

グロースベッター

第 23 巻 第 1 号

“天候変動”理解への足がかり	岸 保 勲三郎	1
——テレコネクションの考え方——		
夏のテレコネクションに関する一般的コメント	岸 保 勲三郎	8
「北暖西冷」型の冬の前兆現象	久保木 光 熙	18
相関シノプテックスからみた北日本の冷夏	酒 井・久保木	28
情 報		
WMO における長期予報研究の動き	栗 原 弘 一	34
文献紹介		
気候と気候変動の問題について（抄）	山 田 真 吾	39
東アジアにおける夏季の気流系について	宮 崎 保 彦	50
モンスーン・システムの振動	酒 井 重 典	56
報 文		
1984 年の寒冬・多雪，冷春の天候	平 沼 洋 司	60

1984 年 8 月

L. F. グ ル ー プ

“天候変動”理解への足がかり

——テレコネクションの考え方——

岸 保 勘 三 郎*

3～5日くらいの“天気変動”に対し、1カ月程度の“天候変動”の問題が最近話題になってきた。これは昨年のエル・ニーニョが東太平洋、赤道域で卓越したせいかもしれない。本文では“天候変動”の理解が現在どの程度のものであるかをのべてみる。

1977年1月のアメリカ大寒波

1977年の1月にはアメリカ大陸の中部・東部にかけて上層の気圧の谷が異常に発達し、1月の地上気温月平均値は平年にくらべ約 10°C 低く、各地でアメリカ史上はじめての低い気温の記録がつくられた。大陸の中部・東部では寒波、豪雪に見舞われ、交通は麻痺し、凍死による多数の死者がでて、大きな社会問題になった。この異常な、1977年の1月における北半球規模での上層の空気の流れを理解するために、図1に気圧500 mb(高度約6 km)面の高度 Z の1月の平年値を示しておく。この図のように平年の場合は、上層の気圧の谷(trough)は、日本の東、アメリカ大陸の東、ヨーロッパ大陸の上にある。一般に上層の空気は、この等圧面高度 Z に沿って流れる(地衡風という)ので、この谷は同時に極地方から寒気の流れやすい場所を示していることになる。図1はあくまでも平年値であるが、1977年1月には日本の東部の気圧の谷が東にずれ、アリューシャン低気圧が異常に発達し、同時にロッキー山脈に沿っての気圧の峰(ridge)も発達した。さらにつづけてアメリカ東部の低気圧も異常に発達し、結果的にはアメリカ大陸の中部・東部の大寒波となった。このことを気圧700 mb(高度約3 km)面の等圧面高度 Z で示したものが図2である。図2には1977年1月の月平均値を平年値からのずれの形で示してある。

この図をみて、1978年にアメリカ気象局で長く長期予報にたずさわっていたNAMIAS⁽¹⁾は、アメリカ大陸の東部の気圧の谷の発達(図2の負領域参照)はアリューシャン低気圧の発達(図2の太平洋域の負領域参照)によるものであり、アリューシャン低気圧の発達→ロッキー山脈近傍での峰の発達→アメリカ大陸東部での気圧の谷の発達という過程としてとらえた。さらに、1976/77年にかけてエル・ニーニョ(東太平洋赤道域における海水温の異常上昇)がおり、それがアリューシャン低気圧発達

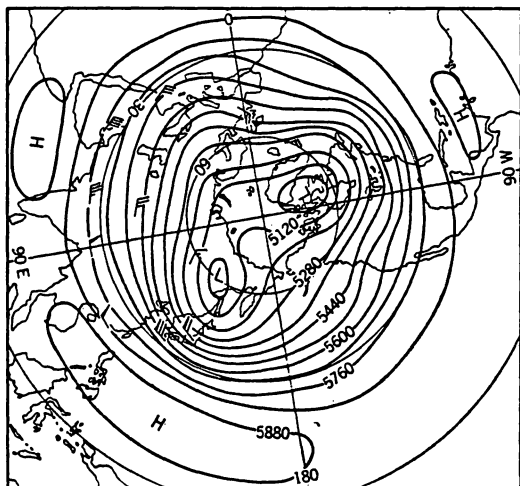


図1 500 mb(ミリバール)面の等圧面高度 Z の1月の月平均図。単位: m. 和田(1975)による。



図2 1977年1月の700 mb面の等圧面高度 Z の平年値からの偏差。単位: m.

* Kanzaburo GAMBO 元東京大学理学部地球物理学教室

の原因かもしれないと考えた。すなわちエル・ニーニョがおこれば、その余波としてアメリカ東部で冬寒波がおこりやすいという、テレコネクション(teleconnection; 遠隔伝播)の概念を提案した。このような考え方はすでに BJERKNES⁽⁴⁾ によって 1969 年に提唱されていたが、NAMIAS は 1977 年 1 月の大寒波にむすびつけて提案したため、多くの人の注目をあびた。

一般的な意味での気象学上のテレコネクションは、古くは 1932 年 WALKER⁽⁵⁾ によって初めて指摘された。WALKER は東太平洋のタヒチ島 (18°S, 150°W) の地上気圧とオーストラリアのダーウィン (12°S, 131°E) の地上気圧は、一方が平年値より高くなれば他方は低くなり、シーソーのように変動していることを示した。現在“南方振動”(Southern Oscillation)といわれている現象である。またヨーロッパの研究者は、古くからノルウェーのオスロ (60°N, 10°E) とグリーンランドのヤコブスヘブン (70°N, 50°W) における地上気温に顕著なシーソーがあることを指摘している⁽⁴⁾。この現象はノルウェーの漁師がグリーンランドに出漁したときの経験から得られたものといわれている。

わが国ではテレコネクションの問題は気象庁長期予報課で 1960 年代後半からとりあげられ、当時、和田⁽⁶⁾ はカナダ北部の 500 mb 面の寒冷な極渦の変動と日本の冬の月平均気温変化との関係を長期予報に利用しようとした。

天候変動

1970 年代の後半にヨーロッパ各国が共同してロンドンの郊外に“ヨーロッパ中期予報センター”を設立し、10 日予報を目標にした短期数値予報を試みはじめた。そして現在では 3 日ないしは 5 日予報に対してかなり精度のよい結果を得つつある。一方、気象庁電子計算室でも、ここ 1, 2 年の間に数値予報モデルの大幅な改善が行なわれ、現在ヨーロッパ中期予報センターと同じくらいの精度をもった予報結果を得つつある。

このような短期数値予報の改善と併行して、また最近の大型電子計算機の進歩により、現在世界の気象界では 1 カ月予報の可能性についての検討が行なわれはじめている。1 カ月予報では短期数値予報のように、日々の高・低気圧をひとつひとつ追跡することが目的ではない。ある意味で“天気予報”の代わりに、月平均値の変動、すなわち“天候変動”の予測である。前節でのべたテレコネクションの考え方は“天候変動”を考える上で非常に役立つ概念である。このことを示すために、図 3 にノルウェーの北西 (75°N, 10°E) の地点と、日本海の北

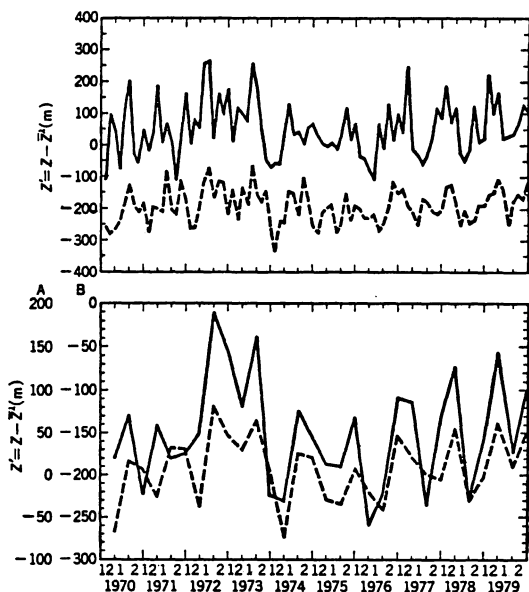


図 3 A 点 (75°N, 10°E) (実線) と B 点 (45°N, 135°E) (点線) における 500 mb 面の等圧面高度 Z' の時間変動。図の上段は Z' の 10 日平均値、下段は 30 日平均値の変動。ただし $Z' = Z - \bar{Z}$ ($\bar{Z}$: Z の経度平均) で、1970~79 年の冬 (12 月, 1 月, 2 月) 10 年間の平均値からの偏差。縦軸の単位: m。

(45°N, 135°E) の地点における冬期 (12 月, 1 月, 2 月) 500 mb 面の等圧面高度 Z' の年々の時間変動を示しておく⁽⁶⁾。ただし Z' は平年値からのずれで、また経度方向の平均値からのずれを示す。図 3 の上図は 10 日平均値の年々の時間変動であるが、この図からは両者の関係はあまりはっきりしない。一方、図 3 の下図は 30 日平均値 (月平均値) の年々の時間変動であるが、下図からは両者の間に正相関があることが容易に推測できる。事実、下図の時間系列の相関係数は 0.767 である。すなわち、ある離れた二つの地点 A, B での変動を、月平均値の変動でみれば相関があることが見出されることもある。この場合には二つの地点 A (75°N, 10°E) と B (45°N, 135°E) との間にはテレコネクションがあるといえる。

1981 年, WALLACE と GUTZLER⁽⁷⁾ は 1962/63 から 1976/77 年の冬の月平均データ (12 月, 1 月, 2 月の値) を用い、ある特定基点の等圧面高度 Z の時間変動と地球上の他の地点における等圧面高度 Z の時間変動との一点相関係数を求め、相関係数の高い組合せからテレコネクションの分布図をさがし求め、北半球上にははっきりした五つのテレコネクションの型があることを示した。

その一つを図 4 に示す。図 4 は 500 mb 面での、(45°N, 180°E) を基点とし、この基点の等圧面高度 Z の時間変動と他の点における等圧面高度 Z の時間変動との相関係数を求めたものである。この図と図 2 とをくらべると、

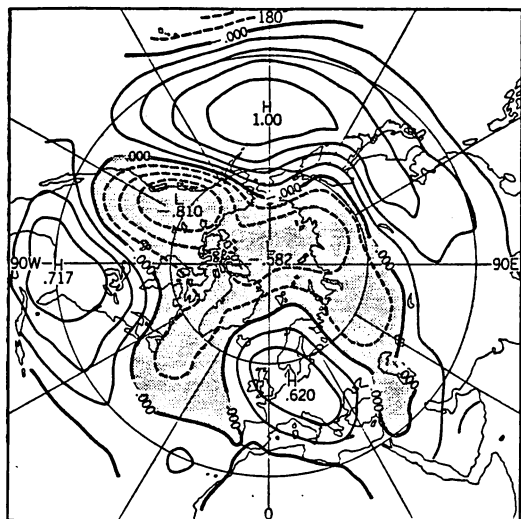


図4 500 mb面の基点(45°N, 180°E)におけるZの時間変動との一点相関係数。正の相関域はH, 負の相関域はLとしてある。

太平洋からアメリカにかけての+, -の分布は大変よく似ている。もし図2のように高度変化に関して太平洋のマイナス, ロッキー山脈近傍のプラス, アメリカ東部のマイナス域が地理的に固定し, そこで年々の変動があるとすれば, 相関係数は図4に似たものが期待される。すなわち図2のような定常波の分布があり, そこでエネルギーが西から東に伝播していると考えれば図4の意味づけが得られる。WALLACEらは図4の型をPNA型(Pacific/North American Type)と定義し, NAMIASの指摘した1977年1月の変動はPNA型に属し, その生成については次節にのべるように定常波の伝播によるものであると考えた。

一方, 日本付近ではどのようにになっているのであろうか。図5に500 mb面で, (45°N, 135°E)を基点にした, 等圧面高度Zの一点相関係数の分布図を示す^{* (9)}。図からもわかるように, ヨーロッパ, 中央アジア, 日本にかけて, ひとつのテレコネクションがみられる。WALLACEらの分類型によるとEU型(Eurasian Type)と称されるものである。参考までにつけ加えておくと, 1970年代のはじめに和田らは図5のカナダ北部のL(相関係数値-0.656)と日本付近のテレコネクションをとりあげ, その関係を長期予報に役立てようとした。しかし, 当時その物理的背景がよくわからなかったため, 彼らの考えはその後大きくとりあげられることもなく時は去っていった。

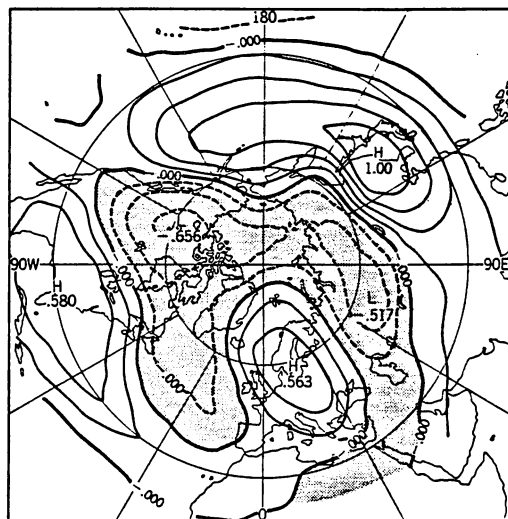


図5 500 mb面の基点(45°N, 135°E)におけるZの時間変動と他の点におけるZの時間変動との一点相関係数。

ここでは二つのテレコネクションの型だけをとりあげたが, WALLACEらはこれらを含めた五つの型をとりあげた。そして地球上で“天候変動”が無秩序におきているのではなく, 五つのテレコネクションの型に示されるように“天候変動”について物理的背景を考える余地があることをはじめて示した。と同時に“天候変動”の予測可能性も暗示した。

定常ロスビー波の伝播

WALLACEらがテレコネクションの五つの型を示した同じ年に, HOSKINSとKAROLY⁽⁹⁾は図4のPNA型の物理的機構について次のような理論的裏付けをおこなった。以下の議論には少し数式の取扱いはあるが, 回転系の力学になじみのうすい人は日本語の部分だけを読んでいただきたい。

第二次世界大戦の頃, 高層気象観測がアメリカ, ヨーロッパ大陸で行なわれはじめ, その観測結果から大気中には地球の自転による西進波があることが見出された。最初の発見者ROSSBYの名にちなんで, われわれはロスビー波とよんでいる。またこのような西進波は自転する惑星に付随する固有の波なのでプラネタリー(Planetary)波ともよんでいる。

ロスビー波の取扱いに関し, 直角座標系(x : 東西方向, y : 南北方向)の場合には, 普通流線関数 Ψ を $\Psi \propto \exp(ik(x-ct) \pm ily)$ (k, l : 東西, 南北方向の波数, c : 東西方向の伝播速度)と表現する。

しかし, 直角座標系でなく球面座標系(λ : 経度, θ : 余緯度)でロスビー波を取り扱う場合には, 流線関数 Ψ

* この例では1969/70~1978/79年の冬の月平均データ(12月, 1月, 2月の値)を使う。またZは10年間の平均値からのずれを用いてある。

は $S_n(\theta, \lambda) = P_n^s(\cos \theta) \exp(is\lambda)$ といった球面調和関数で表現した方が都合がよい。ここで s は λ 方向の角波数, P_n^s は第1種のルジャンドル陪関数といわれるもので, θ 方向に(経度円に沿って)正, 負の形で振動しており, $(n-s)$ は北極, 南極間の零点の数を表わす。したがって $(n-s)$ は直角座標系の波数 l に対応して, 南北方向の波数を表わす指標と考えられる。

上述のような球面調和関数 S_n でロスビー波の流線関数を表現すれば, この波は回転地球上(自転角速度: $\Omega = 7.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) では

$$\dot{\lambda} = -\frac{2\Omega}{n(n+1)}$$

の角速度で西に伝播することが, ロスビー波の発見後, 理論的にも示された⁽⁹⁾。したがって, もし回転地球上の大気が

$$\dot{\lambda}_0 = \frac{2\Omega}{n(n+1)}$$

で東向きに“剛体回転”をするとすれば*, 流線関数 S_n で表わされる波は地球に対して相対的に静止していることになり, 定常ロスビー波となる。 n の大きさを見積もるために, $\phi = 45^\circ \text{ N}$ (ϕ : 緯度) で剛体回転による東西方向の一般流は $U = a \cos \phi \dot{\lambda}_0$ (a : 地球の半径) と書けるので, 例えば $U = 10 \text{ m s}^{-1}$ とすれば, $\Omega = 7.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $\dot{\lambda}_0 = 2\Omega/n(n+1)$ として定常ロスビー波は $n = 7 \sim 8$ となる。このくらいの値は冬の代表的値と考えてよからう。

一方, 球面調和関数 $S_n(\theta, \lambda)$ は $\nabla^2 S_n = -n(n+1)$ (ここでは, 地球の半径 a は1とする) をみたし, この方程式の解として, $P_n^s(\theta) \exp(is\lambda)$ ともうひとつの独立関数 $Q_n^s(\theta) \exp(is\lambda)$ (Q_n^s : 第2種のルジャンドル陪関数) があり, 直角座標系の流線関数 $\exp(ikx + ily)$ に対応して, S_n の一般形は両者の和と差で表現される。このような $P_n^s(\theta)$ と $Q_n^s(\theta)$ とで $S_n(\theta, \lambda)$ を表示したものが図6である。極付近の $S_n(\theta, \lambda)$ の分布をみやすくするために, 図には $n=5$, $s=2$ の場合が示してある。図の $\theta_0 = \sin^{-1}(s/n)$ より南では定常波はらせん状となるが, θ_0 より北では $S_n(\theta, \lambda)$ は θ 方向に振動型でなく, 一様に減少もしくは増大となっている**。

ところで図6のような定常ロスビー波があれば, これに対する群速度の方向(エネルギーの伝播方向)は図6の矢印に示してあるように, 波節に直交 ($S_n = \text{const.}$ に直交) した形となることがわかっている⁽⁹⁾。したがって, ある場所で強制的な外力でロスビー波がひきおこされつづけると, その場所から定常ロスビー波として図6の矢

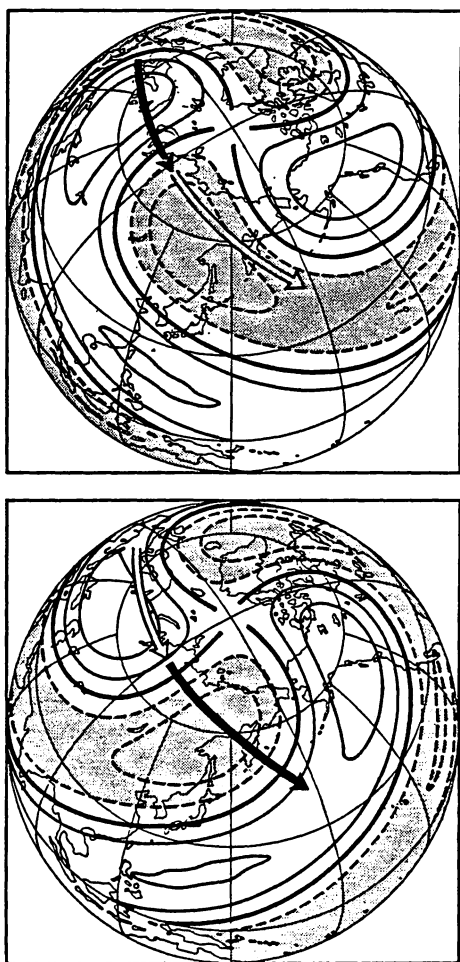


図6 $\frac{1}{2} P_5^2(\cos \theta) \sin 2\lambda + \frac{1}{\pi} Q_5^2(\cos \theta) \cos 2\lambda$ (上) およ
び $\frac{1}{2} P_5^2(\cos \theta) \sin 2\lambda - \frac{1}{\pi} Q_5^2(\cos \theta) \cos 2\lambda$ (下) の図。
 λ = 経度, θ = 余緯度。 $P_5^2(\cos \theta)$, $Q_5^2(\cos \theta)$ は第1種,
第2種のルジャンドル陪関数。実線は正, 点線は負の
領域。定常ロスビー波の伝播は南から北へ(上図の黒太
線), つづけて北から南へ(下図の黒太線)すむ。上図,
下図の白太線は下図, 上図の黒太線に対応。

印に沿って伝播していく。また球面の膜振動の場合にはエネルギーは大円に沿って伝播するように, 図6の矢印

** $n > 1$ の場合には, $S^*(\theta, \lambda)$ の θ 方向の変化が大きく $\nabla^2 S_n = -n(n+1)S_n$ の関係式は近似的に次のようになる。

$$\begin{aligned} \nabla^2 S_n &= \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial S_n}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 S_n}{\partial \lambda^2} \\ &\doteq \frac{\partial^2 S_n}{\partial \theta^2} - \frac{s^2}{\sin^2 \theta} S_n \doteq -n^2 S_n \end{aligned}$$

ここで局所的に $S_n \propto \exp(is\lambda + i l \theta)$ とすれば, 近似的に

$$l^2 + \frac{s^2}{\sin^2 \theta} \doteq n^2 \quad \text{または} \quad l = \pm \sqrt{n^2 - \frac{s^2}{\sin^2 \theta}}$$

したがって l が実数 (θ 方向に振動型) である条件は

$$\sin \theta > \frac{s}{n} = \sin \theta_0$$

図6の上図は $l < 0$, 下図は $l > 0$ の場合に対応する。

* 剛体回転それ自身のうず度を考慮すれば, 厳密には $\dot{\lambda}_0 = 2\Omega/(n(n+1)-2)$ となる。しかし, $n > 1$ の場合には, $\dot{\lambda}_0 = 2\Omega/n(n+1)$ と近似できる。

は大円に沿っている。ただし膜振動とちがい、定常ロスビー波の伝播は1方向のみである。

図6の θ_0 、すなわちロスビー波の伝播がもっとも北へ伝わりうる余緯度は、 $\sin^{-1}(s/\pi)$ できまるので、同じ π に対し s が大きくなればなるほど大きくなる。前に述べた $\pi=8$ の場合には、 $s=4$ のとき $\theta_0=30^\circ$ となる。このことを念頭において図4のPNA型をみると、 $s=4$ 、 $\phi_0=60^\circ\text{N}$ ($\phi_0=\pi/2-\theta_0$)に対応しているようである。WALLACEらは、上述のようなHOSKINSらの定常ロスビー波の伝播論を背景にしてPNA型はエル・ニーニョによって中央部太平洋の赤道付近にもたらされた熱源によるものだろうと推論した。

ところで日本付近の場合はどのようなになっているのだろうか。図5のヨーロッパ、中央アジア、日本付近のH, L, Hの分布はどちらかといえば東西指向型である。HOSKINSらの議論では東西方向の波数1, 2, 3, ...の波が取り扱われており、球面の場合には球面調和関数 S_n を中心に話がすすめられている。これに対し図5では500 mbの等圧面高度 Z そのもので議論されている。したがって図5の結果をHOSKINSらの議論に近づけるために Z の代わりに、 $Z'=Z-\bar{Z}$ ($\bar{Z}$: Z の経度方向の平均値)について、一点相関係数をとり直してみる。結果は図7に示してあるが、この場合の基点は図5と同じく(45°N , 135°E)である。図7からわかるように、図5で北欧にあったHは、(75°N , 10°E)近傍に位置し、相関係数の値も0.778と大きくなっている*。このような差異が生じたのは Z' それ自身が、緯度 55° 付近を中心にして、その北と南でシーソーをおこなっているからである⁽⁹⁾。すなわち 55°N より南で Z' が大きくなれば、それより北で Z' が小さくなるために、図7の(75°N , 10°E)近傍のHは図5では相対的に南に位置し、相関係数も小さくなる。図7で(75°N , 10°E)の Z' と(45°N , 135°E)の Z' の相関係数は、前者にくらべ後者は5日くらいの遅れで相関係数が最大になることを考え、筆者は、(75°N , 10°E)と(45°N , 135°E)のHは東西波数に関して $s=1$ の波が北から南へ伝播すると考えた。しかしその後、松野⁽¹⁰⁾は大西洋の(45°N , 20°W)近傍のLもくみ入れて、東大西洋、バレンツ海(北欧の北西)、中央アジア、日本付近にみられる、一連のL, H, L, Hの分布をHOSKINSらの考えた定常ロスビー波の伝播と理解した方がよいと指摘した。この場合 $s=1\sim 2$ 、 $\pi=8$ くらいと考えれば、図7の θ_0 が $\theta_0=15^\circ$ ($\phi=75^\circ\text{N}$)となっても不自然ではない。

図7に関連して気象庁長期予報課で編集された“1カ

* 図7の(45°N , 135°E)と(75°N , 10°E)の等圧面高度 Z' の時間変動を示したものが図3に対応。

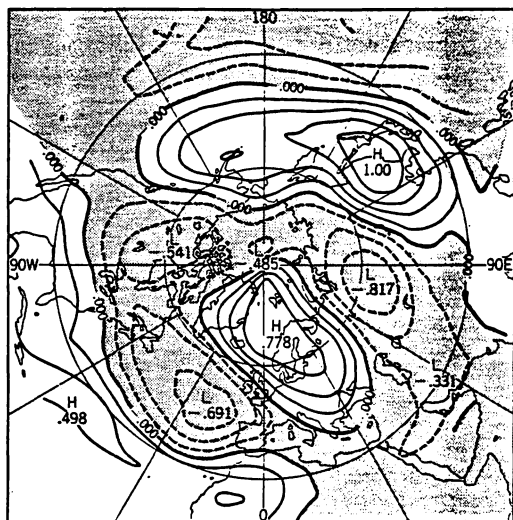


図7 500 mb面の基点(45°N , 135°E)における $Z'=Z-\bar{Z}$ ($\bar{Z}$: Z の経度平均)の時間変動と他の点における Z' の時間変動との一点相関係数。

月予報指針⁽¹¹⁾のことをのべておきたい。“1カ月予報指針”によれば、冬1月の日本付近の寒波は、10日前のグリーンランドの高気圧の発達とむすびつけられている。まずグリーンランドの高気圧が発達し、その後図7に示されているように、ヨーロッパ大陸での低気圧の発達につづいてウラル、バイカル湖付近の高気圧の発達がつづき、最終的に日本付近の気圧の谷が深まり、寒波の吹き出しといった、ある意味でのテレコネクション像の解説がされている。グリーンランドでの高気圧の発達後10日たって日本付近に寒波がおこるといった経験則は図7のテレコネクション図の反映ともいえよう。しかし上記指針書では、いつも10日後におこるとはいつていない。20日後の場合もあると注釈をつけている。最近楠は実際の冬の観測データから、ある特定の月(例えば1971年1月中旬)には、この節でのべたようなバレンツ海近傍から、ウラルを通して日本付近への定常ロスビー波の伝播がきれいに示されることを示した。またまれな例ではあるが、時には南支那海付近から大円に沿って日本の方に伝播する定常ロスビー波もあることも示した(未発表)。

数値シミュレーション

前節では地球大気が剛体回転している場合の定常ロスビー波の伝播に関連して、ある特定基点を中心にした一点相関係数の分布の物理的背景をのべた。しかし実際の大气中では東西方向の一般流 U は中緯度では第一近似的には剛体回転に近いが、低緯度では剛体回転の仮定とはくいちがいがあ

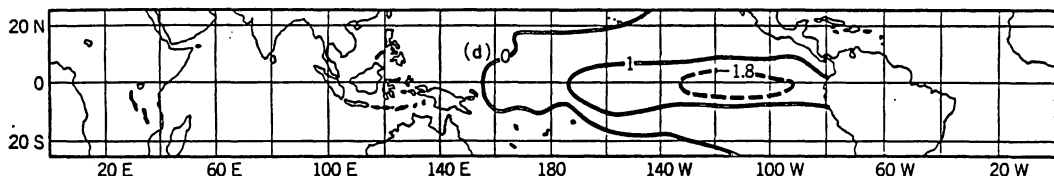


図 8 エル・ニーニョ完熟期に対応した海面温度の平年値からの偏差値。単位: $^{\circ}\text{C}$ 。

1981 年以降, 前節でのべた HOSKINS らの議論を一般化する意味で, いろいろな数値実験が試みられた。例えば冬の東西方向の一般流 $U(\phi)$ を緯度の関数として, 運動方程式, 熱力学方程式に関する線形方程式を用い, ある特定地域に熱源をおいた場合の定常ロスビー波を求めることが試みられた⁽¹²⁾。これらの数値実験の大半は図 2 または図 4 に関連した PNA 型の説明を念頭においているせいか, 熱源を太平洋の亜熱帯においたものである。これに対し林は図 7 を念頭において, うず度を (65°N , 0°E) 近傍においてアジア地区へのエネルギー伝播を議論した(私信)。いずれの結果も大気の剛体回転という仮定をやめ, 冬の $U(\phi)$ の観測値を用いても, 前節でのべた大筋の結論, すなわちある地域で強制的にロスビー波がひきおこされると, それは近似的に球面上の大円に沿って伝播することが示された。上述のような線形方程式による議論のあと, 今度は大気大循環モデルによる数値シミュレーションで, テレコネクションの検討が本格的におこなわれるようになった。この場合, エル・ニーニョの大気への影響といったことが主として議論されている。このような背景には WALLACE らが, エル・ニーニョと PNA 型のテレコネクションとの関係を強調したことが考えられる。しかしここで断っておきたいことは, 海面温度の異常上昇に対する大気への影響に関しては, 1970 年代にもすでに 2, 3 の試みが行なわれていたことである⁽¹³⁾。この頃には主として赤道地方での海面温度の上昇と, それに伴う赤道, 亜熱帯近傍での降水量, 気圧の変化などに問題がしばられ, 現在のように, テレコネクションの立場から議論が行なわれたわけではなかった。

