであるとも考えられるからである。

パート 2 の結論は次の様になっている。「北半球冬季の地上気圧、地上気温、700 mb の気温、高度と太陽活動との間には、

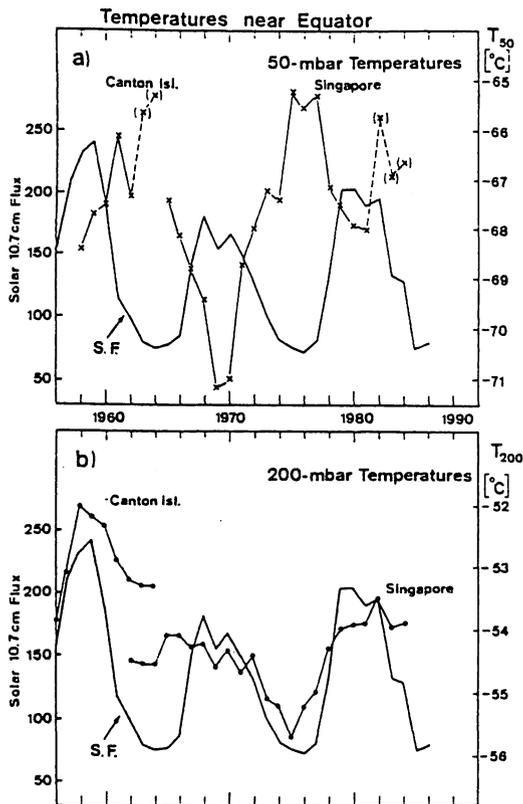


図 6. シンガポール (1.4°N, 103.9°E) 及びカントン島 (2.8°S, 171.7°W) における 50mb, 200 mb の気温 (1, 2月平均) と太陽フラックス (S.F.). 気温データは (a+b+c)/3 によって平滑されている。破線の部分は、アグン(1963年), エルチチョン(1982年)の噴火によって影響されたとと思われるところ。  
(Labitzke and van Loon, 1988)

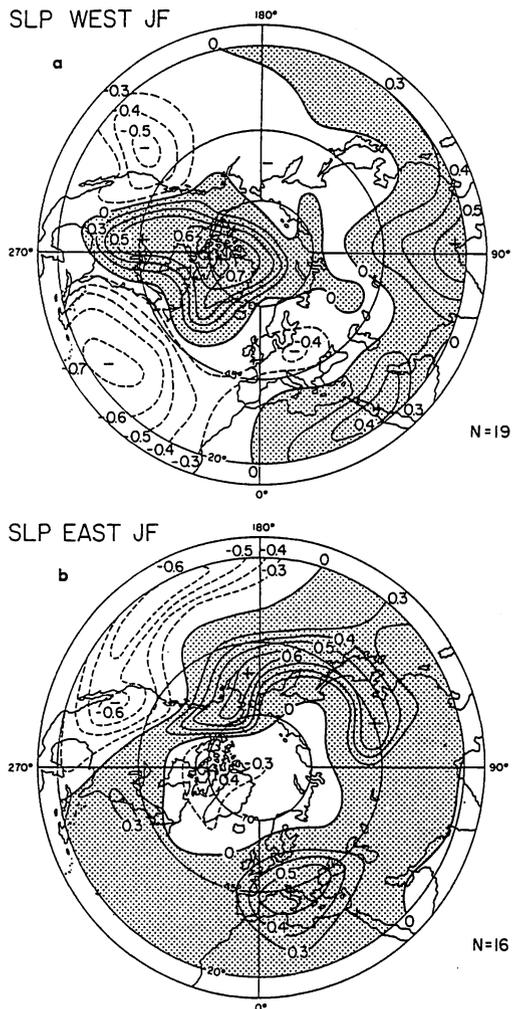


図 7. 地上気圧と太陽フラックスの相関, Nはデータ数(年数), ハッチをかけた領域が正の相関域, a. QBO西風時, b. QBO東風時。  
(van Loon and Labitzke, 1988)