エル・ニーニョに関連した大気大循環モデルの数値実験は, 現在各国で大切な研究課題としてとりあげられているが, ここでは図 4 の PNA 型を示すために便宜的に SHUKLA らの結果を引用しておく。SHUKLA ら⁽¹⁴⁾は, 上下方向に 9 層(大気の上端 10 mb)の全球モデル(水平格子間隔; 東西 5° , 南北 4°)を用い, 海面温度異常を与えない場合(標準実験)と与えた場合(異常実験)とについて, それぞれ大気の変動を 60 日間追跡した。この場合海面水温異常として, エル・ニーニョ完熟期の分布を参照して図 8 のように与えた。東太平洋, 赤道付近に異常海面

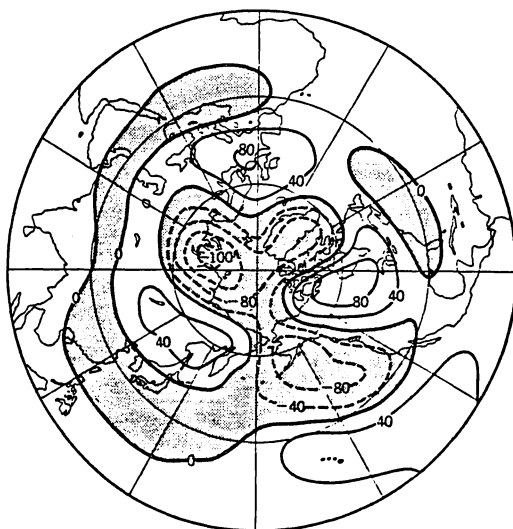


図 9 異常実験(東太平洋, 赤道域の海面温度が異常の場合)と標準実験(海面温度が平年値の場合)との差を 300 mb 面の等圧面高度 Z で示したもの。SHUKLA & WALLACE (1983) による。単位: m。

水温の最大値 1.8°C を与えている。図 9 には標準実験と異常実験との差が 30 日間の平均値として示してある。図 9 と図 2 (または図 4) とを比較してみると, アリューシャン近傍の低圧部, アメリカ西部の高圧部はよく表現されているが, アメリカ東部の低圧部は量的に小さい値しか示していない。

しかし定性的には図 9 は PNA 型を示しているようである。一方, 時岡ら⁽¹⁵⁾も異常海面水温として図 8 にさらに南支那海での異常海面水温を加味した数値実験を行ない, 定性的には SHUKLA とだいたい同じ結果を示し, かつ南支那海からの定常ロスビー波の影響もあることを示しているが, 紙面の都合上ここでは SHUKLA の結果だけを掲載した。

以上はアメリカを中心にした PNA 型のテレコネクションの話であるが, 残念ながら現在日本を中心にしたテレコネクション, すなわち大西洋, 北欧に冷・熱源をおいた数値実験の結果はほとんどない。近く気象研究所, 東京大学などで実施予定と聞いているので, 今後の問題として残しておきたい。

“天候変動”予測の現状

本文の解説では1976/77年のエル・ニーニョとアメリカを中心としたPNA型の間に顕著な関係があることを強調しすぎた点がある。一般的にいって、ある場所で強制的な外力によってロスビー波がひきおこされつづけると、その場所から定常ロスビー波の伝播がほぼ大円に沿っておこるが、その場所がいつもエル・ニーニョのおこる東太平洋赤道域である必要もない。どこであってもよいわけである。また、たとえエル・ニーニョがおきて、大気の剛体回転の仮定のもとに議論された線形理論の結果が、一義的な解であるという保証もない⁽¹⁴⁾。このような観点からエル・ニーニョとPNA型とを直接的に結びつけることに否定的な見解をもつ人もある。

事実、1971/72年のエル・ニーニョの年にPNA型の現象はおこらなかったし、1981年1月にはPNA型の現象はおこったが、その前年にはエル・ニーニョはおこらなかった。またある数値実験によれば、エル・ニーニョがなくてもPNA型は大気自身の内部調節の結果おこることが示されている⁽¹⁷⁾。このような意味で自然界の現象は、本文の解説でのべたように簡単なものでないことはたしかである。しかし、ここでひとつ強調しておきたいことがある。1970年代までは経験的にはぼんやりとつかみかけていたテレコネクションの自然像が、1980年代になると定常ロスビー波の伝播という形で観測データの

面からも、また理論的な面からも見直されてきた。さらに大気大循環モデルによる数値シミュレーションの立場からも追試ができるようになった。そのことによって月平均値、季節平均値の変動を扱う“天候変動”の予測も、物理的に理解できる時代になってきたことはたしかである。このような物理的な理解がすすめば、いずれ“天気変動”の予測と同じように“天候変動”の予測も可能となることであろう。そうあることを読者とともに大いに期待したい。

拝復 貴社ますます御清栄のこととお慶び申し上げます。
さて、七月六日付の御芳書拝讀いたしました。
御書面によりまして、貴社刊行御予定の『天候変動』に
に小冊子として左記雑誌『科学』vol. 105(1983年
の題、御丁寧な御挨拶をいただき恐縮いたしました。どうぞ御計画通りお進めいただきて結構でございます。言うまでもありませんが、著作権者の許可を必ず得られたいとお願いいたします。なお左記の雑誌に最初に発表されたことを読者におことわりいただければ幸いに存じます。
末筆ながら御企圖の成功を祈っております。

一九八四年 七月十三日

敬具

『天候変動』理解への足かり (岩波書店 岩波書店)

岩波書店 岩波書店

株式会社

岩波書店

岩波書店

岩波書店

岩波書店

岩波書店

岩波書店

岩波書店

岩波書店

岩波書店

文 献

- (1) J. NAMIAS: Mon. Wea. Rev., 104, 1107(1978)
- (2) J. BJERKNES: Mon. Wea. Rev., 97, 162(1969)
- (3) G. T. WALKER & E. W. BLISS: Mem. Roy. Meteor. Soc., 4, 53(1932)
- (4) VON LOON & J. C. ROGER: Mon. Wea. Rev., 106, 296(1978)
- (5) H. WADA: Geophysical Surveys, 2, 1(1975)
- (6) K. GAMBO & K. KUDO: Meteor. Soc. Japan, 61, 36(1983)
- (7) J. M. WALLACE & D. S. GUTZLER: Mon. Wea. Rev., 109, 784(1981)
- (8) B. J. HOSKINS & D. J. KAROLY: J. Atmos. Sci., 38, 1179(1981)
- (9) G. PLATZMAN: Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 94, 225(1968)
- (10) 松野太郎: 気候変動国際共同研究計画, 日本学術会議 WCRP 分科会, 1(1983)
- (11) 気象庁: 1 カ月予報指針, 15(1981)
- (12) A. J. SIMMONS: Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 108, 503(1982)
- (13) P. R. ROWNTREE: Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 98, 290(1972)
- (14) J. SHUKLA & J. M. WALLACE: J. Atmos. Sci., 40, 1613(1983)
- (15) 時間遠志ほか: 1983 年春季大会講演予集(1983)
- (16) A. J. SIMMONS et al.: J. Atmos. Sci., 40, 1363(1983)
- (17) N. C. LAU: Mon. Wea. Rev., 109, 2287(1981)

夏のテレコネクションに関する一般的なコメント

岸 保 勸三郎 *

1. はしがき

“科学”（岩波書店）5月号（1984年）の拙著「“天候変動”理解への足がかり」をグロースペクターに転載するにあたり、編集部から夏のテレコネクションについてのコメントを追加するようにすすめられた。テレコネクションの一般論はすでに上記解説文にのべたつもりであるが、話題が冬のテレコネクションを中心にしたものであること、また、“科学”の原稿枚数の制約もあって定常ロスビー波の伝播の解説がわかりにくいこともあって、ここに夏のテレコネクションのことを中心にして少しばかりコメントを書いてみたい。

2. 日本附近での夏のテレコネクション

日本附近での夏のテレコネクションについて特徴的なことをのべてみたい。“科学”解説文にのべた冬の場合と同じように、ある特定点を中心にした一点相関係数でテレコネクション図を示してみたい。図1～4はそれぞれ（30°N, 105°E）、（30°N, 115°E）、（30°N, 130°E）、（30°N, 150°

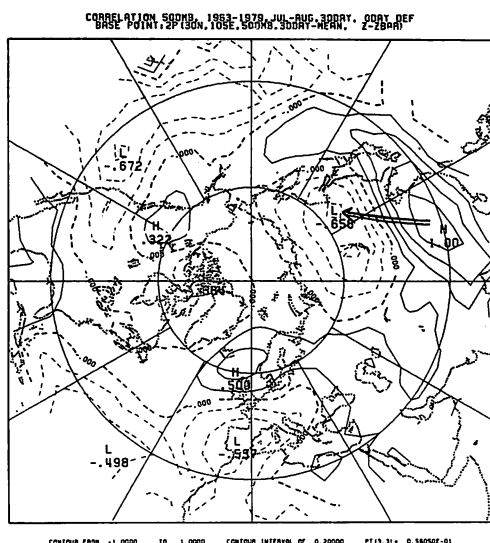


図1. 500 mb面の（30°N, 105°E）を基点とした一点相関係数分布図。データとして1963～79年7月、8月の Z' の月平均値の時系列値を用う。但し $Z' = Z - Z^{-\lambda}$ （ $Z^{-\lambda}$: Z の経度平均）で、 Z は17年間の高度 Z の平均値からの偏差。

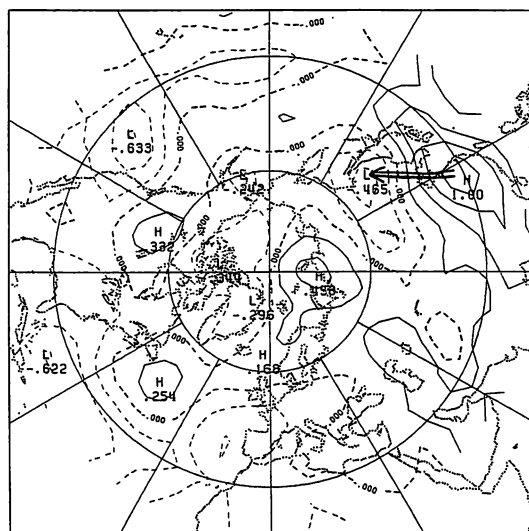


図2. 700 mb面の（30°N, 115°E）を基点とした一点相関係数分布図。用いたデータは図1と同じ。但し Z' は700 mb面の値。

*元東京大学地球物理学教室

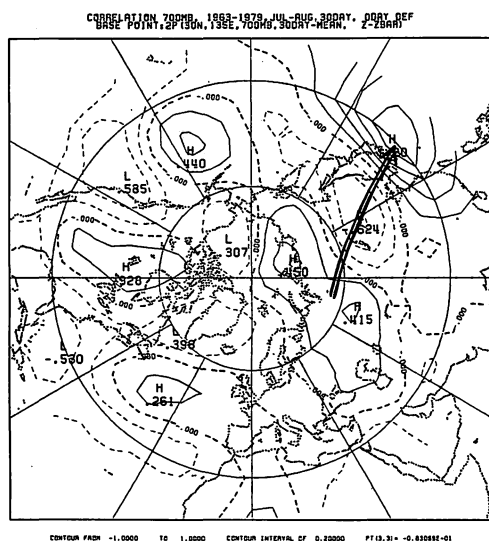


図 3. 図 2 と同じ。但し一点相関係数を求める際の基点は (30°N, 135°E)。

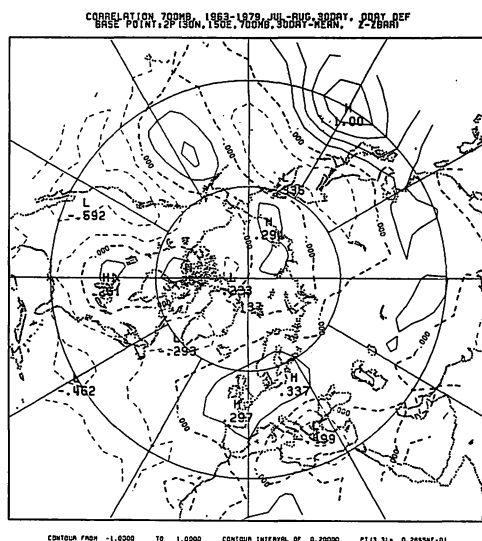


図 4. 図 2 と同じ。但し一点相関係数を求める際の基点は (30°N, 150°E)。

°E)を中心にした 700mb 面での一点相関係数である。但し図 1 だけは 500mb での一点相関係数である*。また用いたデータは 1963 年～1979 年の夏 (7 月, 8 月) の高度 Z' の月平均値である。ここで Z' は, $Z' = Z - \bar{Z}^{\lambda}$ ($\bar{Z}^{\lambda}$: 経度方向の Z の平均値), また 1963 年～1979 年の平均値からのずれを用いてある。したがって一点相関係数に用いた Z' の時系列のデータ数は 34 個である。

図 1～4 の解釈については, 現在楠 (東大, 理) が冬の場合と同じように,** 定常ロスビー波の伝播の立場から解析を行っているが, 本文の原稿締切りまでまとまった形の結果が入手できなかったので, ここでは主観も入った形でコメントをのべてみたい。

夏のテレコネクションを議論する上で参考資料として気象庁発行の“1 か月予報指針”(昭和 56 年 3 月発行)を参照した。この指針書は気象庁の内部資料なので, その中の結果をここに引用するのは適切でないかもしれない。しかし話をすすめていく上に好都合なので結果の一部を引用させて貰うことにした。

指針書の中で“高指数で低温になる過程”という項目がある。ここで高指数というのは長期予報関係者独得の慣用語であって, 中緯度の偏西風があまり大きく南北に蛇行していない場合を指しているものと思われる。この項目に図 5 が掲載してある (上記指針の P 185 の図 4. 4. 17)。この図は 500 mb 面でのヨーロッパからアジアへのロスビー波の伝播を図 5(a), 図 5(b)の形で表示したものと理解してよいであろう。解説文を引用すると次のようになっている。

* (30°N, 105°E) はヒマラヤ山脈のため, 700 mb 面を用いると図 1 程ははっきりした相関図がえられない。

** 日本気象学会春秋大会 (1984 年) 予稿集参照。

まず第1段階（図5(a)）では、ヨーロッパロシアの尾根（図の(A)）、中央アジアの谷（図の(a)）、中国大陆は正偏差（図の(B)）で日本附近に弱い谷（図の(b)）となっている。その後（5日後と思われるが）図5(b)のような第2段階のような天気図となる。すなわちモスクワ方面のリッジが発達（図の(A)）し、タイミル半島から寒冷うず南下（図の(a)）、つづいてバイカル湖方面でリッジが強まり（図の(B)）、太平洋高気圧は後退し、日本の上層は気圧の谷となり（図の(b)）、日本附近では寒冷前線が南下する。

このような低温過程をみると、別の立場でいえばヨーロッパから日本にかけて、波数5位の定常ロスビー波のエネルギー伝播が考えられる*。このことを念頭におくと、図3の矢印のような定常ロスビー波の伝播はある程度もっともらしく思える。これに対し図1～2の矢印はヒマラヤ東辺の熱源からのロスビー波の伝播という考えで書いたものであるが、図5のような裏付けがあって書いたものではない。いずれ近いうちに楠によってもっとはっきりした結論が出されるものと期待している。一般論として図1～2の一点相関図は古くは朝倉、最近では安成によってとりあげられたものであろう**。

図2～4の日本附近での30°NのH、50°N近傍でのLとの対比に対し、“1か月予報指針”では図6のように表現されている（1か月予報指針のP180の図4.4.9）。すなわち高緯度にブロッキング高気圧が存在するときは、その南の中緯度は谷となることが多い。この関係を1946～75年の30年間についての半旬資料で統計処理したものが図6であると書いてある。図2～4で50°N近傍のLを高気圧とみなし、30°NのHをトラフとみなすか、

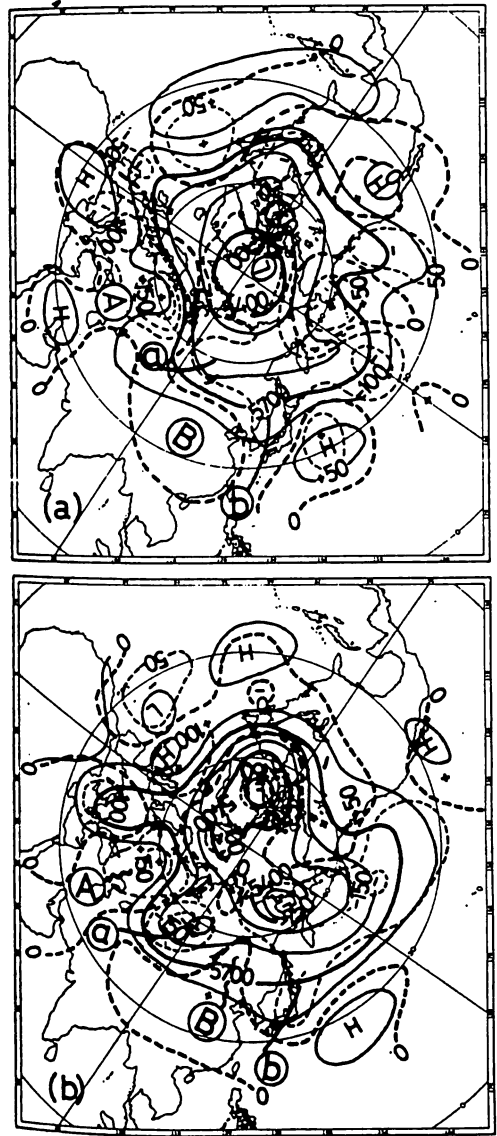


図5. 高指数期の日本附近での低温経過を500mbの天気図で示したもの。点線は平年値からのずれ。

* 夏には東西方向の一般流 U が冬にくらべて弱いので、ロスビー波を球関数 $P_n^s(\cos \theta) e^{is\lambda}$ で表現した時 $n \simeq 8$ 位となる（“科学”の解説文P297参照）。したがって東西波数 $s \simeq 5$ の波は $\varphi \simeq 50^\circ \text{N}$ 位で反射がおり、結果的には中緯度で ~ 5 位の波があらわれやすい。

** 安成哲三：グロスベッター 22巻第2号（1984年3月）

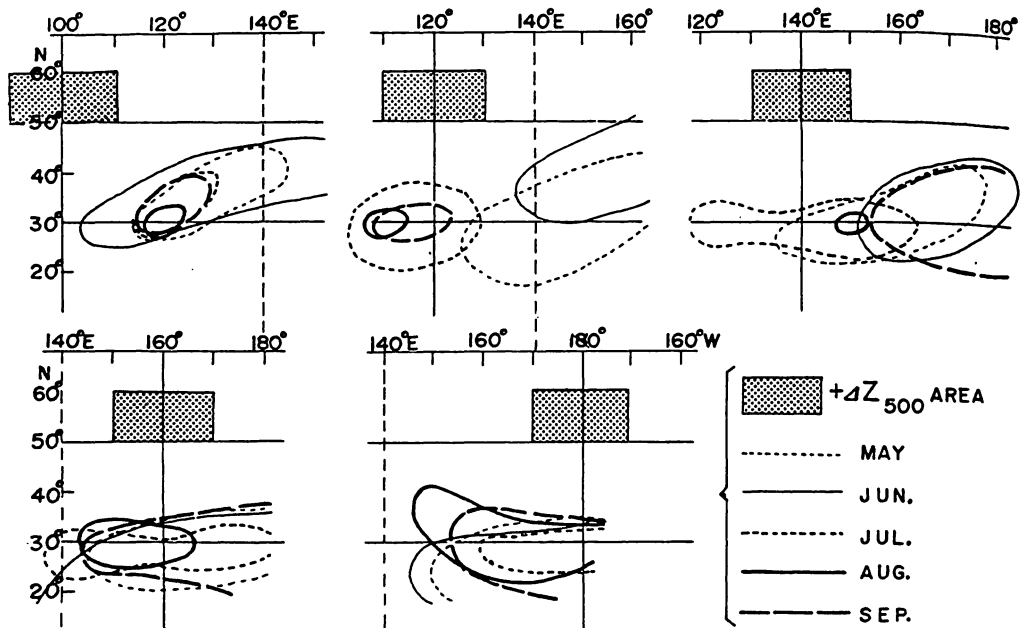


図 6. 500 mb 面における高緯度の高度場（陰影部）と中緯度の負相関域との関係

あるいは本文のように定常ロスビー波の伝播とみなすかは，生成の機構に注目するか，あるいは天気図上の気圧配置のパターンに注目するかのちがいで本質的には同じことであろう。

この筋の終りに図 1 ～ 4 について少しコメントをつけておきたい。図 1 ～ 4 の一点相関係数の値は冬の場合にくらべて値が相対的に小さい（“科学” の解説文の図 7 参照）。このことは図 1 ～ 4 で示した定常ロスビー波の伝播が冬程顕著におきていないことを意味しているのであろう。

3. 定常ロスビー波の伝播(I)

“科学” の解説文で一般読者から定常ロスビー波の伝播の説明がわかりにくいという声もあったので，ここに追加のコメントをつけておきたい。波の位相伝播と群速度のことに関しては木村竜治：地球流体力学入門（東京堂出版，気象学のプロムナード No. 13）に絵入りの大変わかりやすい解説がなされている（第 5 章と第 7 章）。しかし解説は，主として小規模な山岳によってひきおこされる内部重力波の群速度に限られているため，ここではグロスベッターの読者のことを考え，ロスビー波の群速度のことを少しのべておきたい。

廻転地球上で二次元，非圧縮性の大気の運動は，時間に関して絶対うず度（うず度 ζ とコリオリー因子 $f = 2 \Omega \sin \varphi$ ： Ω = 地球の自転角速度， φ = 緯度，の和）が保存する。すなわち

$$\frac{d}{dt}(f + \zeta) = 0 \quad (1)$$

ここで流線関数 Ψ を導すると，東西 (x)，南北 (y)，方向の速度 u ， v は

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

したがってうず度 ζ は

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} = \nabla^2 \psi$$

上述の絶対うず度保存の関係式で、 u 、 v を微小振幅の擾乱と考えれば、次のように近似できる。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + v \frac{\partial f}{\partial y} = 0 \quad (2)$$

あるいは

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = 0, \quad \beta \equiv \frac{\partial f}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial \varphi} (2 \Omega \sin \varphi) = \frac{2 \Omega}{a} \cos \varphi$$

ここで $\beta = \text{一定}$ (β -面近似という) とし、

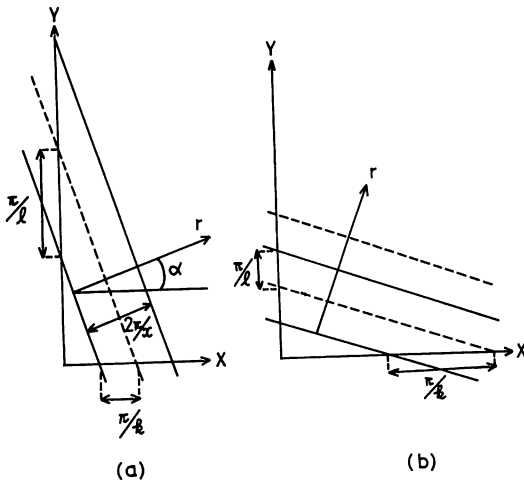
$$\psi \propto e^{ikx + ily - i\sigma t} \quad (\sigma: \text{振動数}) \quad (3)$$

とすれば、 $\nabla^2 \psi = -(k^2 + l^2) \psi$ を考慮し

$$\sigma = -\frac{\beta k}{k^2 + l^2} \equiv -\frac{\beta k}{\kappa^2} \quad (4)$$

(3) のような平面波の流線関数を図示すると図 7 のようになる。図で実線はトラフ、波線はリッジと考えてよい。また図(a)は $k > l$ 、図(b)は $k < l$ の場合である。このような平面波の東西方向の位相伝播速度 C は(4)より

$$C = \frac{\sigma}{k} = -\frac{\beta}{\kappa^2} \quad (5)$$



これは西進波である。(3)の流線関数は x 方向の波数 k 、 y 方向の波数 l で表現してあるが、図 7 のように平面波に直角な r 方向の波数 κ で表現すれば、(3)は

$$\psi \propto e^{ikr - i\sigma t}$$

図 7. 東西(x)、南北(y) 方向の波数が (k , l) の平面波。(a): $k > l$, (b): $k < l$ 。平面波に直角な方向を r 軸にとっており、 r 軸と x 軸とのなす角は α 。 π/k , π/l はそれぞれ x -方向、 y -方向の半波長。

とかける。*ここで $\frac{a}{\kappa}$ は r 方向の伝播速度 Cr 、(添字 r をつけておく) で、 r 方向と x 方向とのなす角を α (図 7(a)参照) とすれば

$$Cr = C \cos \alpha = -\frac{\beta}{\kappa^2} \cos \alpha \quad (6)$$

一方 方向に直角な方向の伝播速度 Cn は

$$Cn = C \sin \alpha = -\frac{\beta}{\kappa^2} \sin \alpha \quad (7)$$

ともかく図 7 の平面波は $C = -\frac{\beta}{\kappa^2}$ の一定速度で西進するが、もし大気中で東西方向の一般流 U があり、この一般流 U が

$$U = \frac{\beta}{\kappa^2} \quad (8)$$

であれば図 7 の平面波は西進しないで地球に対し相対的に静止していることになる。すなわち東西方向の一般流 U が $U = \frac{\beta}{\kappa^2}$ の時、この平面波は定常状態にある。

ここで群速度のことを考えてみたい。今 r 方向に波数 κ の定常波があるとして、この定常波に波数 $(\kappa - \Delta \kappa)$ の波が重なり合った場合を考えてみる。図 8 の太線 (実線: トラフ, 点線: リッジ) は波数 κ の定常波, 細線 (実線: トラフ, 点線: リッジ) は波数 $(\kappa - \Delta \kappa)$ の波を表わすものとする。上記二つの平面波が $t = 0$ で図 8 のような状態にあったとすれば、 $t = 0$ で AA' では二つの平面波のトラフが一致しており、 AA' ではトラフの最深値となり、他の場所ではめだったトラフ, リッジの最深値, 最高値に見出されない。次に Δt 時間後のことを考えてみると、波数 κ に対する BB' のリッジは定常のために動かないが、波数 $(\kappa - \Delta \kappa)$ に対するリッジ DD' は西進をする。この西進速度 C' は (5) より

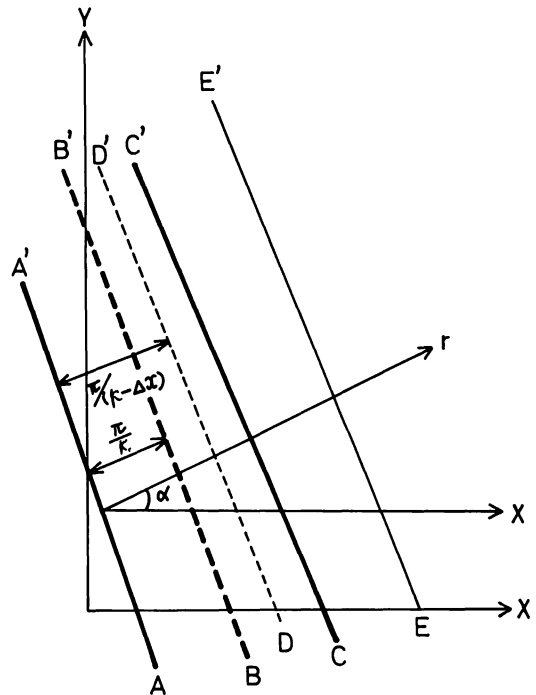


図 8. 波数 κ の定常波 (太線) と、波数 $(\kappa - \Delta \kappa)$ (細線) の平面波。前者のトラフは AA' , CC' でリッジは BB' 。後者のトラフは AA' , EE' でリッジは DD' 。

* 図 7(a)から幾何学的にも証明できるが、前述の木村の本の第 5 章にもくわしい説明がある。

$$C' = U - \frac{\beta}{(\kappa - \Delta\kappa)^2} \approx U - \frac{\beta}{\kappa^2} \left(1 + 2 \frac{\Delta\kappa}{\kappa} \right) \quad \left(\frac{\Delta\kappa}{\kappa} \ll 1 \right)$$

したがって、

$$C' = - \frac{2\beta}{\kappa^2} \left(\frac{\Delta\kappa}{\kappa} \right) = - 2U \left(\frac{\Delta\kappa}{\kappa} \right) < 0 \quad (\because U = \frac{\beta}{\kappa^2}) \quad (9)$$

一方 BB' と DD' との r 方向の距離差 Δr は

$$\Delta r = \frac{\pi}{(\kappa - \Delta\kappa)} - \frac{\pi}{\kappa} \approx \frac{\pi}{\kappa} \left(1 + \frac{\Delta\kappa}{\kappa} \right) - \frac{\pi}{\kappa} = \frac{\pi \Delta\kappa}{\kappa^2} \quad (10)$$

したがって Δt 時間に、 DD' が西進して BB' に一致すれば、 $t = 0$ で AA' にトラフ最深値がみられたが、 Δt 時間後には BB' にリッジの最高値がみられる。すなわち AA' のトラフの最深値の次に BB' にリッジの最高値がみられる時間 Δt は(9)、(10)より

$$\Delta t = \frac{\Delta r}{|C'| \cos \alpha} = \frac{\pi}{2U \cos \alpha \kappa} \quad (11)$$

但し α は図8のように r 軸と x 軸とのなす角。

ここで波のエネルギーは波立っている部分にのみ存在するので、波のエネルギーは AA' から Δt 時間後に BB' に移ったことになる。このような推論から、更に Δt 時間後は EE' と CC' とが一致し、トラフの最深値が CC' にみられる。すなわち AA' のトラフは Δt 時間後の BB' のリッジ、 $2\Delta t$ 時間後の CC' のトラフと、次々と r 方向にエネルギーの伝播がみられる。この時の移動速度が群速度 Cg である。具体的に Cg を求めてみると、

$$Cg = (\text{AA' と BB' との } r \text{ 方向の差}) / \Delta t = \frac{\pi}{\kappa} / \Delta t$$

(11)の Δt を用いると最終的には

$$Cg = 2U \cos \alpha \quad (12)$$

以上のことをまとめると次のようになる。東南・南北方向の波数が (k, l) である平面波を考えると、この波は東西方向の一般流 U が

$$U = \frac{\beta}{\kappa^2} \quad (\kappa^2 = k^2 + l^2)$$

の時定常波となり、 $t = 0$ におけるある特定の場所の波のエネルギーは平面波と直角に $2U \cos \alpha$ (α : 平面波と直交する軸と x 軸となす角: 図8参照) の群速度ですすむ。図8は群速度が北向きの成分をもつ場合であるが、流線関数 ψ が

$$\psi \propto e^{ikx - ily - i\omega t}$$

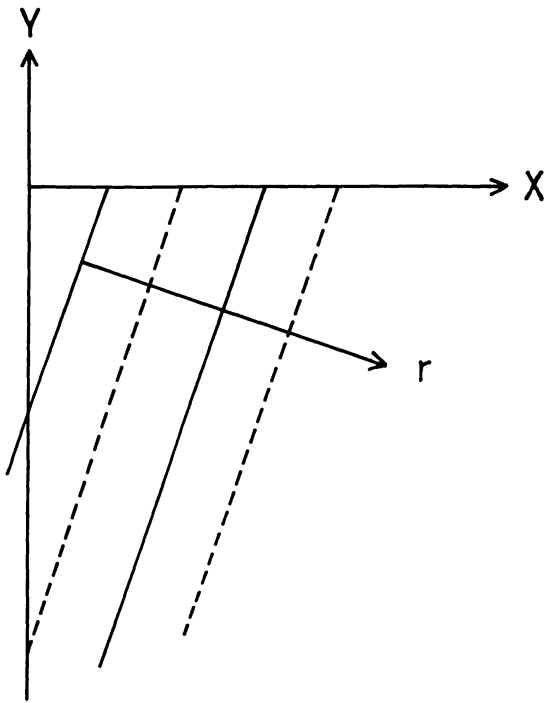


図 9. 平面波の直角な方向 r 軸が南成分をもった例。

の場合は平面波は図 9 のようになり、群速度図 9 の r 方向すなわち南向きの成分をもつ。^{*}

図 1, 2 に示した矢印は図 8 の群速度の方向を考慮したもので、一方図 3 に示した矢印は図 9 の群速度の方向を考慮したものである。

以上は $\beta = \text{一定面}$ での定常ロスビー波の議論であるが、球面上で正確に考える場合には極に近づくにしたがい、 $\beta \rightarrow 0$ になると同時に経度圏に沿っての単位程度の長さが小さくなることも考慮する必要がある。その場合には平面図波の代りに Legendre 関数 $P_n^s(\cos \theta)$ で議論をする方が便利であるし、大筋の考え方は“科学”の解説で少しふれておいた。平面波との大きいちがいは、図 7 の北向きの定常ロスビー波の伝播で、流線関数を $P_n^s(\cos \theta)$

$e^{i s \lambda}$ (θ : 余緯度, λ : 経度) で表現した時、

余緯度 $\theta_0 = \sin^{-1}(s/n)$ より北にはエネルギー伝播がなく、^{**} この余緯度 θ_0 で南から北への定常ロスビー波の伝播は反射され、伝播方向は南の方に变化する (“科学” の解説文の図 6 参照)。

4. 定常ロスビー波の伝播(Ⅲ)

前節の議論では図 8 の AA' のような平面波をもった波のエネルギー伝播が取扱われたが、これに対し点源によって波がひきおこされる時は図 8, 図 9 に示したように、北にも南にも一様なエネルギー伝播が期待される。また有限な領域から波がひきおこされると、ある特定の方向にエネルギー伝播が強くおこる。すなわち図 7 からわかるように、ある特定の東西波数 k と南北波数 l が卓越すれば、その時の k と l によってきまる r 方向にエネルギー伝播が卓越する。また図 9 に示したように、ある特定の k と l に対して南向きのエネルギー伝播も同時に考えられる。本節ではこのエネルギー伝播に関して具体的な例を示してみる。

図 10 は林 (東大・理) の試みた数値実験の例である (未発表)。(1) のうず方程式で右辺に強制的なうず度の生成源をおいた時の、流線関数 ψ の時間変化 (10 日間の変化) を示したものである。こ

^{*} 本文とは直接には関係ないことではあるが、一般流 U が $U \propto \beta/x^2$ の時には定常波は存在しない。したがって図 8 のように BB' , CC' が時間対して不変という仮定は成立しない。この場合は波数 κ と波数 $(\kappa - \Delta \kappa)$ の二つの平面波を同時に西進させながら群速度を求める必要があることを附記しておく。

^{**} 大まかな議論は“科学”の解説文の P 297 の脚注を参照されたい。

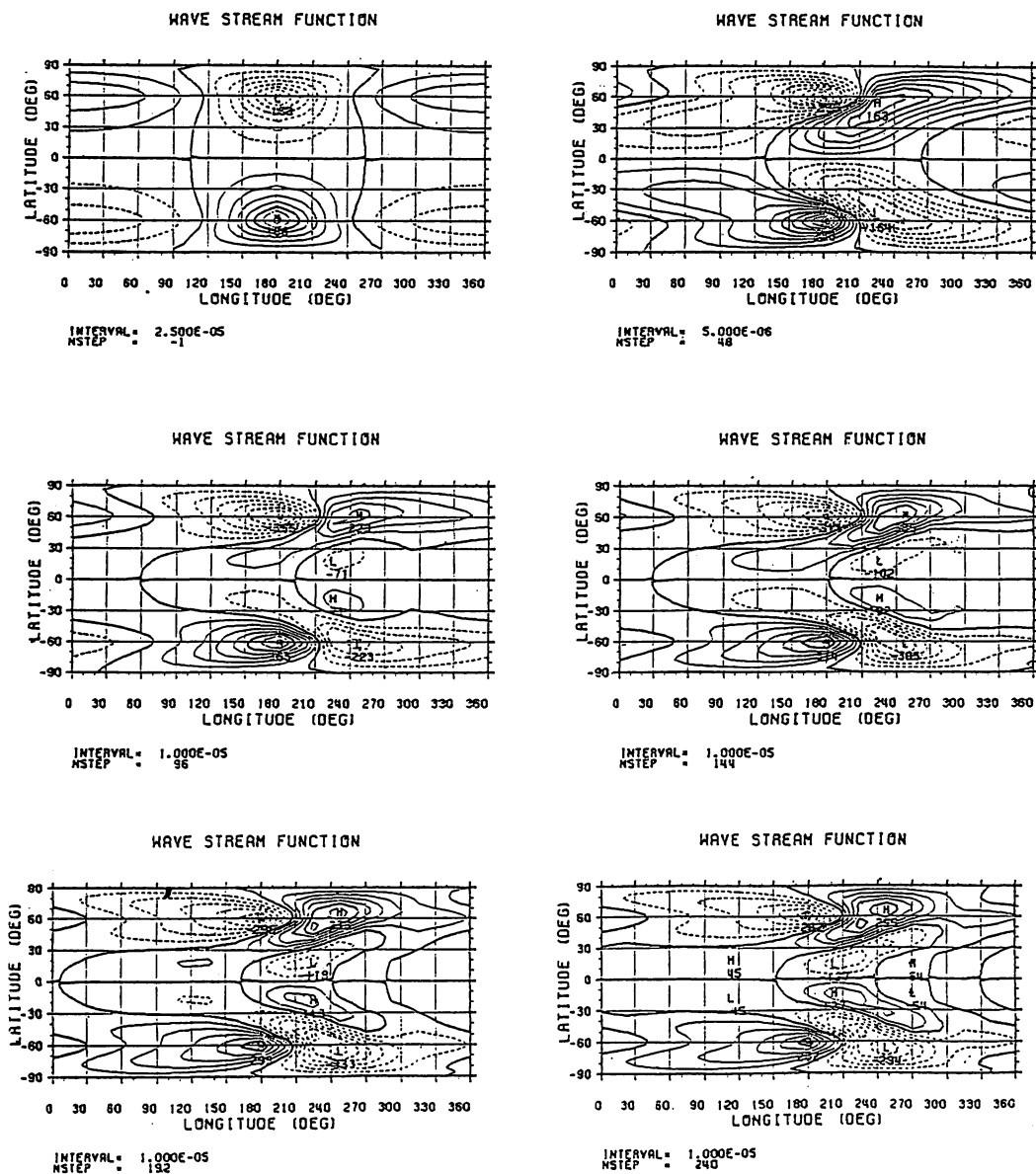


図 10. (60°S, 180°E) に正のうず度生成, (60°S, 180°E) に負のうず度生成を与えた場合の流線関数の時間変化。左上: $t = 0$, 右上: $t = 2$ 日, 左中段: $t = 4$ 日, 右中段: $t = 6$ 日, 左下段: $t = 8$ 日, 右下段: $t = 10$ 日。点線は負領域, 実線は正領域。(林祥介による)。

の時の一般流 $U(\varphi)$ は冬の 500 mb 面での平年値である。うず度の + , - 生成源はそれぞれ 60°N , 180°E と 60°S , 180°E においてある。図からもわかるように、定常ロスビー波の伝播が源から大円に沿って南東方向におきていることがよく示されている。逆にうず度の生成源を低緯度、例えば 30°N におけば“科学”の解説文の図 6 の上段に示したように大円に沿って北東方向に定常ロスビー波の伝播がおきることは容易に理解できる。このような意味で図 1 ~ 4 を見直して欲しいと思う。しかしこの時に 1 か月位の life time をもった standing wave でコネクションがおきているのか、あるいは図 10 に示したような 10 日間位の life time で transient wave の形でテレコネクションがおきているかの検討は今後の課題であろう。冬の場合には年により前者のが卓越したり、また年により後者が卓越したりしていることが示されている（楠：未発表）。

5. おわりに

グロースベッターの読者のことを考え、軽い気持でコメントを書かせて頂いた。学会誌への発表なら、もっと正確な議論をすべきであろうが、この点は読者のご理解をえたい。また日本を中心にした夏のテレコネクションに話題が限定されていることもご理解願いたい。視点をひろげ太平洋域のことを考えれば図 3 , 図 4 をみて頂ければすぐ分ることであるが、 $(30^{\circ}\text{N}, 135^{\circ}\text{E})$, $(30^{\circ}\text{N}, 150^{\circ}\text{E})$ 附近から中緯度 ($\varphi \approx 45^{\circ}\text{N}$) に沿って太平洋上に、波数 5 ~ 6 位で相関係数の正、負の値がみられる。これは夏のテレコネクションのもうひとつの大きな特色であるが、このことは編集部 of 注文外のことなので敢てふれないことにした。興味を抱かれる読者は岸保、工藤の気象集誌の論文 (1983, No 6, 829 - 838) を参照されたい。

最後に本文の執筆にあたり、東京大学地球物理学教室の松野教授、博士課程の楠昌司君、林祥介君には、いろいろと討論して頂き、また未発表論文の掲載などでお世話になった。

また編集部の久保木光熙氏にも編集上でいろいろお世話になった。厚く感謝の意を表したい。

「北暖西冷」型の冬の前兆現象

久保木 光 熙 *

§ 1. 調査の目的

冬の予報の中で最も困難なものに「北暖（並）西冷」型と名付けられる一群の冬の天候がある。後節、表 3（66P）にみるように近年のおもな豪雪の中、1961, '77 年を除いてはいずれもこの種の特異な年で、現場では「北暖西冷・日本海側豪雪」型という里雪型の冬として記録されている。この前兆現象——予想法が明らかにされない限り、冬の予想法は確立されないと断言しても過言ではない。ここではこれらの典型的な 1962/63, '68, '74, '81, '84 年の冬に先行する 8 月からの合成図と t -検定法を利用してその検討を行った結果をのべる。

§ 2. 暖冬・寒冬の 11 月の循環の特徴

冬の天候の傾向予想は数多くの調査研究がなされている^{1), 2)}。そしてこれらは少なくとも冬季に入る 1 か月前の 11 月の循環にはほぼその冬の性格を示すことを仮定しているといえよう³⁾。

第 1 図(a), (b)はその代表的な例の合成図である。

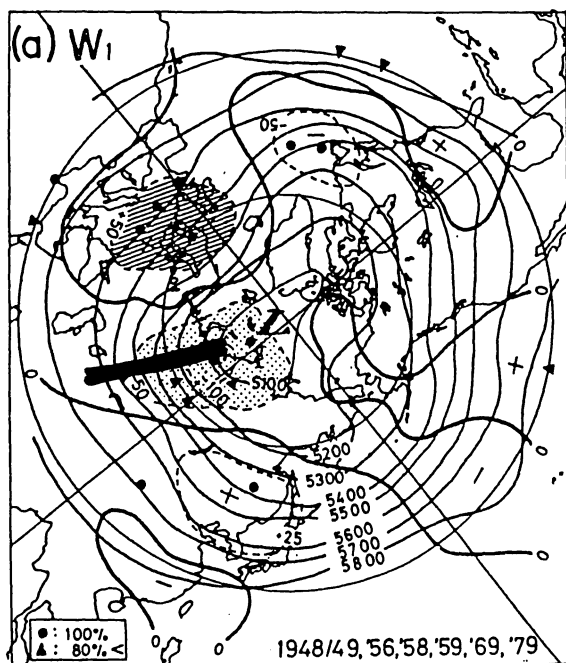
- (1) 暖冬型：タイミル半島付近には極うずが定着し、西シベリアにかけて気圧の谷となり、地上のシベリア高気圧は発達しない。この循環型では 10 月ころからヨーロッパは早くも正偏差に掩われることが多い。いくつかの型は北欧も低圧であるが、亜欧大陸の流れは帯状流であることには変わらない。これに対し、
- (2) 寒冬型：(a)図と対照的に、西シベリアには気圧の尾根が発達する前兆が現われる。すでにヨーロッパや中国大陸は寒気の南下が始まっている。日本の初冬も、11 月下旬に季節風の第 1 波がやってくることもある。この亜欧大陸の気圧の尾根が季節的におくれて現れ、11 月の月平均図では弱い正偏差のこともある。

第 1 表は 11 月の 500 mb 月平均図で、亜欧大陸に気圧の尾根（R）か谷（T）の存在した経度別の度数分布を示したものである。40～90 E 領域にわたっているが、その平均の位置はほぼ 60E 付

第 1 表 11 月の亜欧大陸の気圧の屋根（R）と谷（T）の経度別度数分布とその後の冬の傾向
(1946～79 年, $n = 34$)

°E	40～50E	51～60	61～70	71～80	81～90	例数	平均の位置		
R	10	2	2	2	2	18	58.3°E	Ridge	発達している { 寒冬傾向 14 例 (78%)
T	3	3	4	1	—	11	59.1°E		発達していない { 暖冬傾向 4 (94%)
									並冬 15 (94%)

* 長期予報課

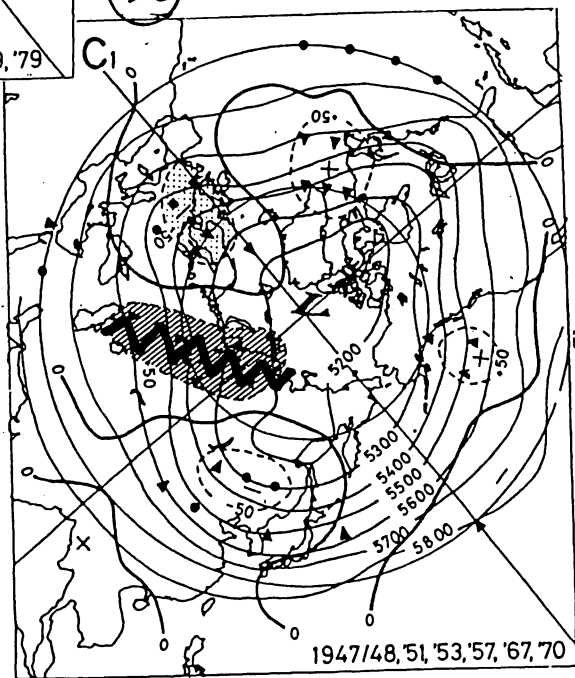


(a) : 暖冬型, ①

(亜欧大陸の尾根の発達に注目)。

②

(b) : 寒冬型,

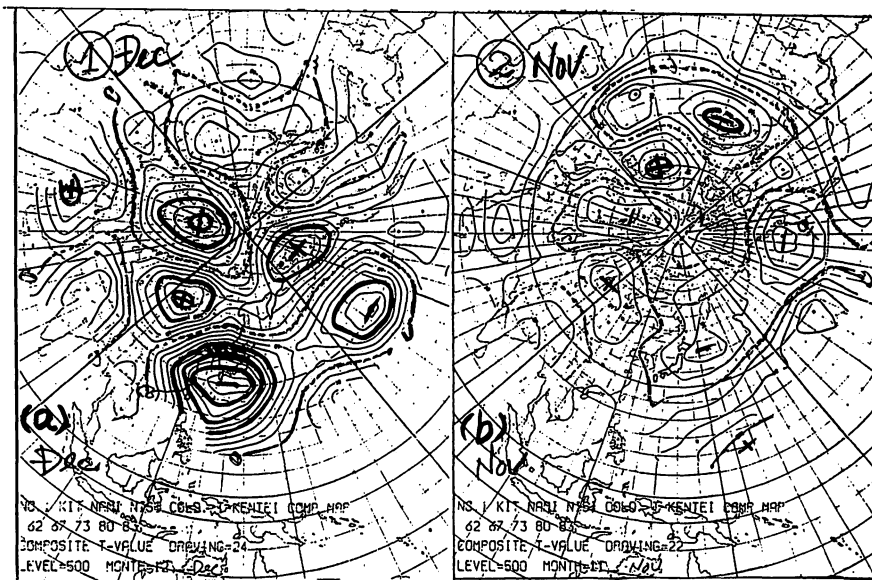


第1図 暖冬・寒冬に対応する11月の
二つの環流型
(500 mb 合成図)

近と考えてよい。要約すると、この領域で気圧の尾根が発達している18例中78%は寒冬傾向で、尾根の発達していない(気圧の谷または帯状流)16例中94%は暖冬傾向であった。

§ 3. 北暖西冷型の循環の特徴

北暖西冷型の代表的な5例の合成図, 符号の一致率および t -検定分布図を作成して検討を行った。第2図 (a)12月, (b)11月には t -検定図を示した。



第2図 北暖西冷型の合成図の t 検定分布図

合成年：'62, '67, '73, '80, '83年

等値線は $t = 0.5$ ごとにひいてある。

総数 $n = 38$ 例の有意性は、 $n - 2 = 36$ とすると

2.5%の危険率に対する t 値は 2.03 である。

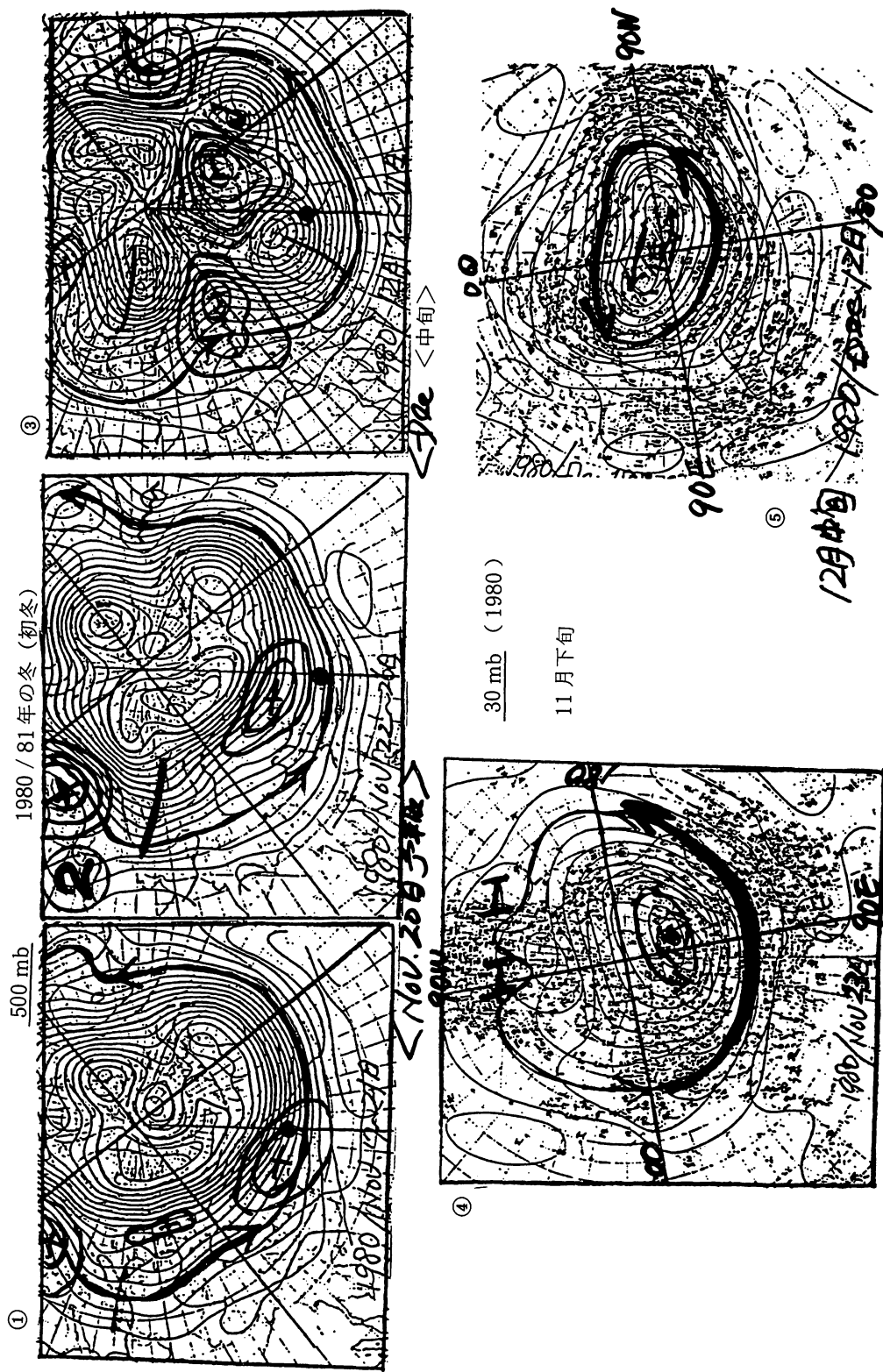
(1) 12月の循環の特徴

- ① 最も強い特徴は、日本付近に極端に南偏した負偏差が現れることである。中心の 30 N は t -検定値 -4.5 を示し、1%の危険率のときの $t = 2.44$ と比較すると、その統計的、総観的重要性が認識されよう。
- ② 寒気は西日本中心に南下するが、シベリア大陸の尾根の発達の高々 50 N であっても、西日本に寒気をもたらすことには変わらない。
- ③ 最も重要な特徴はアラスカからカムチャッカ半島方面にのびるブロッキング高気圧の出現である。この高気圧が 180 度経度以西に達すると、日本海側で大雪のニュースが伝えられ、天気図上では暖気の北上する北太平洋でしばしば広域にわたって霧雨が観測されている。
- ④ このブロッキングの南側、日本の東方洋上はジェット気流の軸が緯度 10 度程南下し、寒気の南下に伴う低気圧の発達は西偏し、太平洋航路も経済的な大圏コースが不可能になってくる⁴⁾。
- ⑤ この 12 月から、その後 2 月くらいまで日本付近では数回の寒波を繰返すのである。

(2) 11月の循環の特徴

この大規模な南北交換を行った 12 月の循環に対し、11 月にはほとんど有効な前兆現象が現われていないのである（第 2 図(b)参照）。

- ① 前節で指摘した亜欧大陸をみると、合成図の符号の一致率でも +60 ~ -60% 程度で特徴が



第3図 1980年初冬の半旬500 mb 天気図と対応する30 mb 天気図

ない。

- ② アメリカ西岸は負の偏差でかつ有意性は低い。

これがこの種の予想を困難にしている統計的事実である。

§ 4. 1980 / 81 年冬の例

実例を示そう。第3図は1980 / 81年の例で上段は半旬500mb，下旬は対応する30mb天気図である。

- (1) 前年11月下旬は初冬および冬季の天候のベーシックな判断を迫られる時期である。

- ① 11月中旬後半，亜欧大陸は帯状流が強い。
- ② 下旬の前半はカスピ海北方はむしろ気圧の谷で，日本付近は引き続き温暖に経過している。
- ③ その3半旬後の上旬末には早くもベーリング海方面にブロッキング高気圧が発生し，西進を始めている。

日本付近ではその後，12月中旬，下旬，1月上旬，中旬と波状的な寒波とヒステリックな豪雪による被害が伝えられた。12月の極東の東西指数偏差は -177 （低指数の記録第1位），日本の気温分布は北海道で $+1.3^{\circ}\text{C}$ ，九州地方で -2.0°C ，また山形，富山，高山，敦賀などで記録的な豪雪となった。

- (2) 11月の対流圏の亜欧大陸は帯状流が強かった。対応する30mb天気図をみると，極夜うずはタイミル半島にあって，対流圏の極うずと同位相をなしている。アリエーション高気圧は東偏してカナダ上空にある。

極うずが伸張してくるのは12月中旬始めであった。つまりこの年は予報の失敗した例である。

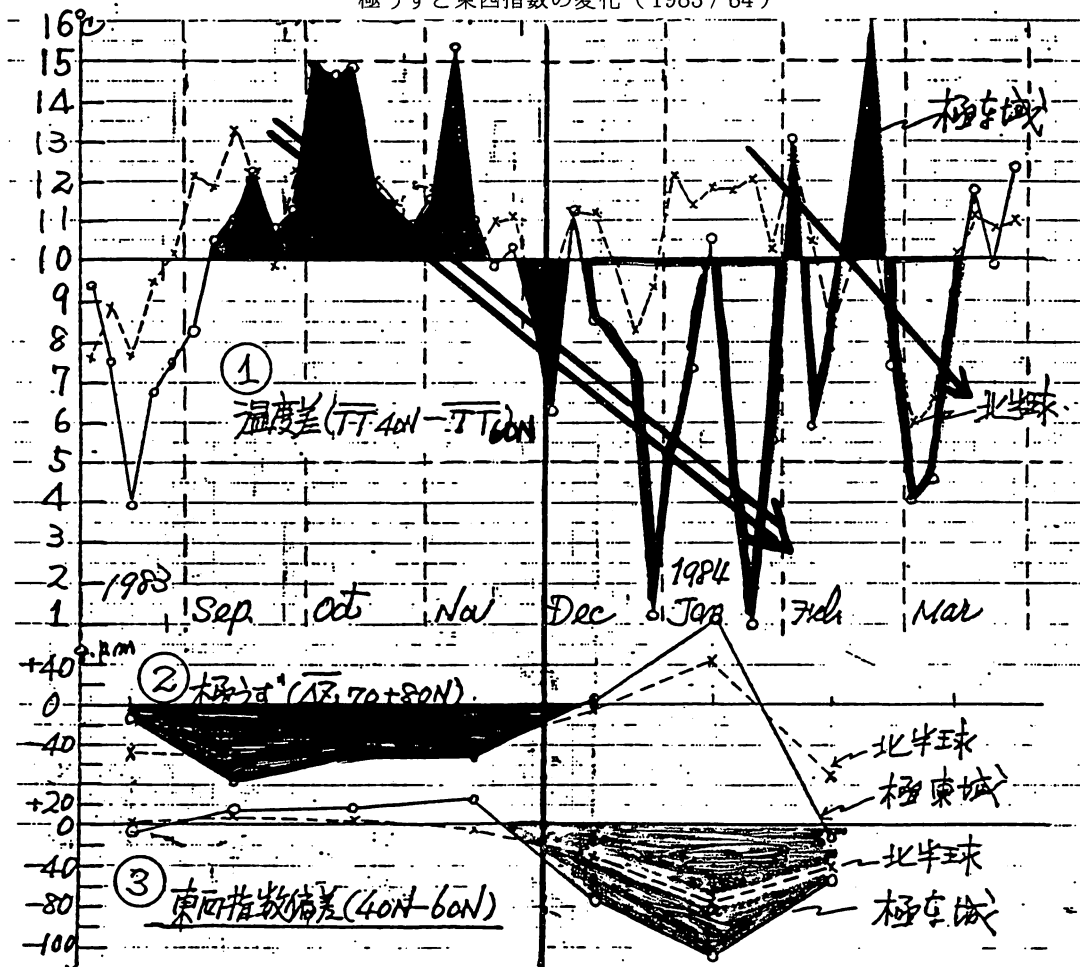
§ 5. 1983 / 84 年の例

11月末の1か月予報ではかなり明確に「北暖（並）西冷」の傾向予想をうち出した例である。その根拠の主なものは次のようである。

- ① 8月の極うずの発達北海道の“低指数・暖冬”を意味している（経験則）。
- ② 極東東西指数偏差の5.5か月の周期性が明確で，12月に低指数が予想された。
- ③ 8～10月の類似年の中に1980，1973年などの北暖西冷の年が指摘された。典型的な暖冬年も寒冬年もいずれも類似年には不相当であった。
- ④ 10月の極うずは発達を続け，北半球極うず指数（ $\overline{4Z70+80N}$ ）は -76 m で，この季節としては第2位の低圧であった。当時外電の伝える情報では10月に入って北氷洋ではソ連の輸送船団，実に90隻が突如として流水群に閉じこめられたと伝えられたのはこのころである。