QBOで層別化したとき大きな相関関係

が見られる。」「相関係数の符号は半球

規模では一様でない。その分布パターンのスケールはテレコネクションのスケールと等しい。」「700 mb 高度との相関図は、太陽活動と最も相関の高い地点を基点とした700 mb 高度の一点相関図とよく似ている。」「このことから、直ちに、太陽活動が大気はどこを、どの様に励起しているかをいうことはできない。大気には、起こりやすい固有のモードがあることを反映しているように思われる。」

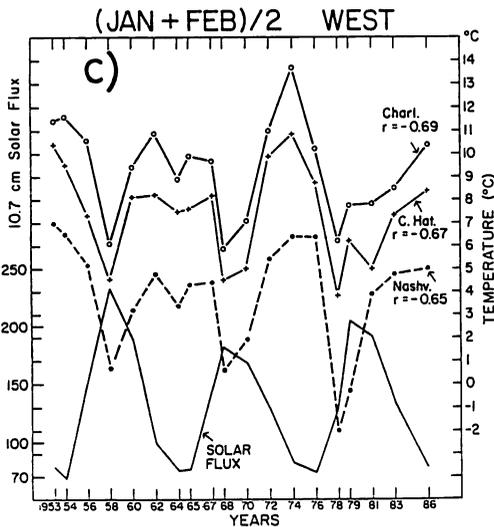
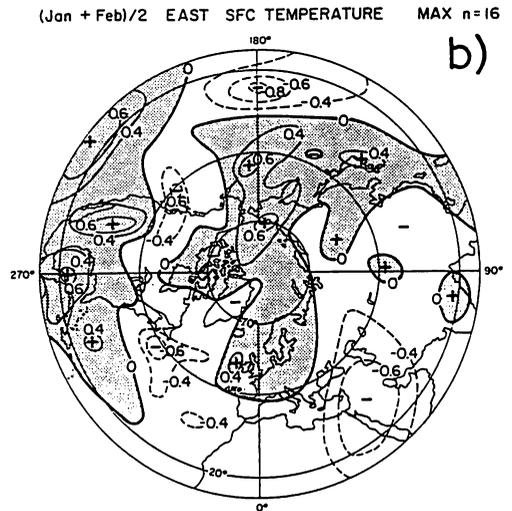
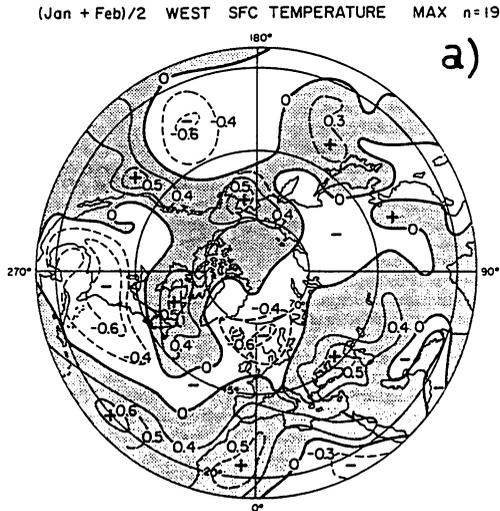


図8. 太陽フラックスと地上気温（1～2月平均）  
 a. QBO 西風時の太陽フラックスと地上気温の  
 相関, b. QBO 東風時, c. アメリカ南東部(Charl.  
 チャールストン, C. Hat. ハッテラス岬, Nashv.  
 ナッシュビル)の気温と太陽フラックス(QB  
 O 西風時, 1～2月平均)  
 (van Loon and Labitzke, 1988)

### 3. 太陽活動と日本の気候

さて、日本の気候との関連について言えば、従来北日本の夏の気温との間に良い関係があるとされてきている。すなわち、「太陽黒点数が極小の時に冷害が起こりやすい」あるいは、「太陽黒点数の極大期に高温、極小期に低温の傾向がある」ということであるが、後者については、1960年代後半からその関係が乱れてきたとされていた。図11は、暖候期予報の参考資料として筆者が作成したもので8月の北海道の気温と太陽黒点数の関係を示している。黒い逆三角が低温、白丸が高温を表す。その決定は、この期間（1945-1988年）の平均値からの偏差を同期間の標準偏差の0.52倍と比較して行った。この図で見ると、極小期、極大期共に低温の傾向があるように見受けられる。

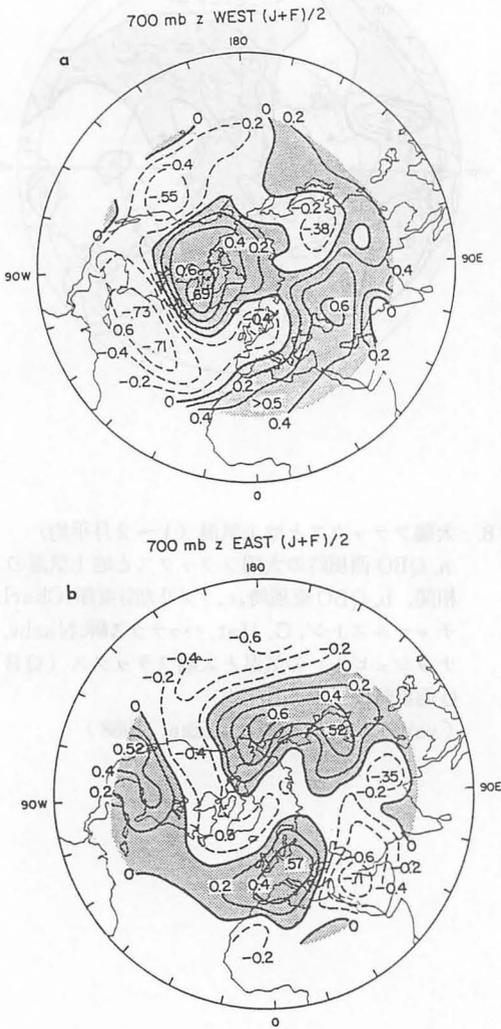


図9. 太陽フラックスと700 mb高度との相関, ハッチをかけた領域が正の相関域, a. QBO 西風, b. QBO 東風。(van Loon and Labitzke, 1988)

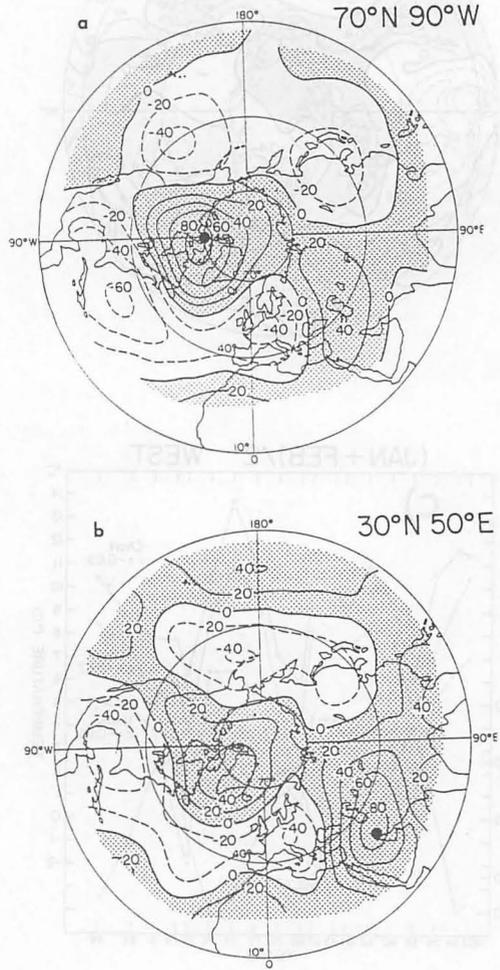


図10. 冬季700 mb高度の一点相関図。図中の黒丸が基点で, a. 70°N 90°W, b. 30°N 50°E (Namias, 1981 from van Loon and Labitzke, 1988)