第4図上段は40Nと60Nの500mb温度の緯度平均値の差の経過を示したものである。南北の温度差 15°C であった10月から，12月後半から南北交換を繰返して，12月末や1月末には温度

極うずと東西指数の変化 (1983 / 84)



第4図 上段: 1983 / 84年の500 mb 南北の温度差

(半旬値 $\bar{T} 40N - \bar{T} 60N$)

中段: 北暖西冷型5か年合成図による極うず指数

($\Delta Z 70N + 80N$)の経過

下段: 対応する東西指数偏差 ($40^\circ N - 60^\circ N$)

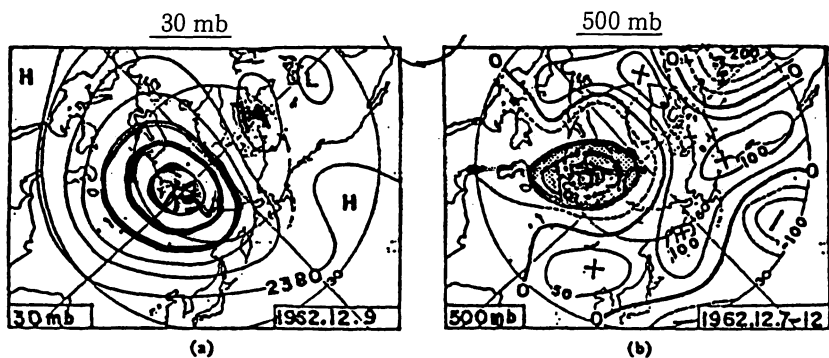
差 $1^\circ C$ (半旬) となっており, 南北交換が特に極東で行なわれている様子を物語っている。

5か年の合成図によってこの間の経過を模式的に表現したのが中段の極うず, 下段の東西指数偏差の経過である。夏の終りから晩秋にかけての北極寒気の増大のステージ, その後は放出の過程で, 11月から12月の間に, 総観的には劇的な場の変換が起こっていることを示している。

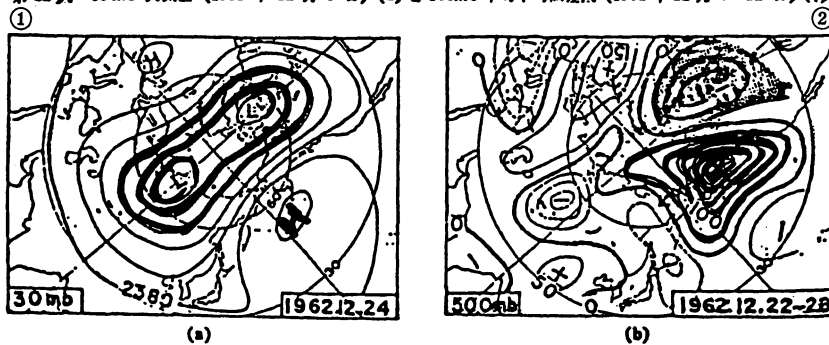
§ 6. アラスカ方面のブロッキング現象の発生・発達過程

第5図にその例を示す。

(1) 1962 / 63年の例



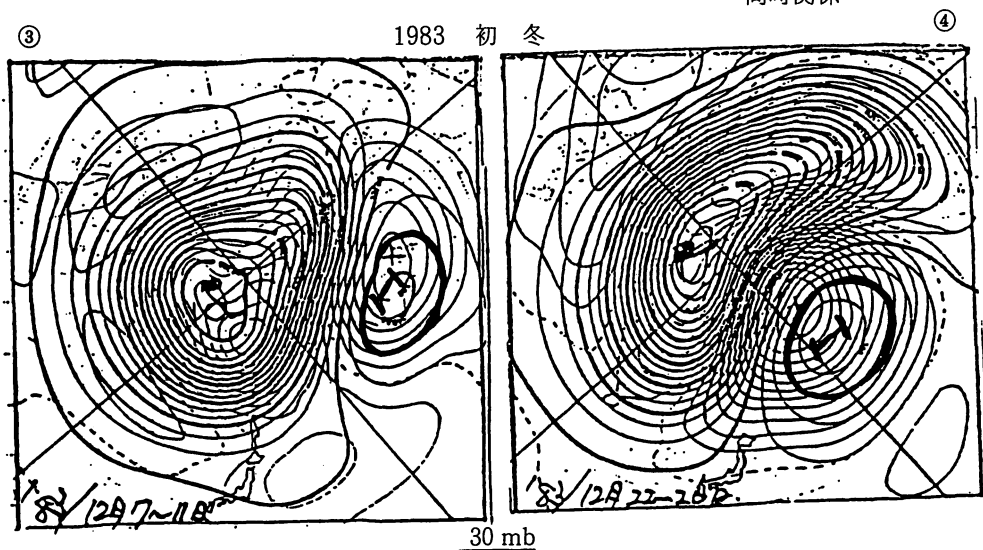
第32図 30 mb 天気図 (1962 年 12 月 9 日) (a) と 500 mb 平均天気図 (1962 年 12 月 7~11 日) (b)



30 mb 天気図 (1962 年 12 月 24 日) (a) と 500 mb 平均天気図 (1962 年 12 月 22~26 日) (b)

1962 初 冬

ブロッキングHの
同時関係



第5図 30 mb と 500 mb の対応

上段: 1962 年, 日本温暖期の 30 mb と対応する 500 mb

中段: 1962 年, アラスカブロッキング高気圧の発生期

下段: 1983 年, 日本温暖期と寒冷期の 30 mb

- ① 上段の左図は 30mb 天気図，右図はそれに対応する対流圏 500mb 5 日平均の偏差図である。
- ② 最上段は日本がまだ温暖な時期である。アリューシャン高気圧はカナダ方面に，極夜うずはタイミル上空にある。対応する 500mb 天気図ではウラル方面で気圧の谷が発達している。
- ③ 中段はその 3 半月後，急速に場の变化する過程である。成層圏では大規模な極夜うずの伸張が起こっている。対流圏では 90°W，北米五大湖付近に強い気圧の谷を形成する。その西方，米国西海岸から北上したブロッキング高気圧は西進を開始し，経度 180 度を越える所が，西日本に寒気の南下する目やすである。
- (2) 1983 / 84 年の例

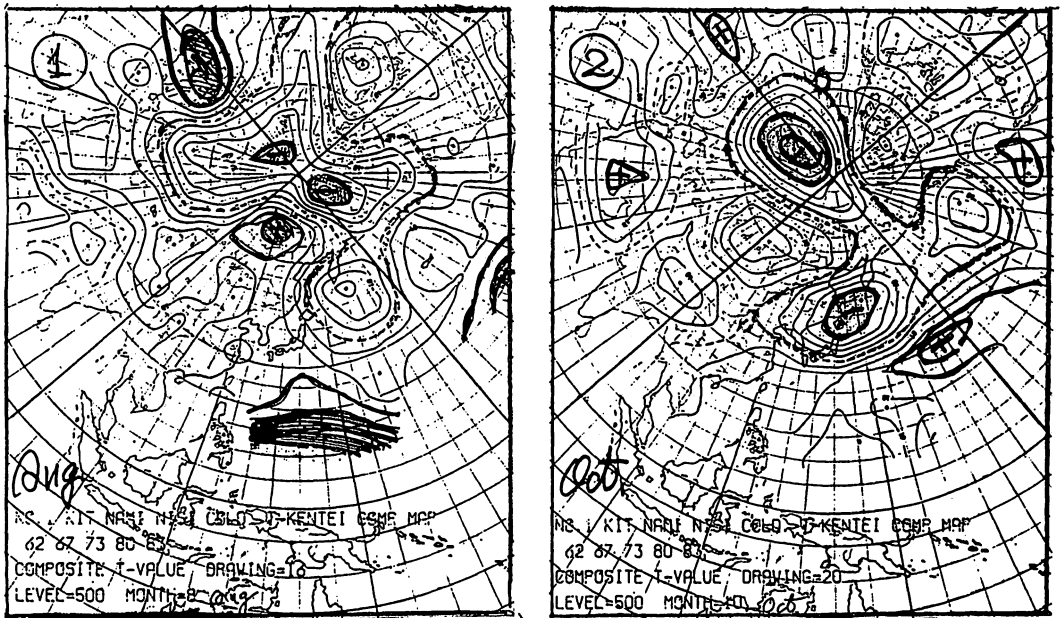
ここでも 30mb の例を示した。

- ① 12 月上旬，アリューシャン高気圧は東偏している。まだ日本付近の寒波は始まっていない。
- ② 寒波が始まったのは 12 月中旬末で，極夜うずの伸張とアリューシャン高気圧の西進が印象的である。

§ 7. 「北暖西冷」型の予報則の提唱

第 6 図には前兆となるこれらの合成図の 8 月，9 月（略），10 月の t -検定分布図を掲げた。いずれも特徴として，極地方に負偏差，低緯度地方に正偏差の有意な分布が見られる。これらの中から次の 11 のブロックを選出した。

8 月 ① 北極地方：80 N, 00 E；40 E；160 E；160 W；70 N, 120 W



第 6 図 第 2 図に同じ，ただし 8 月（左），10 月（右）

② ヨーロッパ：50 N, 10 E；40 N, 10 E；30 N, 00 E

③ インド：20 N, 70 E；80 E；90 E

④ ハワイ：20 N, 180 W；170 W；160 W

9月 ⑤ 北極地方：80 N, 120 E, 160 E；120 W；70 N, 120 W；60°N, 130 W

⑥ ハワイ：30 N, 180 W；170 W；20 N, 170 W

10月 ⑦ 北極地方：80 N, 00 E；40 E；80 E；70 N, 20 E；40 E

⑧ シベリア：60 N, 100 E；110 E；50 N, 90 E

⑨ 北日本：50 N, 140 E；150 E；40 N, 140 E

⑩ 米西岸：40 N, 120 W；30 N, 120 W；130 W

⑪ イベリア：40 N, 00 E, 30 N, 00 E, 30 N, 10 W

第2表は過去38年間の冬に先だつ8～10月のこれらの11ブロックの合成図から期待される+、-偏差域の満足されるものの順位表の上位7例を一覧表にしたものである。従属資料ではあるが、上位5位はいずれも典型的な北暖西冷・日本海側豪雪型の傾向の強かった年である。

第2表 北暖西冷型予想のためのワークシート

(1946～1984)

	8月				9月		10月					計	冬の天候
	北極	欧州	印度	ハワイ	北極	ハワイ	北極	シベリア	北日本	米西岸	イベリア		
ΔZ 条件	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+	+		
1962	◎	◎	○	○	◎	◎	◎	◎	◎	◎	○	11	●
1967	◎	◎	○	○	○	◎	◎	◎	◎	◎	◎	11	●
1973	◎	◎	◎	○	○	◎	◎	◎	◎	○	◎	11	●
1980	○	◎	○	○	◎	◎	◎	◎	◎	○	◎	11	●
1983	◎	◎	○	◎	◎	◎	◎	◎	◎	○	◎	11	● ⁺
1963	○	○	○	○	○	◎	△	○	×	○	◎	9.5	暖冬
1970	○	◎	◎	○	○	○	○	×	○	×	◎	9	一時●

(注) ◎：充分によい, △：判定出来ない

○：大体よい, ×：全く逆偏差

§ 8. 結論と問題点

- (1) 冬の大まかな天候型には、①暖冬、②寒冬タイプのほかに、③北暖西冷型という第三のタイプがある。後者は表現を変えるならば、“ブロッキング型”の環流型として明確に位置づけるべきものである。
- (2) 従って、冬の天候予想には、亜欧大陸の動向、つまりシベリア高気圧にだけ注目することは危険である。
- (3) 後者の予想法は第2表に示したように、現状では11のブロックに着目した“類似法”に注目

するとよい。

- (4) なぜアラスカ～東シベリア方面でブロッキングが起こるのか，その物理的な解釈はわかっていない。今後の研究に期待する。

参 考 文 献

- 1) 気象庁予報部（1971）：季節予報指針（上巻）
- 2) 気象庁予報部（1981）：1か月予報指針
- 3) 久保木光熙（1981）：11月の循環と冬の天候の特性，1か月予報指針，p 69－100.
- 4) 須田 健ら（1981）：冬季北太平洋におけるウェザールーテングの1手法について，日本航海学会論文集，p 135～149.

相関シノップテックスからみた北日本の冷夏

酒 井 重 典*・久保木 光 熙*

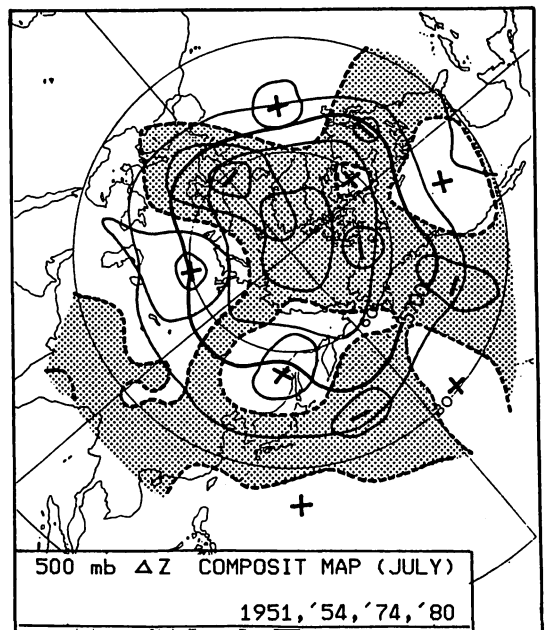
1. 大循環からみた2種類の冷夏

北日本の冷夏を大気大循環の型から大別して二つの型があることは古くから言われている⁽¹⁾⁽²⁾。長期予報の現場ではこれを第一種型＝オホーツク海高気圧・北東流型、第二種型＝大陸高気圧・北西流型とよんで区別している。

この中の第一種型はウラル、大西洋北部、北米大陸および沿海州付近に気圧の尾根が発達し、北半球的に大規模な熱の南北交換を行っている形である。特に極東域では沿海州からオホーツク海にかけてのブロッキング高気圧の出現が特徴的で、典型的な低指数循環場を作っている（第1図）。

このような大循環場の中で、日本付近では北東流が卓越し、ベーリング海方面から冷たい空気が流れこむ。北日本のみならず全国的に低温となり、特に東北から関東地方の太平洋側では「ヤマセ」による強い低温に見舞われるが、高気圧の中心に近い北海道では晴冷となることもある。この型での降水分布の特徴は北海道で少なく、本州南岸から西日本方面で多くなることである。

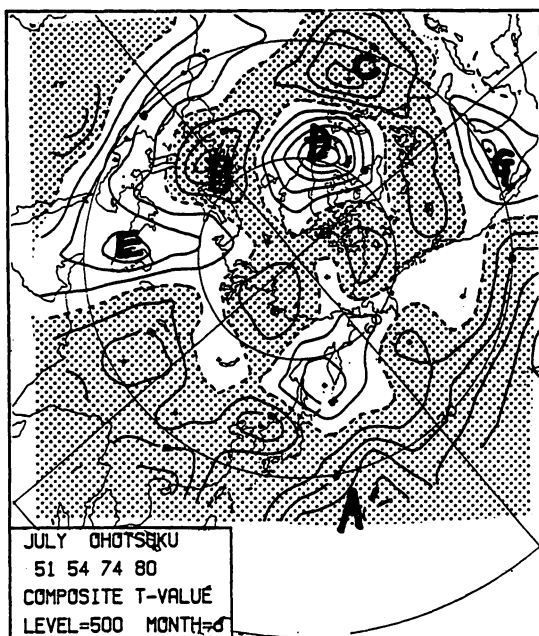
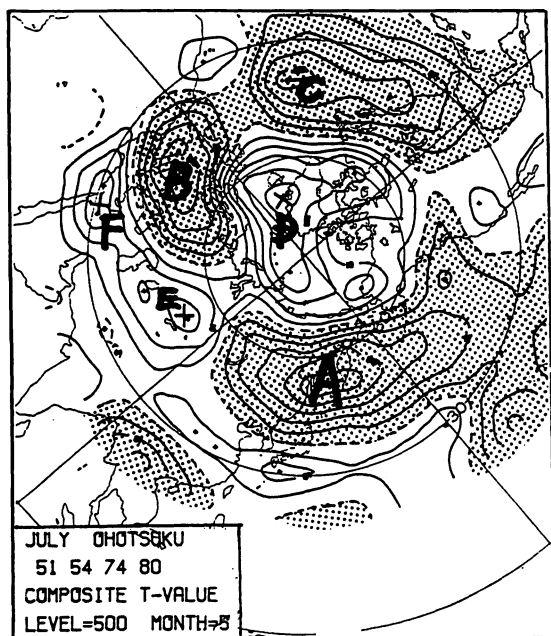
この型の冷夏は和田⁽³⁾が指摘しているように、春先から北半球全域にわたる大規模なブロッキングが始まり、4月から5月にかけて極低気圧を極東側へ南下させ、この大規模な寒気が、日本の初夏の天候を大きく支配している。従ってこの第一種型冷夏を予報的にみると、500mb面の極低気圧が晩春に極東



第1図 オホーツク海高・北東流型の合成図
(7月)

(カムチャッカ付近を中心)へ著しく偏位することが北日本の冷夏の可能性があるといえる。第2図は7月にこの型の低温をもたらした1951, '54, '74, '80年(4ケ年)のそれに先立つ5月、6月の500mb天気図を合成し、t検定図を作ったものである。符号の+、-は高度偏差の+、-と考えてよい。検定の結果、危険率10%未満の領域にA~C(-), D~F(+)の記号を付けてある。この結果は先の和田が指摘したことと一致しており、5月にはすでに大規模な南北交換が始まってお

* 長期予報課

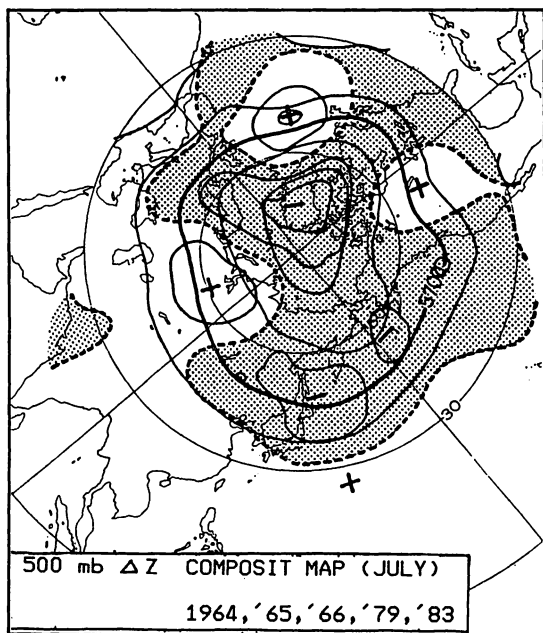


第2図 オホーツク海高・北東流型冷夏に先立つ5月（左）、6月（右）の合成図（ t 検定図）

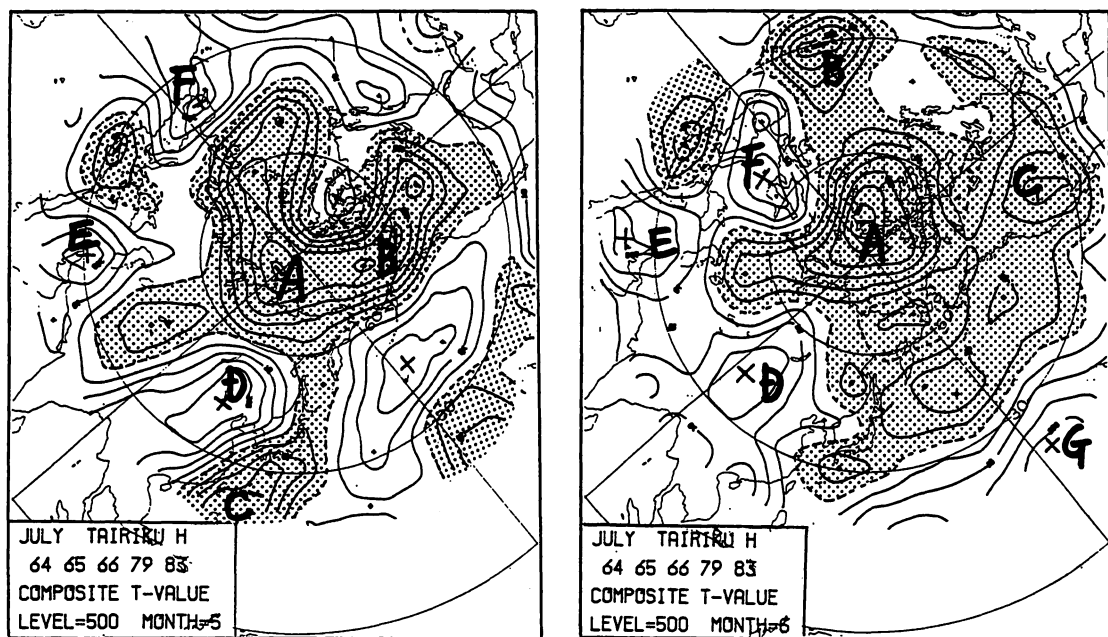
り、6月もひきつづいている。この型の冷夏の予想は、5月時点で第2図（左）のA～Fの領域に着目すればよく、春先から始まっている寒気の放出が続いている様子が分る。

2. 大陸高気圧・北西流型の冷夏

ところで、もう一つの型は北半球的なブロッキング現象を伴うものではなく、北半球的には寒気の蓄積期に相当し、500mb の高度偏差でみると、高緯度側で－、低緯度側で＋偏差の高指数循環場となっている。第3図はこの型の冷夏をもたらした1964, '65, '66, '79, '83年（5ケ年）の7月の合成図である。極域には寒気が蓄積されている。ウラル、北米大陸上、太西洋には気圧の尾根の発達が見られるのは前述の第一種型と共通しているが沿海州付近にみられる負偏差が第一種型と大きく異なっている。また日本の南方での亜熱帯高気圧の発達もこの型の特徴といえる。



第3図 大陸高気圧・北西流型冷夏の合成図（7月）



第4図 大陸高気圧・北西流型冷夏に先立つ5月（左），6月（右）の合成図（ t 検定図）

このような循環場の中で日本付近では北西流が卓越し、極方面から寒気が流入する。この時、南の亜熱帯高気圧も発達し、寒気の南下は関東付近までで、気温分布としては北冷西暑となる。また、この型の天候の特徴は低温だけでなく、日本海側を中心とした大雨である。つまり寒気の南下により前線活動は日本海側を中心に活発となる。

さて、現象的には上述のとおりであるが、これを予報の立場から考えてみると、現在のところ、春先からこの型の冷夏を予報する有効な手法はまだ無い。ここではその方法の一つとして合成図法により5月ごろからの予報の可能性を考えた。

第4図は7月にこの型の冷夏となった1964, '65, '66, '79, '83年（5ケ年）の5月、6月の500 mb 天気図を合成し、 t 検定した結果である。図中の+、-の符号は高度偏差の+、-と考えてよい。検定の結果、危険率10%未満の領域にA～C（-）、D～G（+）の記号をつけてある。これからいえることは5月にタイミル半島北方を中心に（A、C）に蓄積された強い寒気は、次第に低緯度側へ膨張を続ける。またアラビア付近からシベリアにかけての尾根の発達で、夏にむかって日本付近へ寒気を南下させていく様子が分る。

さて、それでは何故これらの年には5月にタイミル北方に寒気の蓄積が始まるのであろうか。

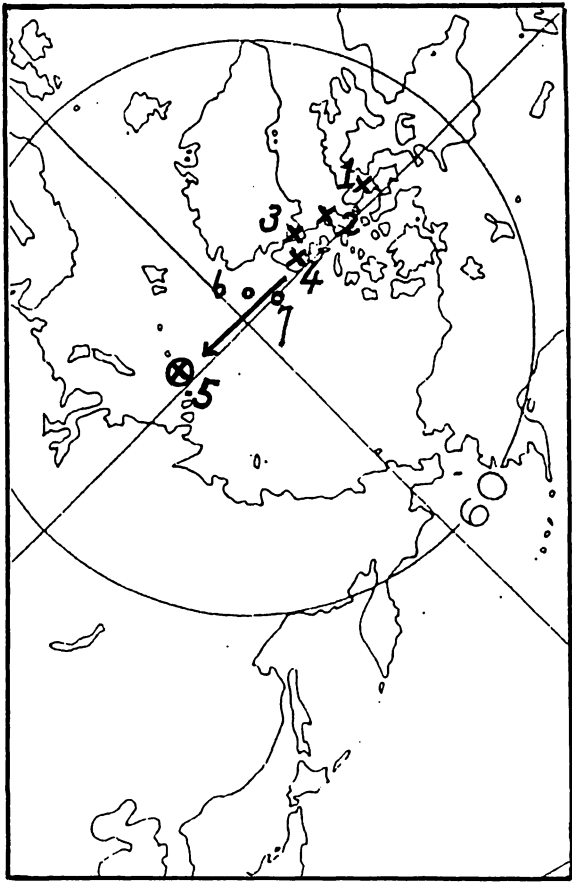
3. 5月の北半球循環場の特徴

1951～'80年の30年平均（平年の状態）の月平均500 mb 天気図により、冬から夏にかけての

主極うずの動向をみたのが第5図である。1月から4月にかけては、ゆっくりと北上しつつもグリーンランド北西付近にある極うずが5月になると一気に極をとび越えて東半球側に移り、タイミル半島北方に中心を移している。そして6月には再び極付近（西半球寄り）にもどる。このような季節変動の要因は種々考えられるが、ここでは境界条件の一つとしての積雪の影響を考えてみる。

第6図はユーラシア大陸の平均最深積雪分布図、第7図は積雪期間の分布図（ともに1964, 倉嶋による⁽⁴⁾）である。エニセイ川を中心としたシベリア台地は平均最深積雪が70cm以上の多雪地となっており、積雪期間は220日前後となっている。これらの地域では積雪開始の時期がおおよそ10月上旬であるので5月上旬までは大地が雪におおわれていることになる。従って太陽高度が急速に高くなるこの時期にはその周辺部は雪も消え、太陽の放射を吸収し、急速に昇温を始めるが、ここでは雪面の反射により気温は上らず、周辺の地域との温度差は大きくなる。つまり、平年の状態でも4月から5月にかけての積雪分布により、シベリア付近は寒気の蓄積の場となり、このことが、4月から5月にかけて極うずをタイミル半島付近に移す要因の一つと考えられる。

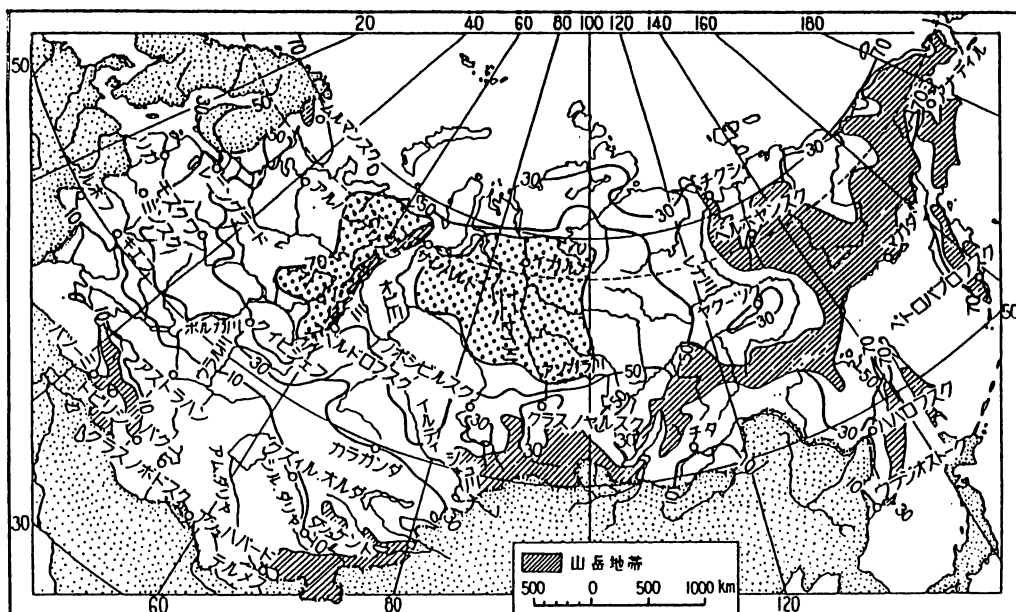
このような観点から先の冷夏年に先立つ5月の循環場をみると、平年の状態よりも更に極うずが発達しているわけで、この理由はこれらの年の寒候期に積雪が多く、雪融けが平年よりも遅れて



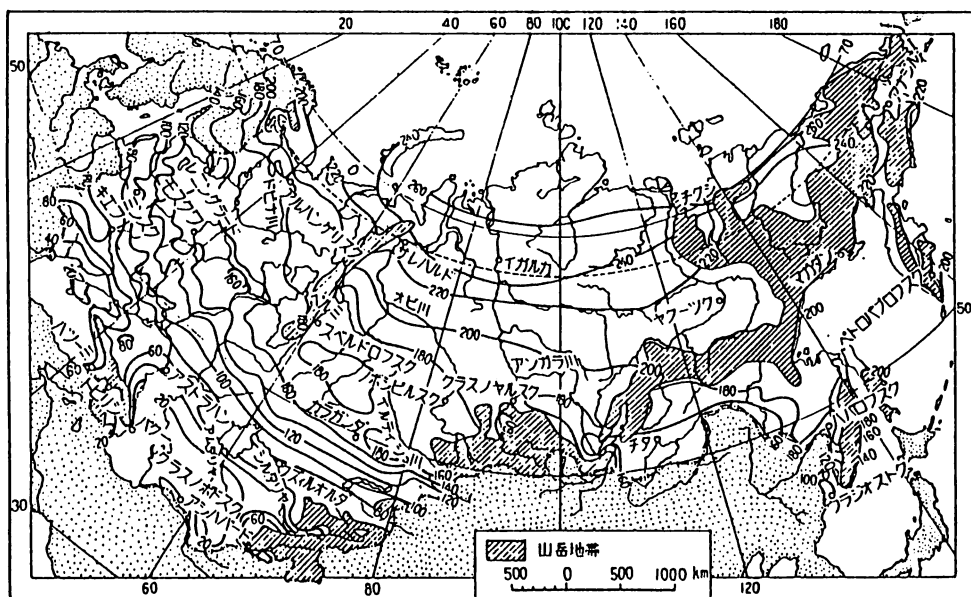
第5図 主極うずの位置の季節変動

第1表 ツルハンスク（65°47'N, 87°57'E）の気温偏差と降水量（比率）

	気 温 偏 差 (°C)				降 水 量 (mm), 比率 (%)			
	1 月	2 月	3 月	冬 平 均	1 月	2 月	3 月	冬 平 均
1965	- 1.3	- 2.4	3.5	- 0.1	50 (217)	10 (63)	30 (150)	90 (153)
66	- 5.2	- 12.8	- 2.9	- 7.0	30 (130)	20 (125)	20 (100)	70 (119)
79	- 11.2	- 13.1	- 3.7	- 9.3	17 (74)	23 (144)	29 (145)	69 (117)
83	8.9	3.3	3.8	5.3	20 (87)	31 (194)	43 (215)	94 (159)



第6図 平均最深積雪 (cm) (1964, 倉嶋による)



第7図 積雪期間 (日) (1964, 倉嶋による)

いることが考えられる。この地域の代表地点としてツルハンスク ($65^{\circ}47'N$, $87^{\circ}57'E$) の1, 2, 3月の気温偏差, 降水量 (積雪の資料は無いが冬期の降水はほとんど雪である) を調べてみる。第1表は第2種型冷夏の年の4ケ年 (1964はデータが欠測) の状況である。気温についてみると, '83年を除いた3ケ年はいずれも寒冬で, 月平均気温偏差では $-10^{\circ}C$ 以下の年もある。対応させて

降水量（降水の平年比率を（ ）内に示す）をみると、寒候期の積算では4年とも平年より多く、特に冬後半になっての多雪となっているのが目につく。’83年は典型的な暖冬多雪年であるが、その他は寒冬多雪の年である。以上の結果、先に仮定したシベリアの積雪と5月の極うずの位置、多雪年と5月の極うずの発達との間には密接な関係がありそうである。

従って第2種型の冷夏を予想するには5月の寒気の蓄積状態をみれば良く、また5月の寒気の蓄積状態を知るにはシベリアの寒候期の降水量を監視することが一つの有効な手段になりそうである。

もう一つ、5月の寒気の蓄積状況を監視する方法として久保木⁽⁵⁾は5月下旬の5100 gpm以下の低気圧の存在、500 mb 天気図上で -40°C 前後の寒気団の出現を目安として、強い冷夏のポテンシャルと見ている。

4. 1984年の考察・むすび

1984年の場合には、ツルハンスクの冬の気温と降水量をみると、気温は冬平均（1～3月）で平年より高くなっているが、降水量は1月が43 mm（平年比187%）、2月；50（313%）、3月；19（91%）で、冬合計では112 mm（190%）とかなりの多雪年であった。このことから5月の極うずの発達、そして夏に向っての寒気の放出が予想される。実際には5月後半にシベリア方面で -40°C に達する低温が観測され、次第に寒気を蓄積していた。そして7月にはウラル付近に気圧の尾根が発達し、極東方面には寒気が入ってきた。中国大陆が低温場で西安では月平均気温偏差が -2°C 以下の低温となった。しかし日本に限っていえば北海道東方海上気圧の尾根が持続し、寒気の南下を防たるため寒気は中国大陆どまりで、日本へは達し得なかった。バイカル湖付近でも -2°C の低温となった。

このように冷夏の予想にあたっては南下する寒気の動向、さらに’84のように日本の東方海上の尾根の発達の予想も必要であるが、これについてはまた次の問題として考えねばならない。

参 考 文 献

- (1) 岡田武松（1939）：東北地方の凶冷，科学知識9号，p 54～58.
- (2) 久保木光熙（1976）：長期予報——主として北海道の夏の天候とその予報，札幌気象100年記念論文集，p 79～103.
- (3) 和田英夫（1967）：長期予報新講（地人書館）
- (4) 倉嶋 厚（1964）：アジアの気候（世界気候誌 第一巻），p 159～163，古今書院
- (5) 久保木光熙（1981）：5月の循環と梅雨の天候特性，1か月予報指針，気象庁，p 96.

WMO における長期予報研究の動き

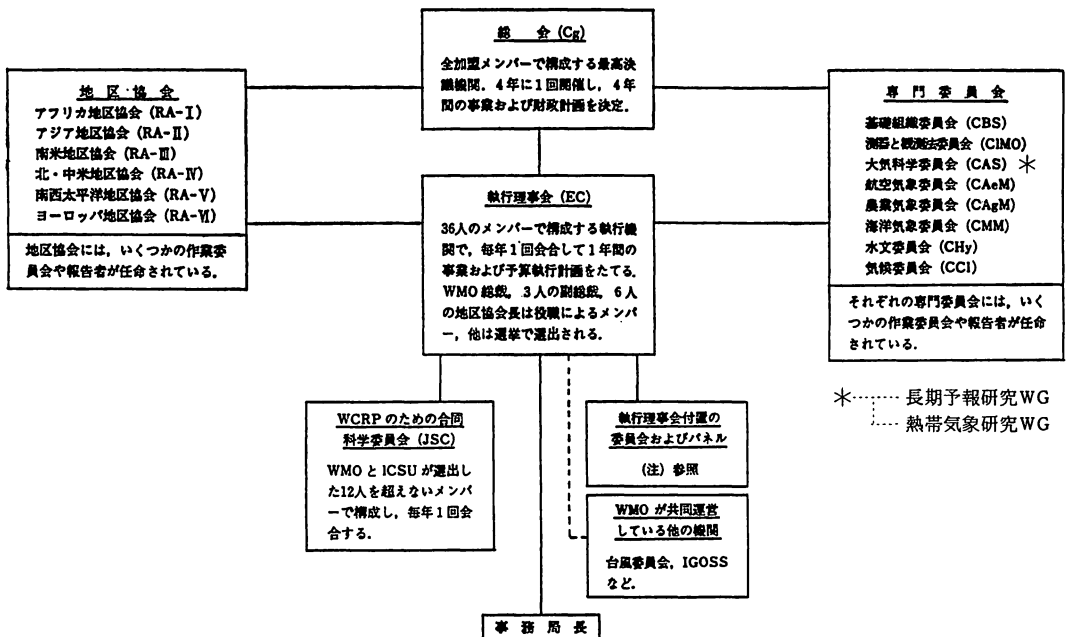
栗原 弘 一 *

1. はじめに

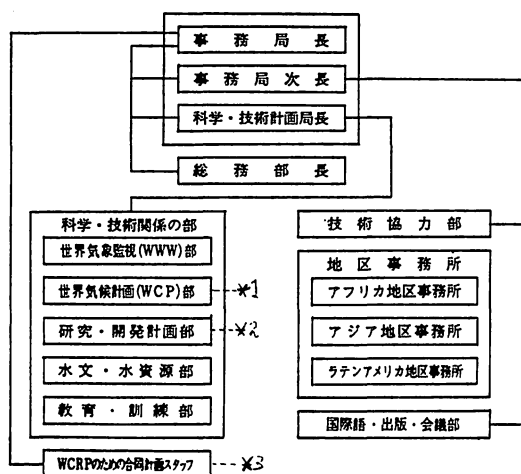
本年（1984）4月2～6日，WMO 事務局で開催された CAS（大気科学委員会）の長期予報研究作業委員会に出席する機会を得た。会議の様子については気象庁ニュース（1984年5月5日号）で紹介した。これと若干重複するが，WMO において長期予報の研究にかかわる組織とその活動について簡単に紹介する。

2. 長期予報研究の二つの潮流

WMO が推進している計画（Programme）のうち長期予報研究に関連する活動には二つの潮流があり，それらは WCP 計画および研究・開発計画に含まれている。すなわち WCRP がその一つであり，もう一方は CAS の長期予報研究に関する作業委員会の活動を中心とする流れである。図－1 に WMO の機構を示す。WCRP は JSC が，長期予報研究プログラムは CAS がその推進母体である。もちろん，長期予報研究にかかわるのはこの二つだけではない。WCDP の一環として計画されている気候系監視（Climate System Monitoring, CSM）活動や，CAS の熱帯気象研究作業委員



* 長期予報課



- * 1. Climate System Monitoring 活動 (WCDP の一部)
- * 2. CAS 長期予報研究, 熱帯気象研究
- * 3. WCRP (3 stream)

図2 WMO 事務局の構成 (新田, 1984 に加筆)

会の活動等も、直接・間接的に長期予報研究の進展に関与している (CSM については、本誌第 22 巻 2 号を参照)。おのおのの活動を所掌する WMO 事務局の組織を図 2 に示す。

3. WCRP の目標 (Three Streams)

WMO の第 9 回総会 (1983 年 6 月) において、WCRP の目標として 3 種類の異なる時間スケールにおける気候の予測可能性に対してそれぞれ目標 (Stream という言葉が使われている) が設定された。First Stream は、1～2 ヶ月にわたる大気のアノマリーの予測に物理的な基礎を確立することを目指している。Second Stream は、数ヶ月～数年の時間スケールを持つ気候変動に関する問題を対象

としている。具体的には 1985 年から始まる TOGA (Tropical Oceans and the Global Atmosphere) 計画の実施が Second Stream の主要課題となるだろう。Third Stream は数年～数10年の気候変動の問題を扱う。例えば、火山爆発などの自然的要因や人間活動に起因する CO₂ 濃度の増加等の要因に対する気候の応答予測等の問題が含まれる。

当面、長期予報研究の活動に密接に係わって来るのは First Stream であろう。これは、平たく言えば、1 ヶ月ないし 2 ヶ月の長期予報への利用に耐えうる力学モデルを開発・改良していこうとするものである。すでに、WGNE (数値実験に関する作業委員会) を中心に活動がすすめられ、WGNE Progress Report が刊行されている。また、ENSO (El Nino - Southern Oscillation) の解明が主要課題の一つになるであろう TOGA 計画を含む Second Stream の進展も、長期予報とりわけ季節予報研究に大きく貢献すると期待される。

4. CAS 長期予報研究プログラム

4.1 経緯

長期予報研究プログラムは、WMO 第 9 回総会で承認され、CAS の長期予報研究作業委員会が中心となり活動がすすめられている。WMO 事務局内では、研究・開発部が同プログラムや作業委員会の窓口になっている。

1978 年の CAS 第 7 回会議において気象予測研究に関する作業委員会が設置され、併せて短・中期予報および長期予報に関するサブグループが作られた。1982 年 2 月の CAS 第 8 回会議で、長期

予報研究作業委員会が独立した作業委員会となった。同年 12 月、長期予報研究に関する専門家会議が米国プリンストン大学で開催され、今後 WMO がすすめてゆくべき長期予報研究について“勧告”がまとめられた。この“勧告”に沿って WMO の長期予報研究プログラムが作成されたのである。このプログラムの目標は次のとおりである。

- 1) 大気－海洋－地表面の月～季節変動や相互作用について理解をすすめる。
- 2) 月～季節の時間スケールを持つ大気変動の予測可能性の限界を究める。
- 3) 物理的、力学的・統計的原理に基づく、かなり良い予報法を開発する。

4.2 主な活動

現在企画されている主な活動は次のとおりである。

1) 第 1 回 WMO ワークショップ

表記会議の開催が明年に予定されている。このワークショップは、過去 2～3 年の月～季節の大気大循環の顕著な事象についてレビューし、それらの解析・予測研究の発表と討論を行うことを目的に、2 年に 1 回開催することになっている。第 1 回ワークショップの日程とテーマは表 1 のとおりである。

表 1 “First WMO Workshop on the Diagnosis and Prediction of Monthly and Seasonal Atmospheric Variations over the Globe” 開催のお知らせ

WMO が主催する表記ワークショップ（グローバルな大気のみおよび季節変動の診断と予測に関する第 1 回 WMO ワークショップ）が下記のとおり、来年 7～8 月に米国で開催されます。このワークショップは、各国の大学等の研究機関や気象機関に従事する人々が一同に会し、大気のみおよび季節変動の診断と予測に関する最新の評価や研究成果を交換することを目的としています。このワークショップについて詳しい内容をお知りになりたい方は、気象庁長期予報課（栗原）まで御連絡下さい。

記

1. 開催の日時 1985 年 7 月 29 日～8 月 2 日
2. 会 場 メリーランド大学（米国メリーランド州）
3. 主なテーマ
 - Review of global and large-scale regional anomalies for the period 1982～1984.
 - Examination of major meteorological phenomena of 1982～1984 and presentation of diagnostic and modeling studies of such phenomena, (e.g., El Nino/Southern Oscillation, blocking, heat waves and drought, severe winters).
 - Diagnostic and modeling studies of spatial and temporal fluctuations in monthly and seasonal values of atmospheric, oceanic, and cryospheric parameters.
 - Current research in monthly and seasonal prediction.

2) The Conference on Long-range Forecasting

これは長期予報業務を実施している各国の代表による会議で、2 年後の 1987 年の開催を考えている。会議のテーマとして今のところ表 2 に示す事項があげられている。これからわかると

* この会議には日本から気象研究所の片山予報研究部長（当時）が出席した。同氏の報文が本誌第 21 巻第 1 巻に掲載されている。今後長期予報研究・予報技術開発に携さわりたいと考えている方に、再読を勧めたい。

表 2. The Conference on Long-range Forecasting-The Practical Problems and Aspects

The group noted that Congress had also called for a conference on ational LRF systems during the present financial period. It recommended this conference should be held during 1986 and be entitled the ference on Long-range Forecasting-The Practical Problems and Future pects”.

主なテーマ：

1. Current methods, their rationales and results, their most important uses and manner of presentation.
2. The ecience of verification and testing for operations and research.
3. The development and testing of appllicable dynamical models.
4. The generation of probabilistic forecasts-objective and subjective.
5. Forecasts and decision-making.

おり、主として長期予報を業務として実施する上で各国がかかえている諸問題を検討し、業務の改善に資することを目指す、かなり実務的な色彩が濃い会議であると言えよう。

3) Long-range Fore casting Research Publications Series

表記のタイトルで、長期予報研究に関する資料やレポートを刊行している。現在No.4 まで刊行されている（文末参照）。これらはいずれも長期予報課に保管されている。

5. おわりに

WMO だけでなく、米国や英国等各国でも長期予報研究は主要な研究対象になりつつある。我々には余り馴みのない外国の長期予報の実例を紹介し、拙文を終えたい。図-3 は今回の長期予報研究作業部会の席上英国から提出された1ヶ月予報の例である。本年3月の気温と降水量予報を生起確率で表現している。CONFIDENCE（信頼度？）を付記している点は、何か考えさせるものがあると感じた。

参 考 文 献

新田 尚（1984）：WMOの新しい波，天気，31, 277-284.

LONG-RANGE FORECASTING RESEARCH PUBLICATIONS SERIES

（UNDER THE PROGRAMME ON WEATHER PREDICTION RESEARCH）

- No. 1. Proceedings of the WMO-CAS/JSC expert study meeting on long-range forecasting. Princeton, 1-4 December 1982.
- No. 2. Five-day mean 500 hpa height and mean sea level pressure fields for the northern hemisphere (1946-1970) Volume 1: Winter, Volume 2: Spring, Volume 3: Summer, Volume 4: Autumn. J.M. Wallace, P. Ambrozy, C. Brankovic, H. Edmon, R. Jenne, E. oriol and P. Price.

FORECAST FOR THE 30 DAYS COMMENCING			1st MARCH 1984			
TEMPERATURE PERCENTAGE PROBABILITY						
		MUCH BELOW AVERAGE	BELOW AVERAGE	AVERAGE	ABOVE AVERAGE	MUCH ABOVE AVERAGE
AREAS:	0	5	10	20	35	30
	1,2,4,5	15	20	30	20	15
	3	20	30	25	15	10
	6,7,8,9	10	15	25	30	20
RAINFALL PERCENTAGE PROBABILITY						
		BELOW AVERAGE	AVERAGE	ABOVE AVERAGE		
AREAS:	0	35	40	25		
	1,2,3,4,5,6,7,8,9	40	35	25		
STRONG WIND EXPECTATION:						
BELOW NORMAL EXPECTATION NEAR THE MIDDLE OF THE MONTH						
EXPECTATION OF MARKED CHANGE:						
AFTER A BRIEF COLD SPELL, IT WVL BECOME MAINLY DRY UNTIL ABOUT THE MIDDLE OF THE MONTH WHEN A RETURN TO NEAR NORMAL CONDITIONS WILL OCCUR						
CONFIDENCE: D						
ORIGIN: MET O 13 BRACKNELL				DATE/TIME		
EXT: 2685 TELEX 849801				29.2.84/16.45		

Fig. Example of a long-range forecast sent to users (March 1984)

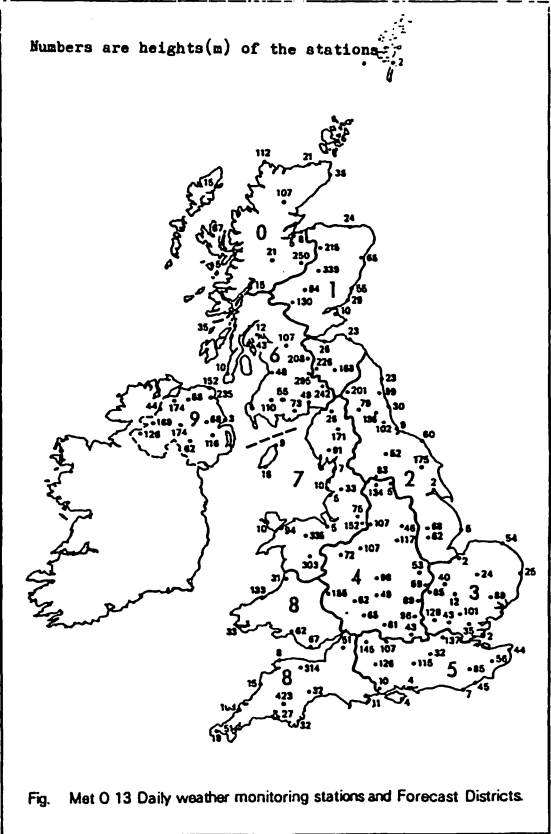


Fig. Met O 13 Daily weather monitoring stations and Forecast Districts.

☒ 3

(UNDER THE PROGRAMME ON LONG-RANGE FORECASTING RESEARCH)

No. 3 Long-range weather forecasting : recent research.

N. Nicholls, Editor and lead author. Contributions by G. Gruza, Y. Kikuchi and R. Somerville.

No. 4 Report of the Session of the Commission for Atmospheric sciences Working Group on Long-range Weather Forecasting Research (Geneva, 2-6 April 1984)

気候と気候変動の問題について（抄）

J. Smagorinsky

要旨：気候についての今日の理論的な理解に到るまでの発展経過を概観する。特に、CO₂濃度変化によって引き起こされる気候変化の予報と1か月から年々の変動の予報における進歩の様子について述べる

1. 現在までの発展経過

この25年間に、気候の問題は、記述地理学の一分野から、物理学の一分野へと急速に変化した。それは、第2次大戦後の数値予報の進歩によるところが大きい。

1950年代初期にはじまった数値モデルは、1950年代中期にNorman Philipsによって発展させられて、大気のエネルギの生成・消滅が考慮できるようになった。それにより、温帯低気圧のライフ・サイクルやそれがジェットを維持したり、赤道から極へ向けて熱を輸送する過程がシミュレートできるようになった。

それに先立ち、1946年から1955年にJ. BjerknesやV. Starrらによって行なわれた、新しい膨大な高層データを用いた研究は、大気大循環のエネルギ・サイクルを解析によって明らかにしたという点で重要である。それによって、エネルギの維持されるメカニズムや、熱・水蒸気・運動量が赤道から極向きに輸送されるのにかかわるプロセスを決めることができたからである。

地表面近くでのプロセスのみを考慮した気候理論は不適当であることが明らかになった。気候は、少なくとも全対流圏と下部成層圏を含む領域で定義されるべきである。「気候システム」の概念は、大気だけでなく、それを取り囲む海洋・雪氷圏・岩石圏・生物圏をも含むものである。大気（究極的には海洋も含めた）大循環モデルは、気候の3次元的構造を研究する基礎となるものである。

一方、大循環についての経験的知識の蓄積により、モデルの結果を評価できるようになった。現実の気候システムをより良く表現するように、モデルを系統的に改良するという重要な問題がある。それは、実に大変な仕事で、約30年間にわたり、多くの研究者グループがより現実的な気候モデルを作ろうと努力しつづけている。

2. 気候変化や気候変動は予測できるか

モデルが洗練され、自然の気候の構造をより詳しく再現できるようになると、それを用いて、予測につながる考察が得られると期待される。これに関連して、二つの例をとりあげる。一つは、大

* 山田真吾（長期予報課）

気中のCO₂の増加が気候に及ぼす影響、即ち人類が引き起こす長期的な気候変化の問題であり、もう一つは、1カ月から年々の変動のような短期的気候変動の問題である。そのいずれも、気候科学の最先端の問題であり、世界中の国々にとって潜在的に重要な問題である。

最初に、気候変動というものが一般に予測可能であるがどうかは、原理的に確認されていないということを述べておかねばならない。外部的に強制された状態は決定論的であると考えられることもできる。例えば、Milankovichの理論のように、地球の軌道の変化によって主に支配されている部分がある。古気候学で明らかになった氷河期の周期の多くは、その例である。一方、非常に簡単な非線形系で、将来の状態を一意的に予知できない例も知られている。複雑で活発な相互作用を行なう気候モデルは、そのような簡単な例と似たふるまいをする。気候研究の中心課題は、気候システムの予測特性すなわち何か原理的に予測可能で何がそうでないかを理解することである。

E. Lorenz (1975) は、気候の予測性について理解を深める多くの研究を行ない、結果が初期条件に本質的に依存するかどうかによって分類した。「第一種」の予測性とは、境界条件だけではなく初期条件にもよる場合を言う。細かい時間経過は、決定論的には決まらないが、その集団的性質のある部分は予測可能である。従って、予報結果や実測データから非決定論的ノイズを取り除いて、予報可能なシグナルを取り出して比較する必要がある。また初期条件のすべての面が等しく予報に影響するとは限らない。一方、「第二種」の予測性とは、十分長い時間経過すると統計的平衡状態に達するような時間経過をする場合を言う。従って、結果は初期条件によらず、主に境界条件のみによって決まる。典型的な例は、大気上端に入射する太陽放射であり、惑星の大きさ・質量・回転率等のパラメータである。もし系を大気だけに限ると、地表面の条件（海面水温・アルベド・土壌水分等）も境界条件となる。海洋の一部または全部や、大陸の表層・雪氷圏を含むようなモデルでは、各要素間の界面条件はモデル内部で予報されるのだが、そのような場合でも、大気的全量や乱流拡散係数、絹雲の射出率のような経験的モデリング・パラメータは先験的に与えられ、固定されることが多い

Lorenz は「第二種」の予測性を、系が「他動的 (transitive)」か「自動的 (intransitive)」かによってさらに区分した。「他動的な系」は任意の初期状態がすべて同一の統計的状态に落ち着くものであり、「自動的な系」とは初期状態によって異なる統計的状态に落ち着くものである。彼はまた、「ほとんど自動的 (almost intransitive) な系」という概念が有用であることを発見した。それは、長いが有限の時間では明らかに自動的な振舞いをするが、無限の時間をとると必ずしもそうではないような系である。氷期と間氷期があるという事実は、地球の気候システムが「ほとんど自動的」であることを示唆している。最後に、「第二種」の予測可能性にも「シグナル・ノイズ」の問題があることを指摘しておこう。例えば、CO₂による気候変化を検出するためには、自然の変動度のバック・グラウンド・レベルを知っておく必要がある。

ある時間スケールでの大気の変動性を考える場合に、中心となる問題は、大気と海洋がどのよう

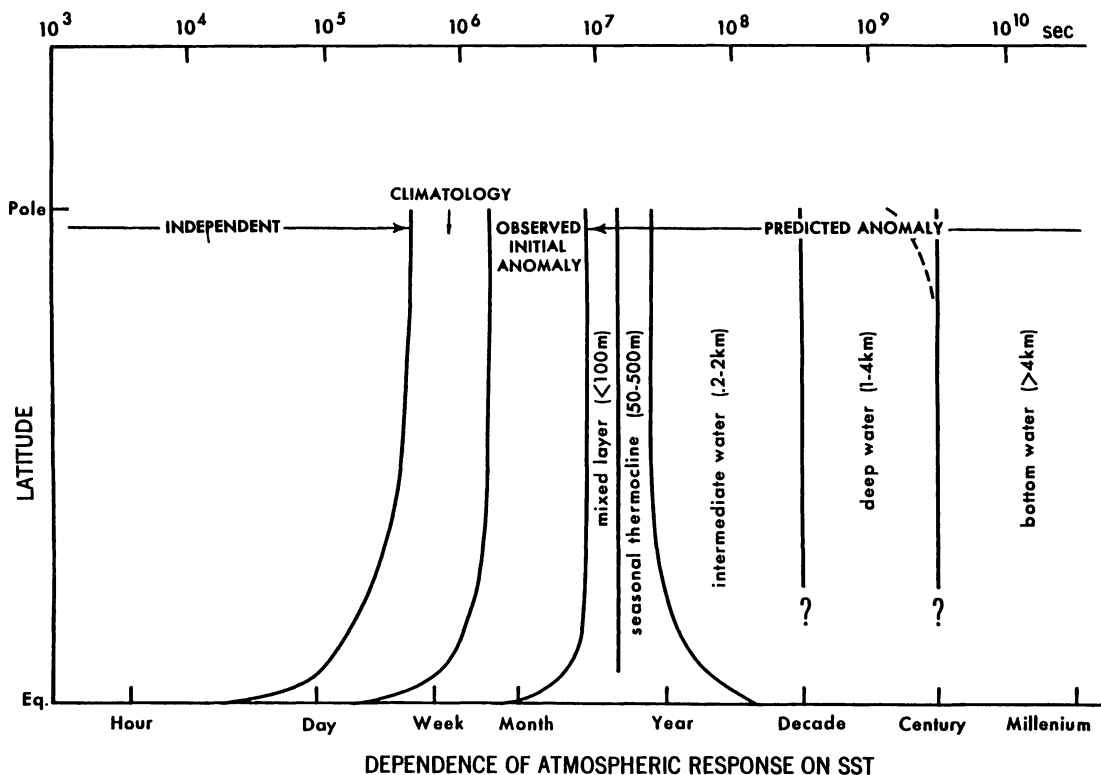


図 1

に相互作用するかということである。大気は海面水温を通してのみ海を感じているのだが、その温度を決めるのは海洋内部の力学であり、最初に海洋の運動を引き起こすのは、海面における大気の応力と熱フラックスである。このような大気・海洋の相互作用の性質については調べられねばならない問題が多い。例えば、海の成層の厚さによって応答時間はどう変わるか、地理的位置によって相互作用の仕方がどう違うか、それらを予想するためには大気海洋の相互作用モデルはどのように設計されるべきか、等である。

図 1 は、予報期間を変えると、海面水温についてどれくらいのことを知らねばならないかを図示したものである。また、それぞれの予報期間に対してどれくらいの深さの海を含めるべきかも、それらの緯度依存性と共に示している。

2・3 日以内では、大気はほぼ海の条件とは独立した振舞いをする。ただ、GATE 実験で示されたように、熱帯域では、海洋の日変化に対する応答が大きい。5・6 日から 2・3 週間の範囲では、大気の境界条件として気候値的な SST を知れば（熱帯域を除いて）十分である。また、5・6 週間から 2・3 カ月の範囲では、観測されたアノマリーを定常的な境界条件として与えれば良いであろう。この範囲でも、熱帯域では表面水はより速やかな応答を示す。中高緯度では、5・6 カ月から 1 年の範囲では表層水（混合層と季節的サーモクライン）までが反応する。この場合には、SST の変化を予報するための大気海洋モデルが必要となる。熱帯では、1 カ月予報でも SST を予報する必

要がある反面、1年以上になると安定成層をした表層水が中層水に大気の影響が及ぶのを抑える効果を持つのでかえって予報可能性が長くなる。高緯度では、特に冬季には、対流による急速な熱の下方輸送が起きるため、長い時間スケールでは最も早く深層水との相互作用が起こる。数百年以上の時間スケールになると海洋全体を取り扱わざるを得ない。

ここに示した相互作用特性は暫定的なものであり、もっとしっかりした観測的証拠と理論的な理解が必要である。

3. CO₂ による気候変化 — 第二種の予測

まず、無限時間の予測の例として、この例を挙げる。

大気中のCO₂の増加の結果として生ずる気候変化の問題は、煙突の煙からはじまる一連の疑問の中に含まれるものである（第2図参照）。

・石油・石炭・木材の燃焼によるCO₂の人為的生成率はどれくらいか。

・CO₂の大気・海洋・雪氷圏・生物圏への再配分のメカニズムは何か。気候システムの要素のうち炭酸の蓄積や輸送に寄与するのはどれか。どの要素において化学変化が生じるのか。大気中の正味のCO₂増加量はいくらか。