極小期, 極大期としてそれぞれ3年ずつ選んでいって, そうでない時期と比較すると, 統計的には危険率1%以下で有意に低温であるという結果になる(なお, 7-8月の平均気温を用いると有意とはならない)。これらの結果はQBOを全く考慮せずに行ったものである。Kerrは, 北半球冬季について見られた明瞭な関係は, 夏季や南半球でも見られると紹介しているが, 残念ながら, その

論文が不明である。試みに、QBOによる層別化を行ってみると図12のようになる。東風の時は正の相関だが何故だかラグがある。西風の時にはほとんど相関がない。ただ、強い低温は、西風の時の極大期、及び極小期で起こっている。

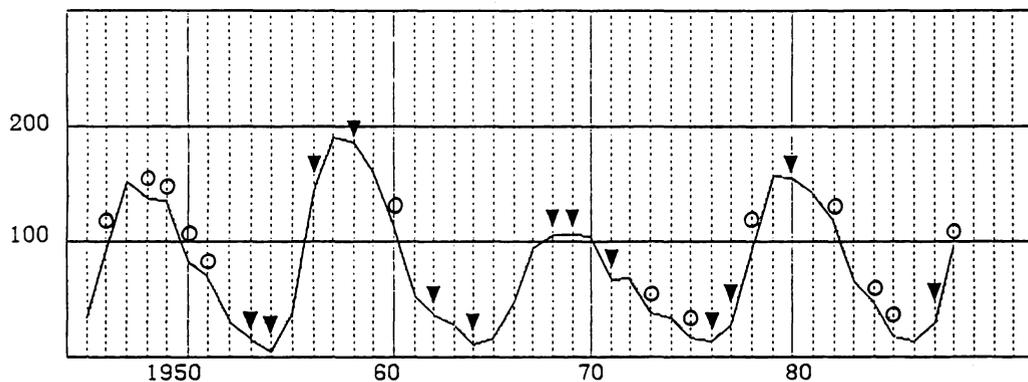


図 11. 北海道の8月の気温と太陽黒点数（実線）。  
黒三角は低温，白丸は高温（高・低温の決め方は本文参照）

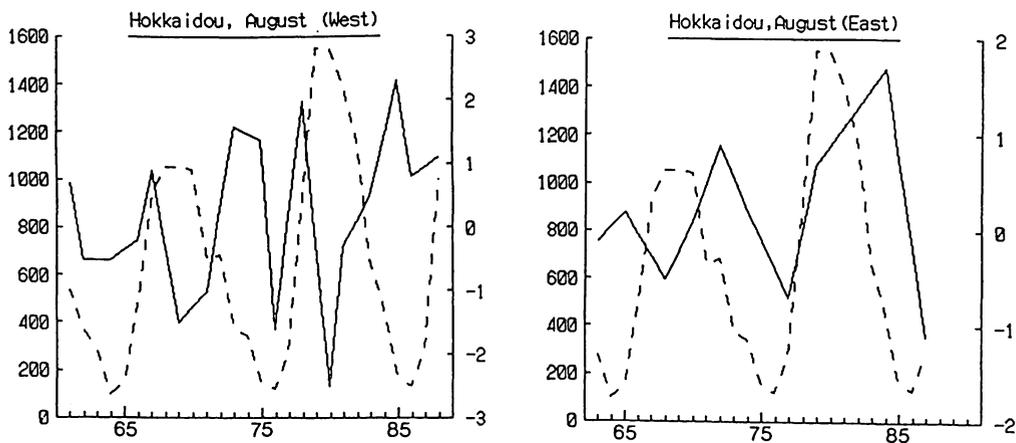


図 12. 北海道8月の気温（実線，偏差℃，右軸）と太陽黒点数（破線，単位0.1，左軸）。左図QBO西風時，右図QBO東風時。

前節までに紹介した図からも明らかなように冬の日本の気候と太陽活動との間には、アメリカなどでみられた良い関係は期待できそうにない。それでも無理に読み取るとすると、冬の場合はQBOにかかわらず、地上気温と太陽活動の間には正の相関があるということになる。そこで、同様にして北海道の冬の平均気温をQBOで層別化してみたものが図13である。残念ながら、日本の気候とは、QBOで層別化してみてもこの程度の関係でしかない。

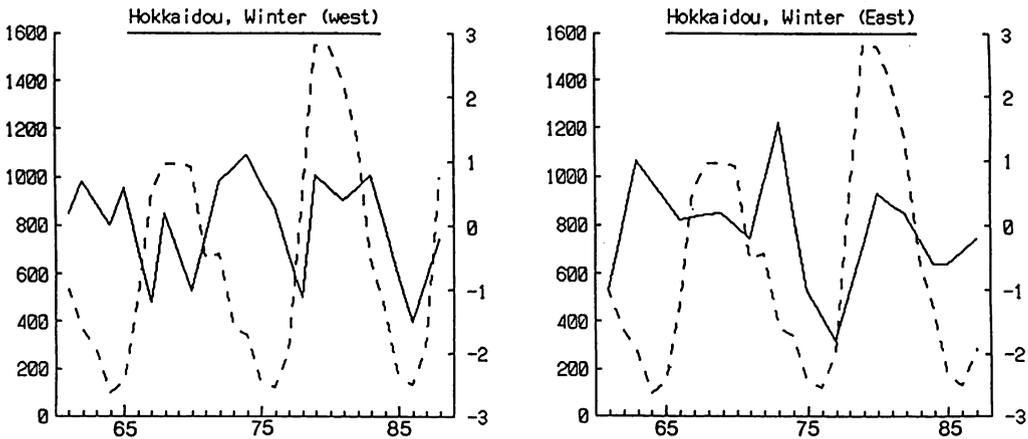