・気候の応答はどうか。気温・降水量・土壌水分・蒸発量等はどう変わるか。季節や地域による変化の違いはどうか。応答時間はどれくらいか。早期にその変化を検出するための科学的戦略は何か。

・人類の幸福や世界経済の様々な面に対する影響はどうか。

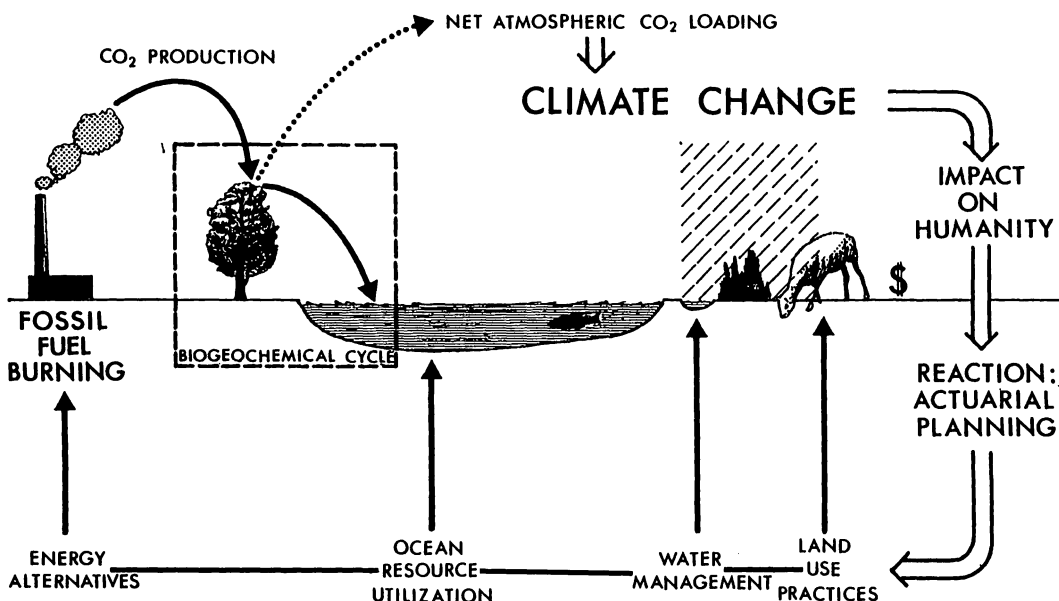


図 2

。政府は、個々にまたは全体として、いかに対応すれば良いか。どのような政策決定を行なえば良いか。予防的であるべきか、適応的であるべきか、その組み合わせか。

大気中はCO₂量については、マウナ・ロアと南極で1958年以來の観測記録がある。その両方共、25年間で約6%の増加を示している。将来に向かっては、次世紀の中頃まで、過去に向かっては、産業革命の初期まで、外

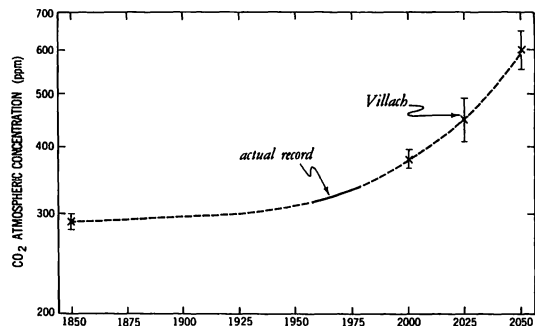


図3

挿を行なったのが、図3である。これには、化石燃料の消費による生成率と、生物圏と海洋による除去率の見積りが含まれている。これによると約200年でCO₂が2倍になると予想されているが、ごく最近になって、世界経済の停滞を反映して、増加率が低下しているのが注目される。

このような背景を念頭において、気候の応答の問題に戻ろう。この15～20年間に気候モデルを適用することによって多くの進歩が見られた。(U. S. Academy of Sciences : 1982) 初めには、1次元放射対流モデルを用いて、一様なCO₂の増加に対する鉛直温度分布の応答が調べられた。その結果は、全球平均の応答として理解できる。モデルが実際の気候システムの物理を良く表わすようになると、応答を変化させるのに寄与するフィード・バック・メカニズムが見つかってきた。海洋も未熟ながら組み込まれつつある。

- 。大陸の雪面積と大気の水蒸気量の両方共CO₂の増加に対する感度を増加させる。
- 。太陽放射の季節変化を入れると、年平均の応答に比べて10～20%感度が減少する。
- 。海洋は、気候システムの応答を遅らせる働きをする。一方、海流は海水の存在する高緯度における気温の感度を小さくする。

他方、いくつかのモデリングに伴う不確かさが応答に与える影響は、今後評価されねばならない。

- 。気候状態の移行による雲量の系統的变化は、感度を大きくするのか、小さくするのか。
- 。太陽定数・絹雲の射出率・雪面の反射率についての知識があいまいであることが、CO₂が2倍になることによる気候変化と同じオーダーのニセの効果をもたらすのではないか。
- 。自然または人為的に生じる予測不可能な他の微量成分(CH₄・NO_x・O₃・フッ化炭素など)やエアロゾル(硫酸塩・海塩粒子・ダストなど)の変化が、CO₂の変化による気候変化と同程度で、その検出がはっきりできなくなる可能性はないか。

。非常に大きな短周期の自然変動が、小さな長周期の気候変化を圧倒して覆い隠してしまうという、いわゆる「シグナル・ノイズ」問題が、モデルにおいても現実においても同様に存在する。

2倍のCO₂による21世紀中頃の全球平均地上気温の増加は、今のところ、1.5～4.5℃と見積られている。この幅は、異なるモデル実験の間の差を表わしている。CO₂濃度と全球平均気温の観測

値の時系列を用いて、別の独立な見積りを行うことができる。最近の研究によると、モデルによる感度範囲の下限ぐらいが統計的に有意といえる可能性があるといわれている。

シミュレーション実験と古気候のイベントを組み合わせて、別の経験的知見が得られた。1万8千年前の最後の氷期の間存在したと考えられる氷床分布に一致する海面温度分布を再現しようとする試みが、それである。大気モデルに簡単な混合層海洋モデルを結合した最初のモデルでは成功しなかった。軌道パラメータは当時も今もほぼ同じであるのでそれは問題ではない。しかし、最近南極で採られた氷のコア・サンプルから当時のCO₂量が現在の約半分であったことがわかった。CO₂濃度を200ppmにした数値実験によって、ずっと良く合う海面水温分布が得られた。

伝統的に用いられてきた全球平均地上気温という気候変化の示標は、社会的影響を考える場合には不十分である。地上気温だけでなく、降水量や風や土壌水分・日射のような気候変数の地域的変化と季節的変動が影響評価には本質的である。さらに、気候システムの応答の経過特性が重要である。というのは、それが変革行動に着手するための数十年という猶予期間を与えてくれるからである。ゆっくりした応答は、海洋のもつ大きな熱的慣性のためばかりではない。大気中のCO₂の増加自体が徐々におこるものであり、普通仮定されるような「スイッチ・オン」的变化とは異なるからである。そのような定量的な情報を提供できるには、モデルの性能は不十分である。

気候変化の見積りがある程度改善されたと自信を持って言えるには、10年ないし20かかるだろう。これは、現実のCO₂による変化を検出できる時間スケールとも、社会・政治体制を変革するのに着手するための時間スケールとも合わない。一旦CO₂量が増加すると簡単には減少しないことを記憶しないことを記憶しておく必要がある。一方では、影響評価の方法論はさらに発展させる必要がある。U.S. Academy of Science のCO₂影響評価委員会は、煙突の煙から社会的影響までのすべての問題についての包括的研究をちょうど終えた所である。さらに、UNEP・WMO・ICSU は共同してストックホルムの国際気象研究所でのCO₂問題の国際的影響評価を後援することになった。そこで研究されるすべてのこと、例えば、代替エネルギーの開発・より強い穀物の開発・より良い水管理の方法などは、CO₂が問題にならなくなったとしても、人類に大きな貢献をするであろう。

4. 第一種の予測性

さて、ここで月および年々の気候変動の予測の問題に戻ろう。まず、中高緯度の総観スケールの変動は本質的にわずか数週間の予測可能性しか持たないことに注意しなければならない。それを越すと、中緯度で低気圧が発達するのと同じ不安定過程によって、数値モデル中の小さな誤差が増幅し、初期状態と無関係になると考えられる。一方、熱帯域では、主な不安定は対流であり、時間スケールも空間スケールも小さいので、予測可能な期間もそれに応じて短いと考えられる。下端境界条件のような、より長い記憶をもたらすものは、地理的・時間的バイアスとして統計的にのみ表われるであろう。下端の境界条件の特性は、大陸上の大規模な地形と海陸の分布で決まるだろう。

また、海水や大陸上での土壌水分・雪面積も重要であると考えられる。重要なのは、それらによってもたらされるバイアスが予報可能性を伸ばすであろうということである。北半球には顕著な大陸が存在するので、南半球よりも予報可能な期間が長いと予報される。また、熱帯域では強制モードが卓越するので、中高緯度よりも長波の予測可能性は大きいのではないかとされている。(Charney & Shukla; 1980)

多分、予測可能性の大きい状況は、季節を決めると特定の東西位相に対して顕著になるだろう。中緯度のブロッキング・中高緯度の低気圧の通り道・モンスーン循環の強さなどがその例として挙げられる。雪面積や土壌水分・海面水温のアノマリーによって励起される強制モードがそのような予測可能な状況をもたらすという仮説は数十年前に J. Namias によって発表されたものである。

Charney らは一連の論文で、理論的に下から強制される非線形系は、ある定常状態に自ら閉じ込めることを示した。そのような状態は「多重平衡状態」と呼ばれた。この結果は、地形によって強制されるバロトロピックな流れに対して適切であり、ブロッキングの持続性に適用できると思われる。最初にどのように定常状態が作られるのか、あるいは、ある定常状態から別の定常状態にどのように移るのかということは、彼らの研究からは結論できない。そのような遷移状態においては予測可能性はずっと小さいことが十分考えられる。

過去 5・6 年の間に、大気の変動性のいくつかの性質については、月から年々程度の時間スケールで予測可能であるというエキサイティングな結果が得られている。

5. 30 日予報

改良された大循環モデルを用いた 30 日予報の実験が行なわれている。その根拠となっているのは、冬季のブロッキングを含むような状況は予測可能性が高くなっているだろうという仮説である。この考えは、先の Charney らの理論的結論によって強化された。GFDL の Miyakoda らは 1977 年 1 月 1 日の初期状態から計算を行なって、米国で記録された最も極端で持続的な寒波を、半球的異常の一部として予報するのに成功した。

最初の実験では予報は成功しなかった。その時は、1 週間の予報性はかなり良いことがわかっていてモデルを用いていた。そのモデルの物理過程は、ECMWF で数年前まで使われていたものと本質的に同じで、放射伝達・大規模降水(雪)・乾燥および湿潤断熱調節・非線形水平粘性と拡散・粘性境界層・現実的地形分布を含んでいる。この失敗のあと、数段階にわたってモデルの改良が行なわれた。まず、海と陸で異なる抵抗係数を導入し、地表面での水収支と土壌水分の過程を入れ、時間変化する雪面積と海水の反射係数に対する効果を取り入れた。これによって大循環モデルはもっと現実になかったが、予報は成功したとは見なされなかった。次には、日変化を調節するような変更がなされた。成層に依存する地表面境界層および土中の熱伝導と熱の蓄積などである。これでもまだ十分ではなかった。最後に行なったのは、顕熱・潜熱・運動量の鉛直拡散を許し、乾燥対流

調節を抑制することであった。この変更は、下側の境界と大気の結合を強めたことになる。これは山岳強制と熱的強制を含めた意味で Charney の仮定を支持すると考えられる。また、最も大きなスケールのみが予測可能であるにもかかわらず、結果の質は計算の分解能に依存するということに注意しなければならない。大スケールの現象の長期変動に、本質的に非線形性が重要であるためと考えられる。

このブロッキングの発達には海面水温の異常が関連していると当初考えられていたが、成功した予報実験では気候値が用いられていた。このことは、間接的に初期条件に反映されている1カ月以上前の海面水温の異常が原因であるという可能性を否定するものはない。

ECMWF でも、同様に改良されたモデルを用いて、同様の実験に成功した。別のあまり顕著な特徴のない1月の実験では、確たる成功は見られなかったが、将来の展望は十分期待のもてるものである。

6. エル・ニーニョとサザン・オシレーション

この問題はごく最近我々を大変興奮させた。エル・ニーニョ・イベント (EN) と長期間にわたる大気中のイベント、いわゆるサザン・オシレーション (SO) の間には確かに関連がある。気候モデルが重要な鍵を与えた最初の例とは対照的に、この問題における進歩は主に観測データの鋭い解析によってもたらされた。これは、大気・海洋の気候的スケールでの相互作用の最も明らかな例である。EN と SO のイベントの連鎖は、その時間スケールでは最も大きな気候的シグナルを示している。引き続いて起こるイベントに一定のパターンがあることから、大気と海洋の結合が包括的にモデル化できるほど十分に理解されていないにもかかわらず、本質的な予測可能性がある。

ここで、ざっとこれまでの発展経過を振り返ることにする。より詳しいレビューは Rasmusson & Wallace (1983) や U.S. Academy of Sciences のレポートを参照してほしい。

海洋と大気の結合は熱帯域において主要である。そこでは海洋は安定成層をしていて表層でのみより速やかに応答し、大気は不安定成層をしていて、より深い層で下端の影響を受ける。その強い結合は、海面水温の最大域と熱帯収束帯の位置が高い相関をもっていることにもうかがえる。

SO の認識は、前世紀の末 Hildebransson がシドニーとブエノスアイレスの地上気圧に逆位相の関係を見出した時まで逆のぼれる。しかし、初期の精力的な研究は 1920 年代の G.T. Walker によるものである。彼はインド洋・太平洋域での統計的な解析を気温・降水量の相関や季節変化を含めて幅広く行なった。70 年代中頃に Trenberth が観測から SO が定在波でなく、太平洋を横切っての地上気圧差に逆位相の関係があることを見出してから、新たな興味が持たれるようになった。

熱帯海洋と大気関連の可能性を最初に示したのは、1950 年代後半から 60 年代にかけて、ペルー沖の風が弱くなると海面水温が上昇することを示した Bjerknes である。彼は東赤道太平洋域での SST 偏差と、北半球冬季偏西風の偏差を関連づけた。彼は Walker 循環の位置のずれが Hadley

循環の強さの変化を引き起こすからであると考えた。冬半球の方がより傾圧不安定性が強いので応答が大きいであろう。このような Bjerknes の一連の研究は新たな観測的・理論的研究を活気づけた。影響がどのように大気中を伝播するのかを理解するための理論的研究が行なわれた。観測されるテレコネクション・パターンは、熱帯域における強制に対する大気のパロトロピックな応答を表わしていると考えられる。最初に見出された SO も全球的応答の一面を表わしているにすぎないことが次第に明らかになっている。夏と冬のモンスーンの年々変動もその応答の一部である。例えば、EN イベントは乾いた夏季のインド・モンスーンをもたらし、弱い冬のモンスーンの後に起きる傾向がある。また、アフリカ・オーストラリア・南アメリカの干ばつは、赤道南アメリカ西部での豪雨と相関がある。

1982-83 年に起こった EN-SO イベントは特に激しいもので、以前のイベントと比べても異常に強いものであった。自然は何げなく研究に都合の良い事例を提供してくれ、機敏な科学者と彼らを支援した政府によって詳しい記録がとられた。

現在、Bjerknes の仮説を検証し、赤道の SST アノマリーに対するモデルの中高緯度の応答を決めるための数値実験が数多く行なわれている。最近 Keshavamurty (1982) は中部太平洋の正の SST 偏差が最も大きな応答を引き起こすことを見出した。中部太平洋は普通は Walker 循環の下降域であり、正の SST 偏差はそれを弱める作用をする。Pan & Oort (1983) は 1958-73 年の高層データを用いて 0°N 130°W の SST と北半球平均気温の間に高い 6 カ月相関があり、その最大の応答は上部対流圏において起こることを見出した。

1950 年以來の EN イベントについての観測データを用いた研究も行なわれた。Julian & Chervin (1978) は 1973 年までに 2~6 年間隔でおきる 7 つのエピソードを確認した。しかし他の期間についての研究では、10 年間もの静かな期間があったことも示唆されている。Rasmusson & Carpenter (1982) は SST 偏差の季節変動の構造を研究した。彼らはラグ相関法によって、Trenberth の強調した時間・空間的位相差を取り出そうとした、ペルー沖に大規模な SST 偏差がおきると、赤道へ向かって北へひろがり、その後中部太平洋へと西向きにひろがる。ペルー沿岸から 170°W に到達するまでの時間は 3~6 カ月であり、アノマリーは伝播する実体として 18 カ月も続くことがわかった。

最初の海面水温の偏差がどのように形成されるのかという問題がある。Wyrткиや O' Brien のような幾人かの海洋学者は、Bjerknes の推測に反して西太平洋がトリガーとなっていると感じている。貿易風の衰弱を示す西太平洋での風のアノマリーが、赤道にトラップされた東向きに伝わるケルビン波を生成する。海面高度の最大値は約 3 カ月かかって太平洋を横切り、4~6 月の季節変化による SST の最大値を強める。SST 偏差の西向き伝播は、ロスビー波の伝播と考えられる。ロスビー波は理論的には約 7 カ月で太平洋を横切る。また移流過程が重要であると考えている人もいる。

このように、大気と海洋には約 2 年間にわたって追跡することのできる一連のイベントがあるよ

うに見える。すでに経験的証拠だけからも、粗っぽい予測をするための基礎はできたようだ。しかし、決定論的な予測に用いるための物理的モデリングに必要なメカニスティックな結合についての理解は十分とは言えない。特に海洋について基礎的な観測データが集積される必要がある。そうしてはじめて、仮説が合理的に構築でき、系統的に検証できるのである。

現在、盛んに議論されている問題は、

- インド洋・太平洋を含む相互作用はどれくらい重要か。
- 南半球の応答の空間的・時間的構造はどうか。
- 中緯度の海水温偏差はどう関係しているか。
- この非線形現象には、発端的現象があるのか。そしてそれは予測可能か。

といった問題である。

これらの問題には、科学的な立場でも、社会的経済的重要性からも、急速に関心が高まっている。他の例と同様 TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) も世界気候研究計画の重要なサブ・プログラムである。

BIBLIOGRAPHY

- Busalacchi, A. J., K. Takeuchi, and J. J. O'Brien, 1983 : On the interannual winddriven response to the tropical Pacific Ocean Dynamics, 14th Interannual Liege Colloquium on Ocean Hydrodynamics, edited by J. Niboul, Elsevier (in press).
- Charney, J., and J. DeVore, 1979 : Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. J. Atmos. Sci., 36, 1205-1216.
- Charney, J., and J. Shukla, 1980 : Predictability of the monsoons. Monsoon Dynamics, Sir James Lighthill and R. P. Pearce, Eds., Cambridge University Press.
- Julian, P. R., and R. M. Chervin, 1978 : A study of the Southern Oscillation and Walker Circulation phenomena. Mon. Wea. Rev., 106, 1433-1451.
- Horel, J. D., and J. M. Wallace, 1981 : Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. Mon. Wea. Rev., 109, 813-829.
- Keshavamurty, R. N., 1982 : Response of the atmosphere to sea surface temperature anomalies over the equatorial Pacific and teleconnections of the Southern Oscillation. J. Atmos. Sci., 39, 1241-1259.
- Lorenz, E., 1975 : Climate Predictability. The physical basis of climate and climate modelling, GARP Publ. Ser. No. 16, 132-136.
- Miyakoda, K., T. Gordon, R. Caverly, W. Stern, J. Sirutis, and W. Bourke, 1983 : Simulation of a blocking event in January 1977. Mon. Wea. Rev., 111, 846-869.
- Pan, Y. H., and A. H. Oort, 1983 : Global climate variations connected with sea-surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific Ocean for the 1958-73

- period. Mon. Wea. Rev., 111, 1243–1258.
- Rasmusson, E.M., and T.H. Carpenter, 1982 : Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation / El Niño. Mon. Wea. Rev., 110, 354–384.
- Rasmusson, E. M., and J.M. Wallace, 1983 : Meteorological aspects of the El Niño / Southern Oscillation. Science, 222 (in press).
- Rountree, P.R., 1972 : The influence of tropical east Pacific Ocean temperature on the atmosphere. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 98, 290–321.
- Trenberth, K.E., 1975 : A quasi-biennial standing wave in the Southern Hemisphere and interrelations with sea-surface temperature. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 101, 55–74.
- U.S. National Academy of Sciences, 1982 : Carbon dioxide and climate—a second assessment. A report of the Climate Research Committee, Washington, D.C., 72 pp.
- U.S. National Academy of Sciences, 1983a : El Niño and the Southern Oscillation—a scientific plan. A report of the Climate Research Committee, Washington, D.C., 72 pp.
- U.S. National Academy of Sciences, 1983b : Changing Climate. A report of the Carbon Dioxide Assessment Committee, Washington, D.C., 496 pp.
- Wyrtki, K., 1975 : El Niño—the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. J. Phys. Oceanogr., 5, 572–584.
- Villach, 1981 : On the assessment of the role of CO₂ on climate variations and their impact. Report of a WMO/ICSU World Climate Programme meeting of experts in Villach, Austria, November 1980. World Meteorological Organization, Geneva.

東アジアにおける夏季の気流系について

松 本 淳

地理学評論 57 (Ser. A) - 3 p. 135~155 1984

I はじめに

東アジアにおける夏季の気流系に関する研究は、第2次大戦後、高層気象観測網の充実に伴って進展し、Thompson (1951)、Dao and Chen (1957)、倉嶋 (1959)、Yoshino (1969) 等により気流系モデルが示された。これらの諸研究の結果では、インド洋起源の南西季節風（赤道西風）が、中国および日本付近の梅雨前線帯に流入していると考えられている。

しかしながら今迄、東アジアの夏季については、ITCZ の位置と気流系との対応関係が明らかにされていない。これは、ひとつにはSadler (1975) や江口 (1983) が指摘したITCZ の定義のあいまいさによるものであり、またさらには、東アジアの夏季は前線帯が大規模に北上・南下するため、その実態を明確化することが困難であるためと考えられる。

そこで本研究では、東南アジアにおける夏季の対流圏下層部について、毎日の気流系とその時間推移を明らかにする。そして、気流系に関係する総観的条件を明らかにし、気流系と対応づけられたITCZ の位置を示し、新たな気流系モデルを提示する。

II 資料とその整理方法

資料は、気象庁発行の印刷天気図を地上～500 mb の各等圧面について使用した。対象月は、インドで南西季節風が卓越する6～9月とし、期間は1971～80年の10年間とした。主要な解析は、FGGE 期間中にあたり、関連資料が多くそう1979年について行った。

資料の整理にあたっては、毎日の天気図上での各観測地点の風向により、赤道西風とみなされるインド洋起源の南西気流と、熱帯東風である北太平洋起源の南東気流との関係を明確にするようにした。詳しい解析には、等角線法による流線解析を行った。対流圏下層部の等圧面としては、地上に最も近く、インド洋起源の南西季節風等の対流圏下層部の大規模な気流系を代表しうる850 mb 面を採用した。

III 850 mb 面の気流系

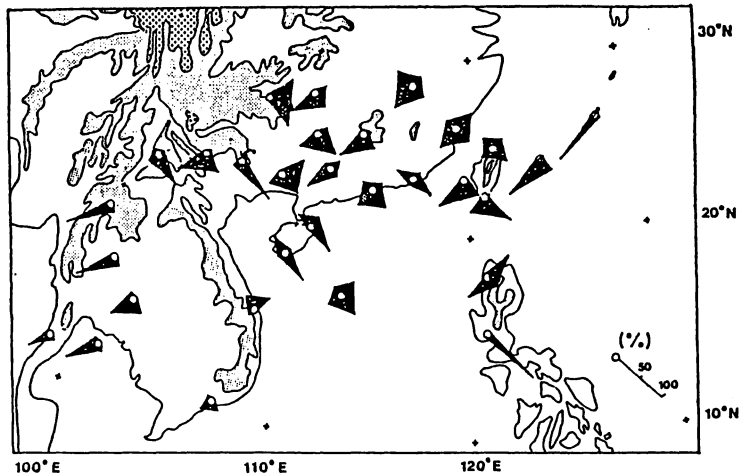
第1図は、1979年6月中旬の850 mb 面4方位風配図である。これによると、105°E 以西のインドシナ半島上と、南西諸島では南西風が卓越している一方、105°E から120°E にかけての華南や

* 宮崎保彦（長期予報）

南シナ海では南西風の頻度は低く、むしろ南東風が卓越している。

そこで、この卓越風分布をもたらした毎日の気流を検討するため、1979年の数例について850 mb面の流線解析を行った。南西気流と南東気流の關係に着目して流線図を検討した結果、ベンガル湾からインドシナ半島を通過した南西風は、

(1) 中国大陆から日本付近にかけて位置する梅雨前線まで連続的に西成分の風とし



第1図 850 mb 面 4 方位風配図 (1979 年 6 月中旬)

薄いアミは 1,000 m 以上、濃いアミは 3,000 m 以上を示す。

Fig. 1 Windroses at the 850 mb level (June 11~20, 1979)

Light shading above 1,000 m

heavy shading above 3,000 m

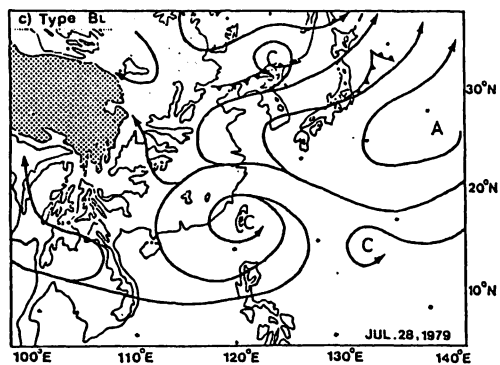
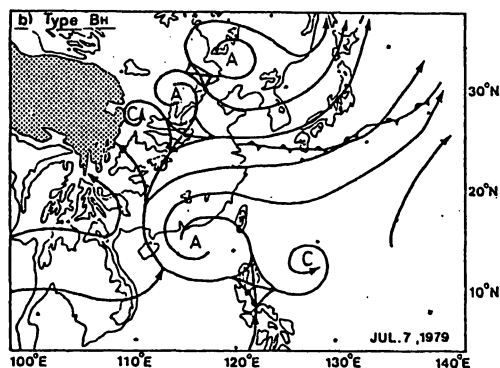
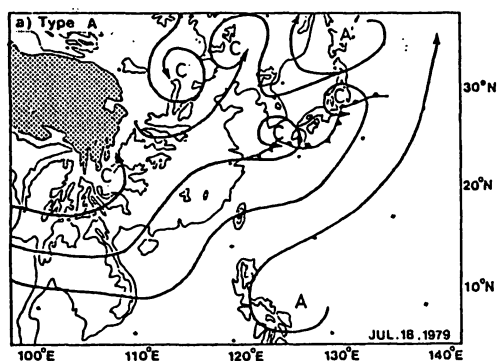
て分布する場合、(2) 北太平洋起源の東成分の風と収束するか、または低気圧性回転によって転向し、南東風になる場合、の 2 通りの型があることがわかった。(1) の気流型を A 型、(2) を B 型と呼ぶことにする。B 型については、南西・南東両気流の収束線上で 125°E 以西に熱帯擾乱がある場合 (B_L 型) と熱帯擾乱がない場合 (B_H 型) とに細分した。各気流型の典型例を第 2 図に示した。第 1 図における南東風の卓越地域の出現は、B 型気流型の頻発によるものである。

第 3 図は、1971~80 年の 10 年間の毎日の 850 mb 面天気図上の観測点風向をもとに、各日の気流系を第 2 図に示した三つの型に分類し、旬別に集計したものである。A 型は 6 月上旬に卓越するが、6 月中旬以降は卓越型となることはない。B_H 型は 6 月中旬から 7 月中旬にかけてと、9 月における出現頻度が高い。B_L 型は、6 月下旬から徐々に出現頻度が高くなり、7 月下旬から 8 月下旬にかけて卓越する。

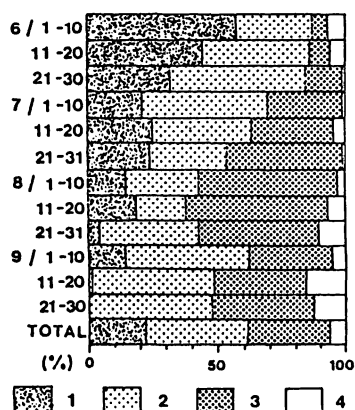
IV 850 mb 面の気流型と対流圏中上層部との循環との関係

6 月~9 月の間で、旬別高気圧出現頻度分布図を 500 mb 面について作成した (図略)。資料は、1971~80 年の気象庁印刷天気図で、5,880 g.p.m. 以上の中心高度をもった高気圧中心の出現頻度を 5°×5°の緯経度メッシュによって求めた。

各旬の高気圧中心出現頻度分布図では 8 月中旬を除くすべての旬で 130°E 以西と 140°E 以東に二つの高気圧出現頻度の極大域が現れ、それぞれ華南高気圧 (根本・久保木 (1968) が 8 月の 500 mb 面以上の等圧面に存在することを指摘した) と小笠原高気圧に対応するものと考えられる。第



第2図 850 mb 面の気流型の例
 Fig. 2 Typical example of each circulation type at the 850 mb level
 a): Type A (July 18, 1979)
 b): Type B_H (July 7, 1979)
 c): Type B_L (July 28, 1979)



第3図 850 mb 面旬別気流型出現頻度 (1971~80年)
 1. A型 2. B_H型 3. B_L型 4. その他
 Fig. 3 Occurrence frequency of each circulation type at the 850 mb level in each decade (1971~80)
 1. Type A 2. Type B_H 3. Type B_L 4. others