図13. 北海道冬季の気温（実線，偏差 $^{\circ}\text{C}$ ，右軸）と太陽黒点数（破線，単位0.1，左軸）。左図QBO西風時，右図QBO東風時

#### 4. おわりに

QBOで層別化すると、太陽活動と気候との間に驚くほど良い関係が現れる。Labitzkeらはモンテカルロ法による検定なども用いて、その有意性を示している。しかし、太陽活動の変化がどの様にして大気にこのような反応をもたらしめるのか誰にも説明できない。大気のテレコネクションパターンとの類似を示し、一定の示唆を与えているがこれからの研究に待たねばならない。また、赤道付近では層別化しなくとも太陽活動の影響がそのまま現れるとしている。このことについて、さらに調査される必要があるように思われる。

KerrはScienceの記事の中で何人かの反応を紹介している。J. Wallace（ワシントン大学）などは、「いずれ消え去っていくもの」との感触を持っているようである。また一方で、R. Livezey（CAC, NOAA）は、「気候はこれまでもさまざまな側面を我々に見せてきた。統計的には有意だが、そのメカニズムを理解した訳ではない。我々は依然として慎重でなければならない。しかし、相関は、非常に大きい。何か物理的な意味のある信号と考えても良いのではないか。少なくとも予報に考慮しない訳にはいかない。」としている。統計的な有意性を問題とする声もあるようである。

層別化することによって、データ数は当然のことながら減少する。まだまだデータ不足だと言うのである。実際的には、アメリカの場合であれば予報に利用しない手はないということであろう。さて、日本の夏の北海道の予報の場合にはどのくらいの信頼性を置いたらいいのだろうか。

#### 参考文献

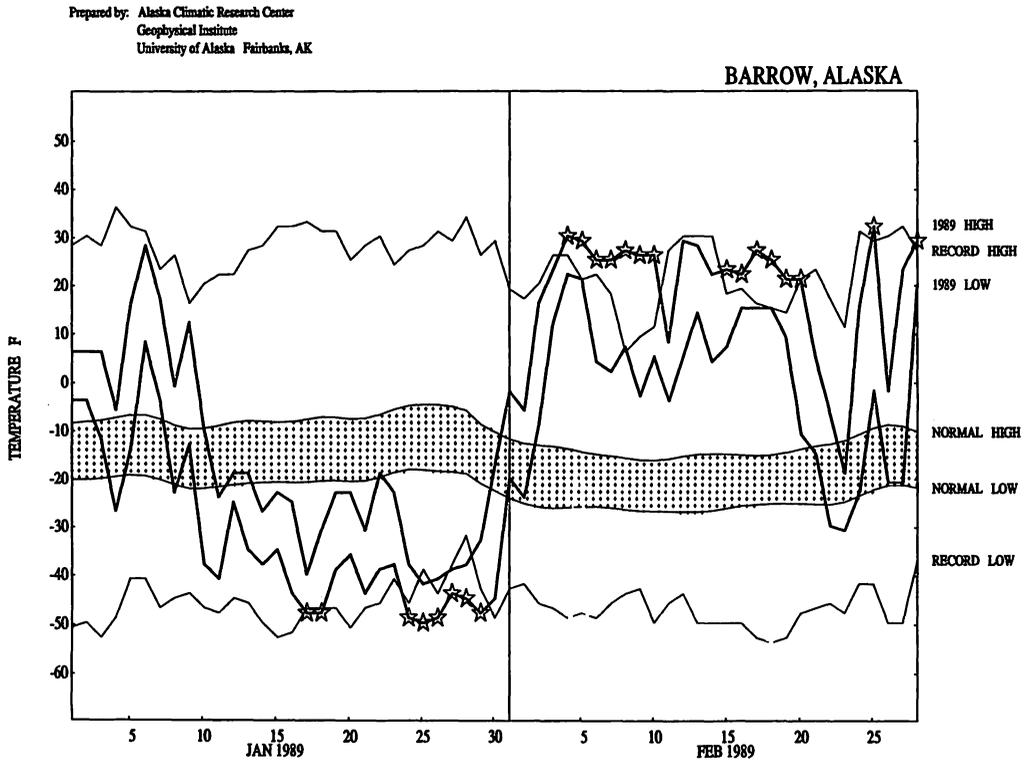
- Holton, J.R. and Tan, H. -C., 1982: The Quasi-Biennial Oscillation in the Northern Hemisphere Lower Stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 140-147.
- Kerr, R. A., 1988: Sunspot-Weather Link Holding Up. *Science*, 242, 1124-1125.
- Labitzke, K., 1987: Sunspot, the QBO, and the Stratospheric Temperature in the North Polar Region. *Geophys. Res. Lett.*, 14, 535-537.
- Labitzke, K. and van Loon, H., 1988: Association between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: the troposphere and stratosphere in the northern hemisphere in winter. *J. Atmos. Terres. Phys.*, 50, 197-206.
- van Loon, H. and Labitzke, K., 1988: Association between the 11-year Solar Cycle, the QBO and the Atmosphere. Part II: Surface and 700mb in the Northern Hemisphere in Winter. *J. Climate*, 1, 905-920.