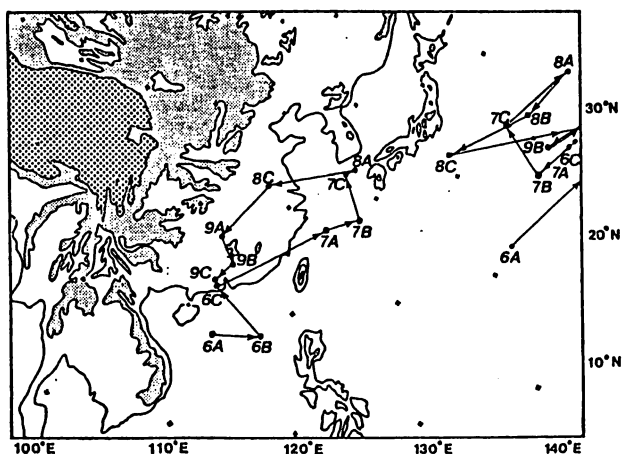
5 図に各旬の出現頻度分布図上の極大域の位置の時間推移を示した。

第5図に示した500 mb 面での華南高気圧の出現位置と、第3図の850 mb 面での各気流型出現の時間推移を比較すると、A型気流型が多く出現する6月上・中旬には華南高気圧は20°N以南に位置し、B型が卓越する6月下旬以降は華南高気圧が20°N以北に北上している。

6月について気流型別の高気圧中心の位置を500 mb 面天気図で調べた結果が第6図である。これによると、850 mb 面でA型気流型の時、500 mb 面の華南高気圧は20°N以南にある場合が約90%である。一方、B_H型の場合、逆に20°N以北にある場合が約90%になる。従っ

て、500 mb 面での華南高気圧の中心が20°N以北にあるか、ということが6月のA型とB_H型の総観場のちがいとして指摘できる。一方、小笠原高気圧の位置は、気流型とあまり関係がない。

このような850 mb 面の気流型と500 mb 面の華南高気圧中心位置の対応関係は、ベルガル湾で

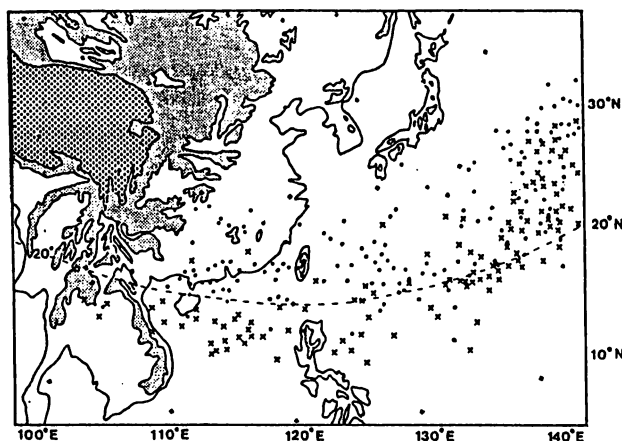


第5図 500 mb 面の亜熱帯高気圧の移動過程

A: 上旬 B: 中旬 C: 下旬

Fig. 5 Advance and retreat of the sub-tropical anticyclone at the 500 mb level

A: the first decade of a month B: the second decade of a month C: the third decade of a month



第6図 A型, B_H型気流型の500 mb 面高気圧中心位置
(1971~80年6月)

Fig. 6 Locations of anticyclone centers at the 500 mb level for Types A and B_H (June, 1971~80)

×: Type A ·: Type B_H

の南西季節風の北限位置の時間推移を
考えあわせることにより、次のように
解釈できる。

ベンガル湾でのモンスーンの開始は
インドより早く、20°N 付近は5月初
旬にモンスーンにはいる (Anantha-
krishnan et al., 1981)。従って、
インドシナ半島のベンガル湾側では、
6月は南西季節風の支配下にある。南
シナ海の華南高気圧が20°N 以南にあ
る場合、華南高気圧の北側に吹き出す
西風は、ベンガル湾からの南西風がよ
り東まで進入するのを助ける形になる。
このため、A 型気流型が出現する。

一方、華南高気圧が20°N 以北にあ
ると、南シナ海では、華南高気圧から
東成分の風が吹き出す。インドシナ半
島の20°N 以北には、標高2,000m を
超すシャン高原があり、また、ベンガ
ル湾のモンスーン・トラフは約20°N
にある (Ramage, 1971) ため、ベン
ガル湾起源の南西風は、インドシナ半
島西部の20°N 以北では、南~南東風
へと転向し、華南高気圧の北側の西風
とは連続しない。従って、B 型気流型
が出現するものと考えられる。

また、9月には、インド洋の南西季
節風は南下しはじめる (Mukherjee
and Padmanabham, 1978)。一方、

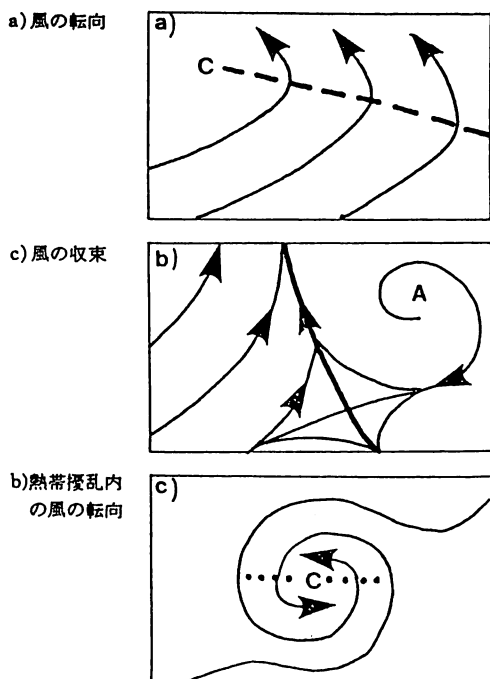
華南高気圧の南下は、9月中旬以降あまり大きくなく、下旬でも23°N 付近に出現頻度極大域があ
る。従って、南西季節風が撤退したあとのインドシナ半島北部は、華南高気圧の赤道側に吹き出す
東風に支配され、A 型は、南西季節風の南下以前の上旬を除くと、ほとんど出現しなくなるものと
考えられる。すなわち、第Ⅲ章に示した850 mb 面の気流型は500 mb 面の華南高気圧の位置に深

く関係している。

V 東南アジアにおける夏季のITCZ の位置と気流系モデル

1979年の6, 7月のB型気流型の日について, Krishnamurti et al.(1979, 1980)の850 mb 面流線図により, インド洋起源の西成分の風とその北側の東成分の風との関係を調べると, 第7図の三つの型に分類することができた。第7図-aは, インド洋起源の西成分の風が低気圧性回転をし, 東成分の風に転向するもので, 転向線の北側の東風は亜熱帯高気圧起源ではない。この種の風向の東西成分の変換線を「風の転向線」と呼ぶ。第7図-bは, インド洋起源の西風が北太平洋起源の東風と収束しているもので, 収束線の北側の気流は亜熱帯高気圧起源である。このタイプの風向の変換線を「風の収束線」と呼ぶ。また, 風の変換線上にはしばしば熱帯低気圧が存在し, 風のうずを形成している。この場合, 低気圧擾乱全体が強い収束域となる。第7図-cのような流線を「熱帯擾乱帯擾乱」と呼ぶ。そして第7図の三つの風向転換線を総称し, ここでは「ITCZ」と呼ぶ。(中略)。

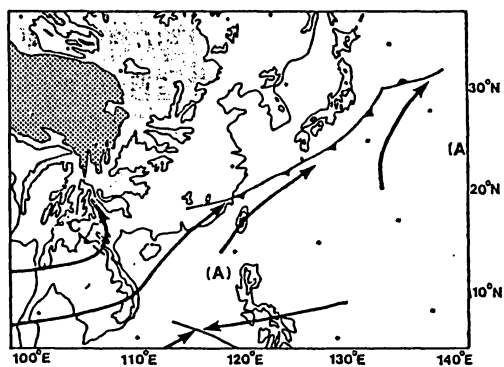
最後に, 以上明らかにしてきた850 mb 面の気流型出現の時間推移, 500 mb 面の高気圧中心位置, 850 mb 面でのITCZ の位置(本紹介では省略)をもとに, 東アジアにおける夏季の四つの時期における850 mb 面の気流系モデルを示した(第11図)。第11図-aは, 6月上旬の気流系を示したもので, 南シナ海ではITCZ が切れており, ベンガル湾起源の南西気流が梅雨前線の南側の南西気流に連続している。第11図-bは, 6月中旬~7月中旬のモデルで, 梅雨の最盛期から末期にかけてのものである。この時期には南シナ海のITCZ は, 連続した一本の帯をなしている。第11図-cは, 7月下旬から8月下旬にかけてのモデルで, 盛夏季に対応するものである。ITCZ は, 25°N 付近まで北上し, 熱帯擾乱がそこに発生することが多い。第11図-dは, 9月のモデルで, 秋雨季に対応するものである。梅雨季に比べ, インドシナ半島・南シナ海のITCZ が南下しており, 一方, 華南高気圧の位置は少し西偏しているほかにはあまり差がなく, その南側には北東気流が広がっている。



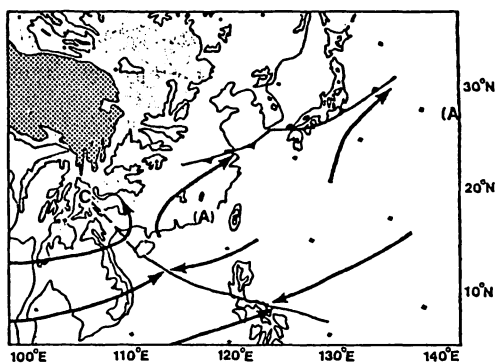
第7図 南シナ海付近のITCZ周辺における気流のモデル

Fig. 7 Schematic flow patterns near the ITCZ around South China Sea

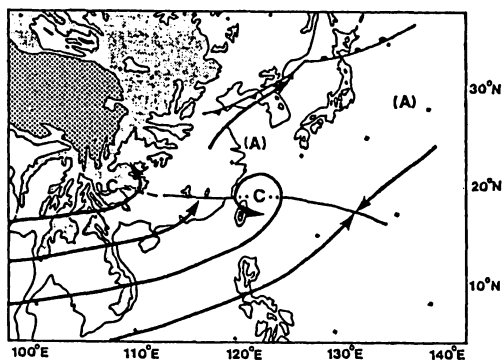
- a) wind deflection b) wind convergence
c) wind deflection in tropical disturbance



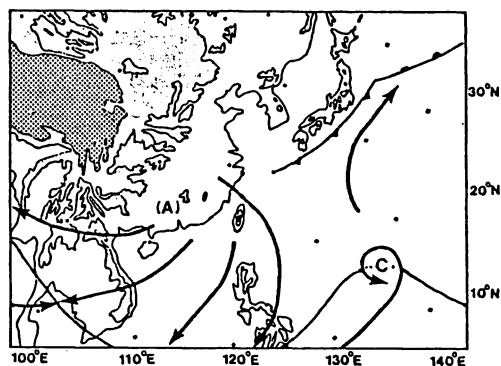
a) 6月上旬



b) 6月中旬～7月中旬



c) 7月下旬～8月下旬



d) 9月

第11図 6月～9月にかけての東アジアにおける850 mb面の気流系モデル

(A): 500 mb 面の高気圧中心の位置

Fig. 11 Schematic circulation model at the 850 mb level over East Asia from June to September

(A): center of anticyclone at 500 mb

a): early June b): mid-June to mid-July c): late July

Oscillations of a Monsoon System-Part I. Observational Aspects

T. N. KRISHNAMURTI AND H. N. BHALME

Department of Meteorology, Florida State University, Tallahassee 32306

(Manuscript received 26 April 1976, in revised from 17 June 1976)

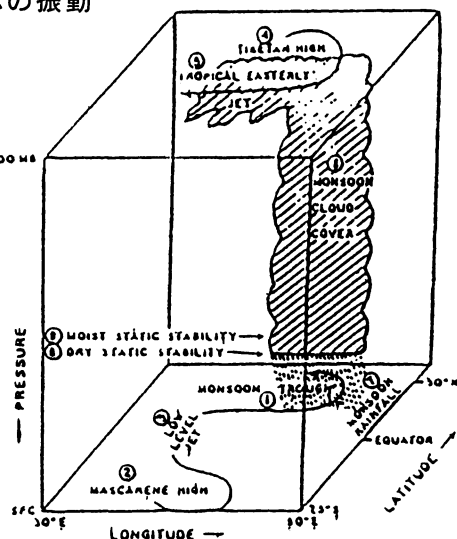
モンスーン・システムの振動

1. はじめに

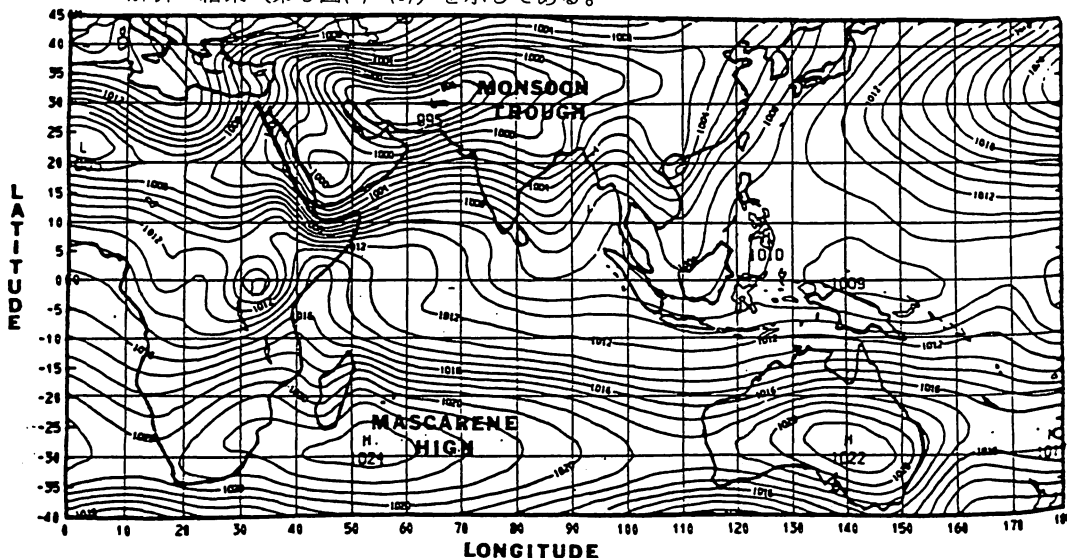
この研究は、大規模なモンスーン・システムを九つのエレメントで定義し、モンスーン期の6, 7, 8月の92日のデータをスペクトル解析により各エレメントの変動の特徴を調べ、モンスーン・システムに準2週間程度の周期の存在を明らかにした。また、各エレメントの変動には系統的な関係があることも分った。

2. モンスーン・システムを構成する九つのエレメント

モンスーン・システムを九つのエレメントで模式的に示したのが第1図である。以下各エレメントを説明し、スペクトル解析の結果(第3図(a)~(i))を示してある。

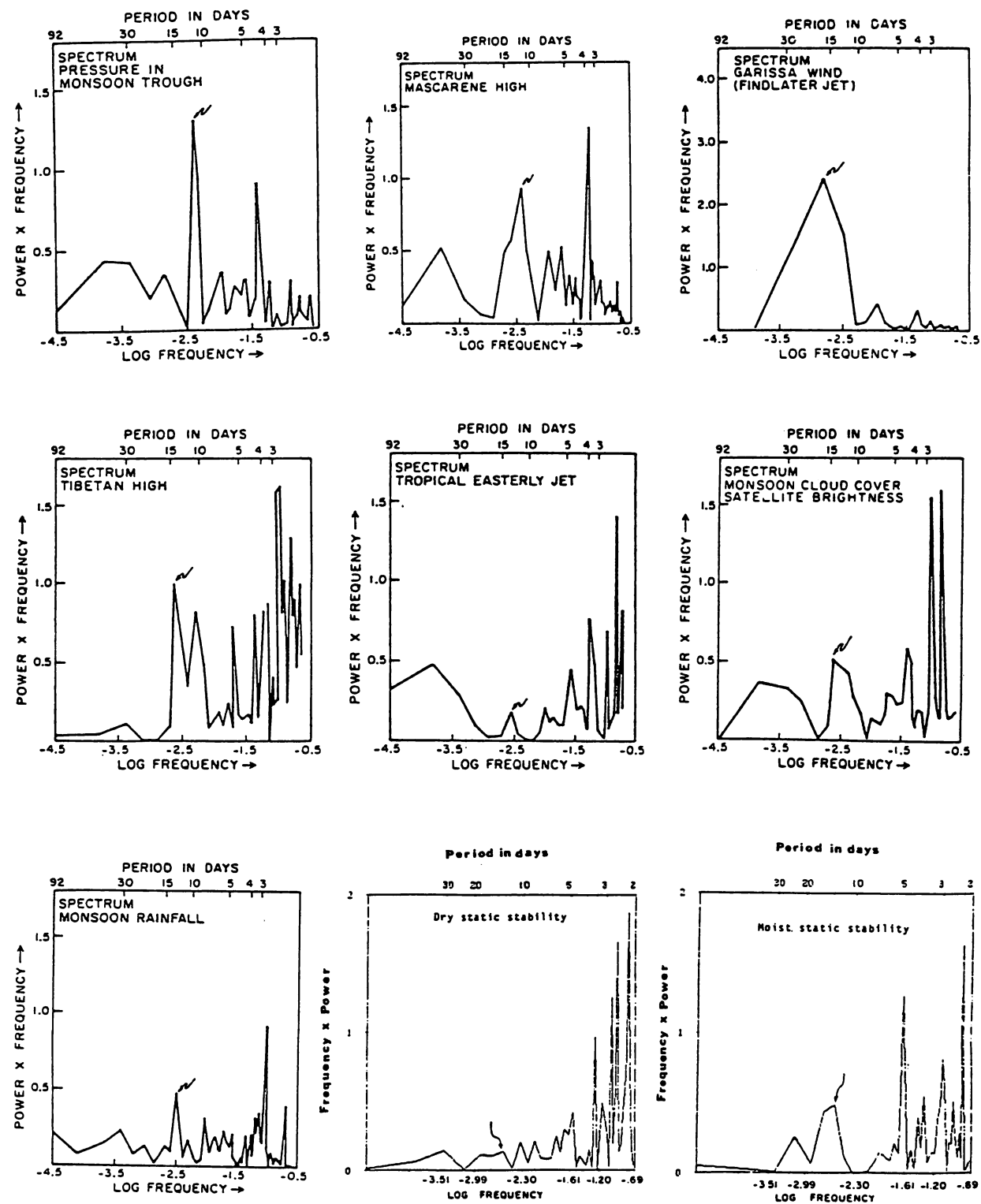


第1図 モンスーン・システムの九つのエレメントの模式図



第2図 7月平均海面気圧分布図

* 酒井重典(長期予報課)



第3図 各エレメントのパワースペクトル

① モンスーン・トラフ

北半球の夏期に赤道近くでみられる地上の低圧部で、第2図の7月の気圧分布図ではインド北部に、このモンスーン・トラフがある。スペクトル解析の結果、11.5日付近と、4.5日付近に明瞭な振動のリズムがある(第3図(a))。

② マスカリン高気圧

マダガスカルの東方、マスカリン島近く(30°S, 50°E)に中心をもつ高気圧(第2図)で、振動の周期は11.5日と3.5日程度(第3図(b))。

③ 赤道越え低層ジェット

北半球の夏期にみられる非常に幅のせまい、対流圏下層のジェット(第2図)で最大風速は100ノットにも達する(ソマリ・ジェット)。これについてはデータが不十分であるが振動の周期は15.3日前後(第3図(c))。

④ チベット高気圧

北半球の夏期に、200mb付近で最も明瞭にみられる。4月にボルネオ北部に出現し、5月にインド南部、6月にはビルマ北部に達し、やがてチベット高原上に移動する。その後9月になると、南～南東へと動き、11月にはマレーシア上空に達して消滅する。この高気圧と地上のモンスーン・トラフとは熱的積雲対流によって結ばれている。その振動の周期は3月位に大きなピークがあるが、もう一つ13.1日付近にもみられる(第3図(d))。

⑤ 熱帯偏東風ジェット

インド大陸南端付近の高度150mb付近にみられる上部対流圏の偏東風ジェットで6月から9月のモンスーン期に現われ、最大風速は80～100ノットにもなる。この振動の周期は第3図(e)で見るように、短周期にいくつかのピークはあるが、13.1日周期もみとめられる。

⑥ モンスーン雲域

人工衛星からの輝度データを使い0°～25°N, 60°～100°E間について調べた結果、短周期の他にやはり13.1日の卓越周期がみとめられる(第3図(f))。

⑦ モンスーンの降水

中部インドのモンスーン期の降水量の日々の変化をみると、モンスーン活動が平年に近い年には3～5日程度の“ブレイク”があるが、干ばつ年には“ブレイク”期間が13日もあった。ここではモンスーン活動が平年に近い年について調べたが、その結果振動の卓越周期は2日と13.1日であった(第3図(g))。

⑧ 乾燥静的安定度(第3図(h))

$$\Gamma_d = -C_p \frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial P} = -\frac{\partial}{\partial P}(gZ + C_p T)$$

これを中部インドの1000～900mbについて求められている。やはり15日付近に卓越周期がみ

とめられる。

⑨ 湿潤静的安定度 (第3図(i))

$$\Gamma_d = -\frac{\partial}{\partial P} (gZ + C_p T + Lq)$$

5日と、15日付近に卓越周期がある。

3. 結 論

スペクトル解析の結果、大部のエレメントに準2週間と短周期(2~6日程度)の振動が認められ、短周期の振動は局地的なじょう乱などによるものと考えられるが、準2週間周期は非常に興味あるところである。ここではモンスーンが平年並の活動を示した年についてのみ調べた結果であるが準2週間周期の原因についてはいくつか考えられ、ここでは次の三つの仮説を提案している。

(1) モンスーン・システムと冬半球との相互作用、つまり冬半球のじょう乱の通過によりマスカリン高気圧が周期的に強まり、これが赤道越え下層ジェット、モンスーン・トラフ、そしてチベット高気圧、熱帯偏東風ジェットを次々と強めていくという考え方であるが、この発達の順序は、今回の結果と一致していない。

(2) 北半球熱帯上空でのプラネタリー波の伝播

(3) 三番目として考えられるのはモンスーン・システム自身の“自然振動”で、これ振動は次のように説明される。つまり放射により地表が熱せられると大気下層は不安定になる。熱は対流活動および潜熱として上空に運ばれ、対流活動は雲を作る。雲が次第に増加するにつれて地表に達する短波放射は減り、その結果大気下層の安定度が増し、それとともに雲は減少していく。そして雲が減少すると再び地表の達する短波放射量が増えて、このサイクルがはじまるということで、この周期が準2週間位になることが考えられる。

1984年の寒冬・多雪・冷春の天候について

平 沼 洋 司*

1. はじめに

1984年の冬から春にかけての天候は、まさに異常気候そのものであった。

戦後としては昭和20年に次ぐ、実に39年ぶりの大寒冬であり、昭和を通して第6位の寒さとなった。

また全国的に雪もよく降り、日本海側の断続的な降雪による豪雪（新潟県高田では最深積雪292cmで戦後の第1位）と太平洋側の頻繁な降雪（東京の雪日数29日（平年9.5日）は観測以来の新記録）が特徴的であった。

その後遺症ともいうべき、各地の桜の開花や多雪地方の根雪の終日の遅れ、北太平洋の低海水温、日本近海での親潮寒流の異常な南下、春のオホーツク海高気圧の発達、東日本太平洋側の異常低温と続いた。

このような異常天候をもたらした大気環流と、その実態を記しておくことは必要なことであろう。

2. 寒冬・冷春・多雪の実態

2-1. 寒冬——戦後第一級の寒さ——

図1は日本の代表6地点による冬の気温経過図である。ここには示さなかったが、明治以後の気候特性をみると、次のようなことがいえる。今世紀初め（明治の後半）に大寒冬時代があり、代表的な年は1902年（明治35年）で、新田次郎氏の『八甲田山死の彷徨』という青森・弘前両歩兵連隊の遭難事件のあった年である。このとき旭川で観測された氷点下41℃は現在でも日本の最低気温の記録となっている。これを第一の低温期とすると、第二期の低温期は図1の1940年代、太平洋戦争の時期になる。この1945年（昭和20年）は、この6地点の冬平均気温4℃よりも2.6℃低

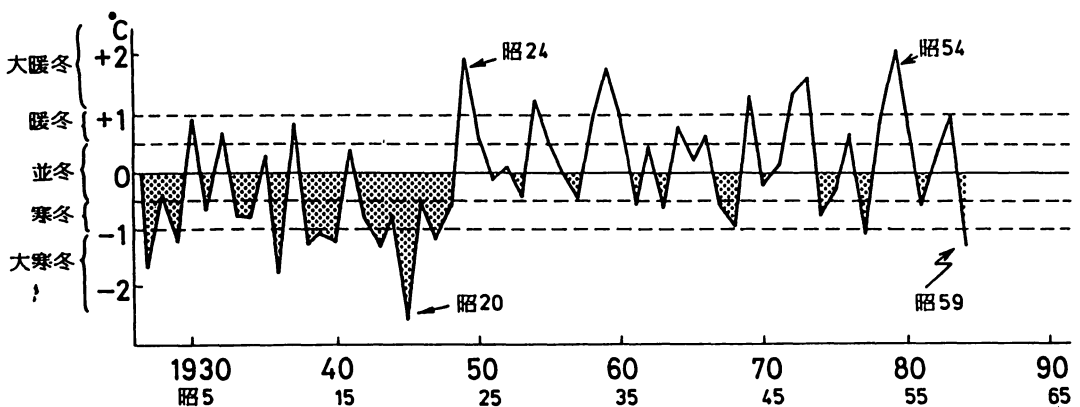


図1. 日本の冬の経過（1941～70年平均値4.0℃）

（仙台、東京、新潟、金沢、広島、熊本、12～2月平均）（久保木による）

* 長期予報課

く、新潟県高田での最深積雪 377cm の大雪記録を作っており、大寒冬の年であった。

その後、日本は暖冬時代（図 1）を迎え、昭和 24 年、54 年など 7 回の大暖冬を数えるが、大寒冬といえるのは昭和 52 年のみである。そして今年の大寒冬を迎えたのであるが、今冬の 6 地点の平均気温は平年値から -1.3°C 低く、昭和 20 年に次ぐ、実に 39 年ぶりのもので、昭和に入っても第 6 位の大寒冬となり、戦後第一級の寒冬と評価されている。

冬期の寒さの中心は関東から西で、1 月 21 日茨城県霞ヶ浦で結氷したが、これは今まで記録になかったことである。2 月に入ると寒さも一段と厳しく、関東を中心に平年より 3°C 以上の低温を示し、東北から四国まで 2 月としての低温記録を更新した観測所は 14 か所に及んだ。

一方北日本の特徴は冬から春まで多照が目立ったことである。12 月の旭川 99 時間、1 月札幌 157 時間、寿都 79 時間、小樽 120 時間、倶知安 110 時間、2 月は東北の山形で 148 時間、仙台 198 時間、3 月稚内 205 時間、4 月はまた稚内 233 時間、旭川 258 時間、浦河 261 時間など、冬には珍らしく日照時間の長い記録となった。これは冬以来、北方高気圧の圏内におおわれたもので例年になく太陽に恵まれた冬から春ということになる。

— 冬の天候経過 —

冬の訪れは早く、各地の初雪は例年より早かった。北海道の初雪は 10 月上旬、北陸、山陰、九州北部は 11 月中旬で、いずれも平年に比べて 1～3 週間早い、11 月下旬には冬將軍の第一波がきて青森に 48cm の積雪をもたらしたが、これは 11 月としては新記録であった。

12 月：前半寒さは一休みしたが、後半には真冬なみの寒気が入り、山陰地方は大雪となり鳥取地方では一昼夜に 114cm のドカ雪が降り 12 月としての新記録を作った。各地のスキー場は例年より早めのオープンとなった。

1 月：冬型の気圧配置が続き、寒い日が多く、特に後半季節風が強まり、日本海側の山間部を中心に大雪が降ったが、寒気の流入は西日本が主で、気温分布は「北並西冷型」となった。

1 月後半以降、太平洋側でも南岸低気圧の通過によりたびたび大雪が降った。特に 19 日の東京の最深積雪 22cm は昭和 44 年 3 月 12 日の 30cm 以来 15 年ぶりの大雪であった。

2 月：引き続き冬型の気圧配置は強く、特に上旬と月末を中心に強まった。このため日本海側は断続的な大雪となったが、太平洋側でも 1 月に引き続き南岸低気圧の通過によりたび重なる大雪となった。

また 2 月は全国的な低温となり、平年より 2°C 低く、特に関東から中部の内陸部では平年より 3°C 以上低くなった。

2-2. 春 — 寒冬に続く冷春 —

春の天候特徴は、寒冬に続く冷春となったことで、桜の開花の遅れ（図 2）は九州から北海道までほとんどの地域で最晩記録を更新した、特に関東から東北の太平洋側では北東気流の影響で軒並み、15 日以上遅れとなっている。また融雪の遅れも目立ち（表 1）東北、北陸、中国地方を中