1989年のアラスカの異常な冬について

田中 博\* (H. L. Tanaka)

1977年以降温暖化が続いていたアラスカは、今年1月下旬に2週間に及ぶ異常低温に見舞われ、その実況が日本にも伝えられて話題になった。地球の温暖化をむしろ歓迎していた地元住民は、忘れかけていたこのアラスカの驚異に落胆し、震え上がる者も多かった。

図はBarrow, Alaskaにおける平年の日最高最低気温（ハッチ部分）及び記録に残る最高最低気温（細線）そして今年1月から2月にかけての観測値（太線）である。記録が更新された日には星印が記してある。図のように1月下旬のBarrowにおいて、最低気温が計8日も更新された。しかし、2月始めに気温が急上昇し、最高気温が計15日も更新された事の方は実はより異常であることが理解される。この気温の急上昇と2月の異常高温は学問的に大変興味深い現象でありながら、一般市民に対するニュース性が低く報道されていないのは残念である。ちなみに12月から2月までの3ヶ月平均気温を調べると、1月の低温は12月の異常高温と相殺し、結果として今年も再び暖冬であった事を強調したい。



\* アラスカ大学, 地球物理研究所

地球の温暖化は極域で著しく、温暖化の徴候としてはじめに天候の変動が増大する事が気候モデルの結果から予測されているが、今年冬のアラスカの気温変化は、それを強くサポートする結果となった。Barrow における 2 月平均の気温は平年より 15.3 °C 高い。この平年偏差は標準偏差の 4 倍を越える値である。生起確率は約 1 万年に 1 度しか生じない確率であり、これはただ事でない。極域における気候変動の研究が今後益々重要になることは間違いなく、積極的な研究参加が望まれる。尚、データは Alaska Climatic Research Center, Geophysical Institute, University of Alaska - Fairbanks による。

#### 編集後記

今号は、東京大学の松本さんに OLR の 7 年平均場にみられるインドモンスーンと梅雨・秋雨の特徴とそれらの関係について、筑波大学の川村さんには西太平洋の海面水温・対流活動・下層風の年々変動及び季節内変動についてその位相関係を中心にまとめていただきました。また、長期予報課の上野さんには古くから知られていながら関係がはっきりせず長い間埋もれていたが、最近再びホットな注目を浴びている「QBO と太陽活動と大気大循環」についてのレビューをしていただきました。それぞれ要点をすっきりまとめていただき、大変読みやすいものになっていると思います。お忙しい中、御寄稿下さいました各氏に感謝致します。

また、アラスカ大学の田中さんには、わずか一週間ほどの間に異常低温から異常高温へと 180° 転換したアラスカの今年の冬について特別寄稿をいただきました。春の学会のために帰国された貴重な時間を割いて、心よく寄稿していただきました田中さんに感謝致します。昨夏の北米、そして今年のアラスカと続けて起こった大規模なブロッキングは、大循環に関心を持つ者にとって無視できないものと思います。これらの事例研究の投稿を期待しています。

さて、すでに「天気」にお知らせしましたように、本年も 9 月 29 日（金）に「長期予報と大気大循環」の月例会を開催する予定です。まだ詳細は未定ですが、今回のメインテーマには「雪氷と大気大循環」をとりあげたいと考えております。まだほかにも、これはというテーマがありましたらふるってお申し込みいただきたいと思います。

LF グループの会員数は、この数年のあいだにずいぶん増加し、ついに 600 名を越えました。長期予報に対する関心が非常に高まっていると思われませんが、同時に「グロースベッター」の内容がこのところ難しくなりすぎているのではとも感じます。「グロースベッター」は会員の皆さんの自由な情報交換の場であるわけですから、オリジナルな論文だけでなく、こんなおもしろい論文を見つけたとか、話を聞いた、経験をしたといったエッセイも大歓迎します。短いものでも結構ですのでしどし投稿してください。

（山田）

---

#### 平成元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） 谷貝 勇  
（長期予報課） 新田 勅, 中村 和信, 上野 達雄, 河原 幹雄, 栗原 弘一,  
山田 真吾（庶務担当）, 小泉 耕, 三浦 芳敬（会計担当）