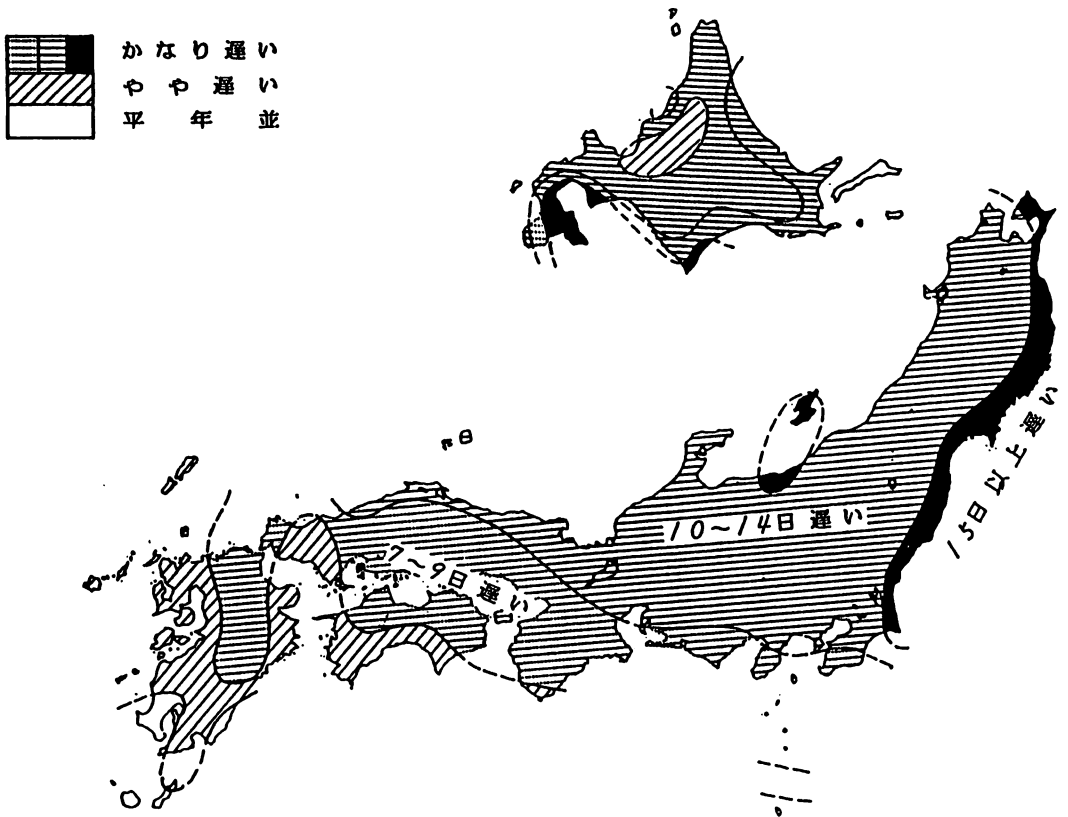


図2. 桜（そめいよしの）の開花日の平年日からの遅れの日数
(産業気象課による)

心に平年より1か月近くの遅れで、桜の開花と同様最も遅い雪融け記録をつくっている。このため稲作をはじめとして農作物を中心に大きな悪影響を与えた。

これは親潮（寒流）の異常南下などにみられる日本近海の記録的な低海水温と、オホーツク海高気圧のたび重なる出現で、冷たい北東気流が北日本から東日本に吹きこんだためとみられる。また、オホーツク海高気圧は北海道に対しては晴天をもたらし、記録的な多照となって現われている。

— 春の天候経過 —

3月：冬に引き続き、東方海上の低気圧は3月になっても回復せず、断続的に寒気が南下し、北陸や北海道で大雪となった。太平洋側は周期的に低気圧が本州の南岸を発達しながら通り、雪日数が記録的に多くなり、東京の3月の雪日数は10日と平年の4倍となった。

4月：前月に続いて九州地方の一部を除いて低温に経過した。特に関東地方から東北地方の太平洋側では、月平均気温が平年より 4°C 以上低かった。桜の開花は、低温のため、西日本の一部を除いて全国的に1～2週間以上遅れた。北海道はオホーツク海高気圧の勢力下に入り、晴れているが冷たい、“晴冷の天候”となったが、本州以南は低気圧場となり寒気が流入しやすかった。

5月：中部日本の月平均気温が6か月ぶりでほぼ平年並みにもどったが、北日本は依然低い状態が続いている。特に関東以北の太平洋沿岸地方は平年より $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ 低く、日照時間も少なかった。

表 1 長期積雪の終日

産業気象課

地 点 名	平 年	本 年	極 値	地 点 名	平 年	本 年	極 値
稚 内	4.7	4.11	70.4.18	盛 岡	3.6	(4.1)	74.3.28
北 見 枝 幸	4.16	4.18	66.4.30	宮 古	2.24	(3.28)	81.3.23
旭 川	4.3	4.10	80.4.20	石 巻	2.12	(3.8)	77.2.12
羽 幌	4.7	4.15	74.4.20	仙 台	1.27	(3.14)	77.1.27
留 萌	4.6	4.15	70.4.21	秋 田	3.7	(3.30)	74.3.29
札 幌	3.30	(4.16)	80.4.11	酒 田	2.25	(3.29)	65.3.24
岩 見 沢	4.4	4.18	70.4.22	新 庄	4.4	(4.24)	74.4.22
小 樽	4.4	(4.18)	80.4.15	山 形	3.8	(4.5)	70.3.26
俱 知 安	4.21	4.29	70.5.6	福 島	—	(3.22)	81.3.1
寿 都	3.31	4.15	57.4.17	白 河	3.3	(4.2)	69.3.23
雄 別	4.12	4.19	66.4.28	若 松	3.6	(4.9)	70.3.30
紋 別	4.9	4.16	70.4.17	新 潟	2.22	(3.25)	77.3.10
網 走	4.4	(4.15)	75.4.14	高 田	3.25	(4.28)	70.4.17
根 室	3.15	4.2	65.4.6	富 山	3.1	(4.2)	77.3.14
釧 路	3.15	(4.9)	79.4.7	伏 木	2.28	(3.23)	68.3.13
帯 広	3.19	4.1	70.4.17	輪 島	2.26	(3.25)	68.3.4
広 尾	4.6	4.25	66.4.29	金 沢	2.23	(3.25)	81.3.15
苫 小 牧	3.10	(3.31)	78.3.29	福 井	2.25	(3.23)	81.3.21
室 蘭	3.4	(4.12)	73.3.20	敦 賀	2.23	(3.22)	81.3.14
浦 河	2.23	3.6	78.3.20	長 野	2.21	(3.25)	81.3.12
函 館	3.15	(4.9)	57.4.4	鳥 取	2.28	(3.15)	68.3.1
江 差	3.5	(4.1)	57.3.30	米 子	2.26	3.22	77.2.26
む つ	3.22	(4.19)	57.4.8	松 江	—	3.22	—
八 戸	2.28	(3.26)	57.3.16	浜 田	—	3.22	—
青 森	3.28	(4.18)	70.4.13				

注。平年値、極値は「積雪地における定住環境整備に関する調査報告書」55年、「北海道における雪の統計」57年、「東北地方における積雪と降雪 その3」58年、等による。

・本年値は、電話照会による速報資料。

○印は最晩記録を更新した地点。

これは親潮の南下と4月下旬に出現したオホーツク海高気圧が5月になっても根強く居すわりヤマセが続いたため、4、5月のオホーツク海高気圧の出現は31日で新記録であった。

2-3. 大雪——昭和38年、56年に匹敵する日本海側の大雪とたび重なる太平洋側の大雪

「もういいかげんにして欲しい」——住民から悲鳴が出るほどの、太平洋側のたび重なる大雪、そして日本海側の断続的豪雪が今冬の雪の特徴であった(図3、4、5参照)。

日本海側では一度に降るドカ雪でなく、ダラダラ豪雪だったため、悲劇が比較的少なく済んだが、その分災害だとの認識が中央で薄いと思われていたが、結局は記録的な豪雪になり、被害も大きく

なってしまった。

高田の最深積雪 292cm は累年第 3 位であるが、戦後としては 38 豪雪を凌ぐ第一位の記録である。東京の降雪日数 29 日は観測開始以来第一位の記録であり（平年 9.5 日）、これは 1883 年（明治 16 年）や 1936 年（昭和 11 年，“2.26 事件”の年）の記録 23 日を破って第一位である。九州の佐賀でも 1 月中旬に 17 日間雪が降り、大阪 17cm（77 年ぶり）、横浜 21cm、松山 14 cm（1 月としては最高）なども記録的な雪であった。

今冬の大雪の特徴 *

- (1) 今冬は初雪が全国的に平年より 1～3 週間早く、12 月中旬から日本海側の各地で本格的に降り出した雪が、北陸地方を中心に 2 月末までの長期間にわたって断続し積雪が増え続けたため、昭和 56 年以来の大雪年になった。
- (2) 降雪の主な山としては、日本海側では 12 月下旬の山陰地方におけるものと、1 月下旬及び 2 月上旬における北陸地方を中心にそれぞれ 1 週間も連続した大雪がある。また太平洋側では 1 月中旬から 2 月下旬までの間に数間にわたる顕著な降雪があった。
- (3) これらの大雪により、日本海側では累年記録第 1～3 位に相当する降・積雪を観測した所があり、また北陸西部を除いて昭和 38 年または 56 年などの大雪年を上まわる最深積雪を記録した所が多かった。
- (4) 太平洋側各地でも南海上を通過した低気圧によるたびたびの大雪で、大阪など西日本で記録的な日降雪量を観測したほか、最深積雪の累年順位を更新した所が非常に多かった。
- (5) これらの大雪は全国各地に少なからぬ被害をもたらしたが、中でも日本海側では除雪対策とくにその費用の問題が、そして太平洋側では首都高速等の高速道路網及び東海道・山陽新幹線等を中心とした交通機関の混乱、あるいは東京で滑ってけがをする人が大量にあったこと等が目立った。

被害状況 *（表 2，3）

今冬は日本海側では北陸地方を中心に間断なく降り続いた大雪による国鉄幹線ダイヤのダウンや、国・県・市町村道等の除排雪費の不足等が特に深刻であった。一方太平洋側でも数度に及び顕著な大雪により、東海道・山陽新幹線をはじめとする各輸送機関の混乱がほとんど慢性化したことや、高速自動車が数日間全面ストップしたことなど、雪に弱い太平洋側の欠点が浮き彫りされた。

期間中のその他の主な被害は次のとおりである。

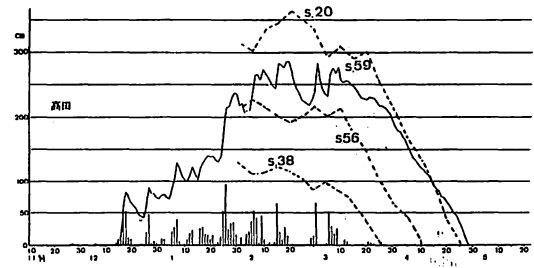


図 5. 多雪年の積雪量の経過（高田）cm
（予報課）

* 気象庁予報部，災害時気象速報（昭和 59 年 3 月）

- (1) 日本海側の多雪地では、雪おろし中に屋根から転落したり、屋根から落下した雪の下敷きになるなどの事故が続出し多くの死傷者が出た。また新潟県清津峡では、対岸のなだれが川を越えて旅館数軒を襲い5名が死亡するなど、なだれによる被害も少なくなかった。
- (2) 日本海側・太平洋側を問わず、大雪によるビニールハウスの倒壊が多発し、育苗や野菜などの被害が大きかった。
- (3) 2月の4～7日と26、28日には北海道の国鉄や東北・東名・名神高速道路等で、地吹雪により視界が悪化したことや、積雪や路面凍結によるスリップが原因で衝突事故10数件が発生し、死者1名のほか多数の負傷者を出した。またたび重なる大雪のため道路公団では凍結防止用の塩の予算が底をつくほどであった。
- (4) 数回にわたる太平洋側の大雪は物資輸送にも大きな影響を及ぼし、特に野菜など生鮮食品の入荷が遅れて軒なみ高騰を招いた。
- (5) 首都圏では雪と寒さによる路面凍結で、転倒して負傷する人が後を絶たず、消防庁調べでは1月19日～31日に都内で救急車で運ばれた人は1,656人、そのうち入院者は894人にのぼった。
- (6) きびしい寒さの連続により、特に1月中旬から2月上旬にかけて水道管の凍結と破裂が各地で頻々と起こった。
- (7) 冬山登山者に関しては、年末から年始にかけての南・北アルプスの3件の遭難を皮切りに、1月31日は奥多摩で、2月27日は奥日光前白根でそれぞれなだれや寒さによる死傷者がでた。
- (8) 12月26日には山陰地方の大雪で数隻の漁船が雪の重みで転覆した。また1月4日には対馬沖で大しけの最中に漁船が衝突し8人が行方不明となった。さらに2月1日は大しけの海で大破したギリシャ船が下田沖までたどり着きながら沈没し、1人死亡7人が行方不明となった。このほか2月13日にはベーリング海でも漁船の衝突により死者・行方不明16人の犠牲が出た。

表 2. 1984（昭和 59）年豪雪一般被害

59 年 5 月 15 日現在

区 分		単 位	被 害 数
人	死 者	人	116
	負 傷 者	〃	727
建 物	全 壊	棟	47
	半 壊	〃	77
	床 上 浸 水	〃	60
	床 下 浸 水	〃	643
	一 部 破 損	〃	4,295
	非 住 家 被 害	〃	1,896
り 災 世 帯		世 帯	117
り 災 者		人	384

（国土庁 1984.5 / 15）

（注：消防庁による東京の入院負傷と数が違う）

表 3. 近年における主な豪雪による被害

（国土庁）

年 次	人 的 被 害		住家被害
	死者・行方不明	負 傷 者	全 半 壊
昭和 36 年の豪雪	119 人	92 人	119 棟
昭和 38 年の豪雪	231	356	1,717
昭和 49 年の豪雪	26	106	41
昭和 52 年の豪雪	101	785	136
昭和 56 年の豪雪	119	885	249
昭和 59 年の豪雪	116	727	124

豪雪地帯の現状と対策，昭和 57 年 5 月
昭和 59 年 5 月

2-4. 寒波・大雪をもたらした大気の流れ

このような記録的な寒波・豪雪・冷春と続いた現象を天気図上でみると、際立った特徴が現われている。列挙してみよう。

① まず第一の特徴は、中部太平洋上に広がった巨大な低圧部である。この低圧部の中心は北太平洋のほぼ中央部（45°N, 175°W 付近）にあり、東シベリアからアメリカ西岸に達する広大な領域を占めた（図6）。

② この低圧部のもう一つの特徴は、例年より南下して発達したことである。このため、寒気は例年より南下して吹き出し、初冬に島根で1日に114cmの降雪量を記録したり、東海道、山陽新幹線のたび重なる大雪で連続36日という遅延記録を作った。この南下と対をなす現象として、シベリア北部とアラスカにかけての気圧の尾根の発達があった。

このように、この冬は北極地方の寒気が中緯度帯への放出期に当たっていたわけである。このリズムは5～6か月で変化していることが注目される（図7）。前年10月ころが寒気の蓄積期に当たっていたが、10月の北極寒気はこの季節としては戦後第2位の強さだった。

③ 春の循環の特徴は（図8）、オホーツク海高気圧の出現によるブロッキング型の環流となった

ことである。例年なら6月に入って出現するこのオホーツク海高気圧だが、今年は2か月も早く、4月5日に現われた。しかも一過性でなく、しばしば持続し、5月31日までに31日も出現し記録を作った（過去多い年を

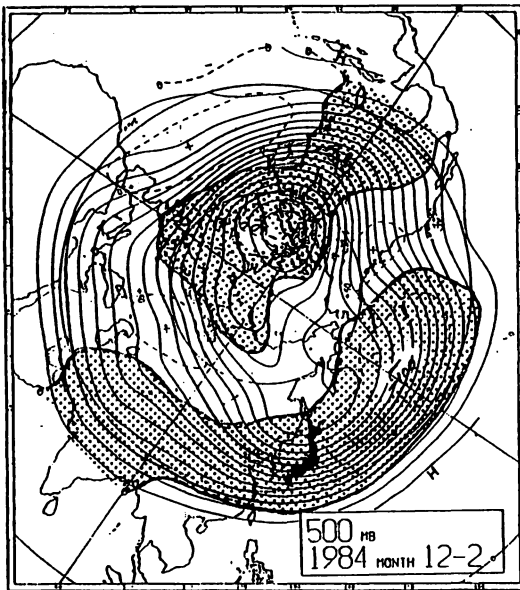


図6. 冬平均 500 mb 天気図 (長期予報課)

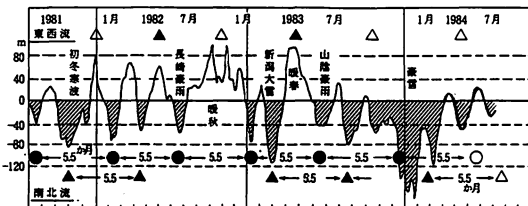


図7. 極東東西指数偏差（5半月移動平均）異常気象の系列 (長期予報課)

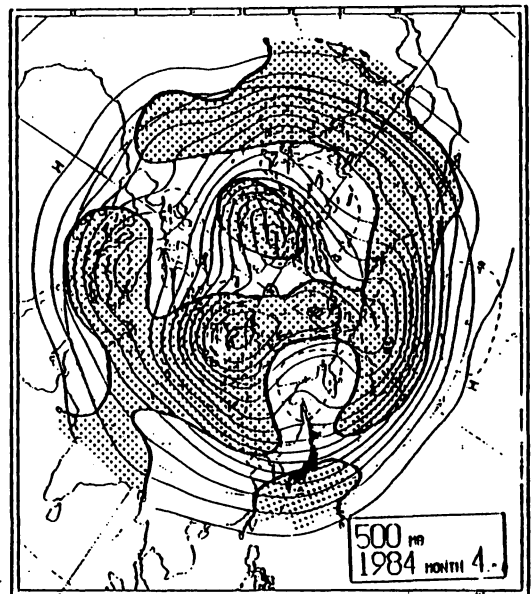


図8. 4月平均 500 mb 天気図

あげると 1945, 68 年 19 日, 1915, 20 年 16 日, 1927, 73 年 15 日)。

このオホーツク海高気圧から吹く北東風が記録的に冷たい親潮によってさらに冷やされ, 東日本の太平洋側に低温と悪天をもたらしたのである。

④ 太平洋側のたび重なる大雪の原因は？

たび重なる太平洋側の大雪がこの冬の一つの特徴になっているが, 雪日数を雨日数とみなせば例年よりそれほど多いとはいえないのである。雨になるべきものが雪に変わったのであるが, その原因は, ①前述の寒気の例年になく南下したことによる極東中緯度帯大気の低温化。②気圧の谷が定常的に西よりであったこと, などから, 東シナ海方面で発生した低気圧が北東進するとき, あまり北を通れず, 太平洋側(八丈島付近)を通ったことなどにより雪に変わったものとみられる。

2-5. 海水温状況——日本近海の低水温(図9, 10, 11, 12)

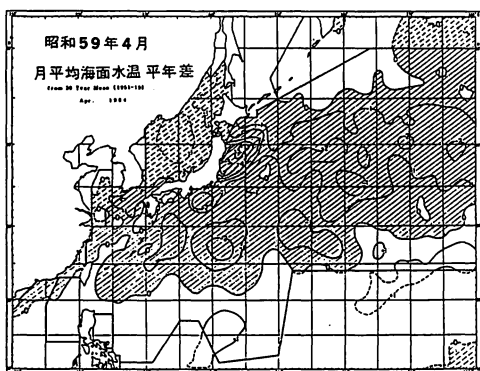


図9. (海洋課)

“冷水塊, 漁業をも直撃”新聞の見出しであるが, 寒冬に次ぐ冷春が続くなかで太平洋沿岸と日本海の海水異変で漁業に大きな打撃を与えている。状況をみておこう。

日本近海の海面水温は昨年秋以来, 全般に平年より低めに推移している。このうち三陸から常盤の沖合では12月から2月にかけて平年に比べて3~4℃, さらに3月以降, 一

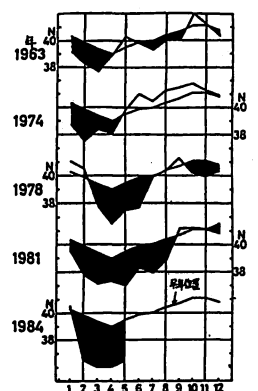


図10. 本州東方の親潮の南限緯度
■部は平年(1960~79年)より南偏していることを示す。(海洋課)

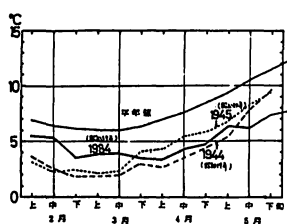


図11. 宮古の沿岸水温(℃)の推移
宮古の沿岸水温(℃)の推移
太線: (1984年2月上旬~5月中旬)
細線: 平年値(1941~70年の平均)
5月上旬になって3月中旬の平年水温値の水準に達した。(海洋課)

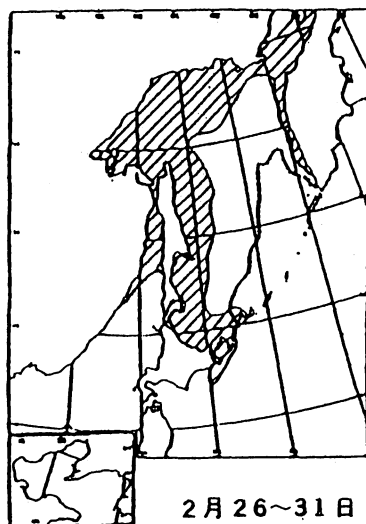


図12. 今冬のオホーツク海の海水域
(//// S 58~59年,
..... S 45~55年の平均)
(海洋課)

部では5℃以上低い海域もみられる。このような5℃を越える大きなマイナス偏差は、気象庁が北西太平洋の海面水温分布を定常的に把握しはじめた1951年（昭和26年）以来はじめてのものである。また1927年以来観測されている岩手県宮古沿岸での水温記録によれば今回の低水温は1944、45年以来のもので、同地点での水温は5月上旬になってようやく年間最低水温を示す3月中旬の平均値に達したところである。本州東方の低水温現象の原因として親潮（寒流）が例年になく南下（犬吠崎沖付近まで）していることが挙げられる。

一方黒潮は引き続き東海から関東の沖合で南に大きく蛇行を続けている。2月以降、伊豆諸島近海では、これまでより東寄りの141°E線沿いを北上し、関東東方では36°N付近を東に向かう流路をとっている。

北太平洋では40°N付近を中心に日付変更線以東まで平年に比べて1℃以上低い海域が続くとともに、赤道沿いの170°Wから130°Wにかけても平年に比べて1℃前後低い海域が広がっている。

日本海でも、能登半島を中心に1～2℃平均より低い状態が続いている。

海水の状況は、オホーツク海北部及び中央部の海水の勢力は、平年に比べて非常に弱い、南部では平年よりやや優勢で、4月現在、4島列島南部周辺海域には海水域が残存していた。これはオホーツク海付近が高気圧におおわれ、北海道あたりが高気圧の南辺にあたり、海水が流れたものと思われる。

北海道のオホーツク海沿海での“海明け”は3月下旬（網走4月中旬）であり、平年より半月ほど遅かった。

親潮南下の原因

このような本州東岸における親潮の南下、北上の原因は何であろう。気象庁・海洋課の佐伯氏は（気象・1984年7月号）アリューシャン低気圧の顕著な発達がおホーツク海から本州東方に強い北風を吹かせ、これが親潮の南下を促したものとみている（風によって生じる海洋表層の大規模な流れば、地球自転の効果により、風の方向ではなく、北半球での風を背にして左側へ向かう、このため、オホーツク海や三陸沖で北風が吹くと、北海道の南方を東から西へ、さらに三陸沖へ流れができると推定される）。

3. 社会・経済に及ぼした影響

戦後の高度成長時代そして低成長時代を通して経験したことの無い39年ぶりの第一級の寒冬・多雪・冷春が、社会・経済に及ぼした影響を新聞記事を中心にその特徴をまとめてみた。その総てを把握することは困難であるが、主なものをまとめると表4と以下のようなものである。

— 農業 —

春になっての低温が水稻と麦に大きな影響を与えた。稲作は平均で2～7日の苗代と田植えの遅れ、4年連続の不作のあとだけに、農政の問題にまで発展しており、今後の問題も多い。麦は雪国では

長時間雪の下になりユキグサレ病、関東では稲作の裏作地のすき込みの被害が大きい。果樹は青森のリンゴ、山梨のブドウ、鳥取のナシに代表される大被害となった。

— 漁業 —

日本近海の冷水海の影響で太平洋側ではサバ、イワシ、ブリ、カツオ、アワビ、サザエなど、日本海側はハマチ、ブリ、スルメ、イカ、ヤリイカなどが不漁、関東でコオナゴ、オキアミが大漁。

— 林業 —

今冬の異常気象で唯一激甚災害の指定を受けた。太平洋側の県の被害が大きい。東北ではスギ・マツの凍害も出ている。

— 交通 —

東海道新幹線の雪による遅れのワースト新記録 36 日に代表される国鉄の雪による被害 176 億円、運休 11,658 本。私鉄運休 4,100 本、被害約 3 億円。道路も全国 41 都道府県で 142 億円の被害。航空の欠航による被害 22 億円。

— レジャー産業 —

ゴルフ業界が大きな打撃を受けた。ゴルフ関連業界で倒産一件あり。映画、サファリランド、ディズニールンド、ギャンブルなども被害。

— 景気・消費 —

厳寒と大雪で外出を控えた人が多く、1月の消費は28年ぶりに名目で減少した。冬物商戦は好調だったが、春物商戦は不調。厳冬ホクホク組は、自動車部品メーカー、電気業界、使い捨てカイロ、雪国用品など。

— 電力・ガス・灯油 —

すべて記録的な消費量、電力9社の前年同月比8.2%増454億3,000万kW、やはり寒かったということか。灯油は悪のり値上げ。

— 社会環境 —

豪雪の死者116名、負傷者727名、38豪雪、56豪雪に匹敵の数である（表2,3）、東京の雪による転倒事故で救急車の出動回数新記録1,219件、東京の水道管破裂が13,000件、1日で3冬分。

— 自然環境 —

豪雪と寒冬は自然の動植物にも厳しかった。日光、丹沢、金華山のシカの餓死多数。ハクチョウ、ガン、ヒヨドリ、ニホンザルなども。街路樹も関東から東北で深刻な被害。

注目されるのは自然環境への影響が大きかったことである。ハクチョウ、シカ、マツ、スギ、果樹、街路樹など春になってしだいに被害が現われてきている。大雪による太平洋側の林業に大きな被害が出たことは、それなりに理解できるが、ハクチョウの場合など、餌付けによる自然適応力の低下なども問題になっている。街路樹も気候を無視した見ばえだけを考慮に入れた植付け、果樹の交配による弱体化など問題は多いが、東北の北上山脈のスギ・マツの凍害、金華山のニホンザル、

表 4 - 1. 1984 寒冬・大雪・寒春の後遺症

	被害項目、地域など	特徴など	好影響のもの
豪雪による一般被害	死者 116 人、負傷者 727 人 全半壊建物 124 棟 被害額 1,280 億円	多雪地の雪おろし中の事故多し 参考 38 豪死者 231 人 負傷 356 人 56 豪死者 119 人 負傷 885 人	
農 業	米：東北 6 県、関東、北陸 4 県、長野、兵庫、鳥取、広島、徳島 etc 麦：東北 6 県、関東、新潟、鳥取 果樹：山梨のブドウ、青森のリンゴ、鳥取のナシ、愛媛のミカン、山形のおウトウ、福島のもも、長野のリンゴ、群馬のリンゴ お茶：狭山茶、静岡、栃木 伊豆の三島のキヌサヤエンドウ 1 億円被害、北海道のテンスアイ、バレイシヨ 8 ～ 12 日おくれ。	苗代、田植えなど全国平均 2 ～ 7 日遅れ。山間部 2 週間遅れ、青森、新潟では米づくり断念箇所もある。 東北、新潟、鳥取では長期間雪の下のためユキグサレ病、関東は米の裏作のためすき込みによる断念箇所が多い。 全国の果樹被害 1 万 3,000 ha、山梨ブドウ 21 億円、鳥取ナシ 43 億円。 狭山茶は戦前、戦後通して最大の被害。70 ～ 95 % の被害、東京 2.5 億円、埼玉 14.3 億円の被害。	神奈川県三浦半島の農家の雪・低温の被害 10 億円だが、生産量が減っても価格が上がり、利益が出た。
林 業	九州、太平洋側の倒伏、折損が特徴	90,000 ha、162 億円の被害。激甚災害の指定を受ける。	
漁 業	太平洋側：関東のサバ、イワシ、ブリ、カツオ、青森・岩手のアワビ、サザエ、宮城のコウナゴ、カレイ 日本海側：ハマチ、ブリ、スルメイカ、ヤリイカ、サザエ、マイワシ、アジ 北海道：流氷害・コンブ、貝類	太平洋側は親潮（寒流）の南下で東北から大吠崎付近まで記録的（－6℃）低温。 （通常場不漁、いつもと違う場で豊漁が特徴） 日本海側も対馬暖流の勢力弱く低温。 被害額 40 億円	関東で寒流系のコオナゴ、オキアミ大漁、しかし大暴落、6 月になって北上するはずのカツオが冷水のため豊漁（関東）。富山でとれないホタルイカ、南下で兵庫で豊漁。
交 通	国鉄：豪雪被害 176 億円。（運休による減収 33 億、払い戻し 6.9 億円、除雪費用 136 億円、〔56 豪雪 234 億円に次ぐもの〕）。東海道新幹線連続遅れ日数 36 日はワースト新記録。 道路：41 都道府県の被害 142 億円。56 豪雪を上回る。 航空：全日空、欠航（1 月）706 便、日航 101 便、東亜国内 608 便	運休：東海道 32 本を含め旅客 7,798 本、貨物 3,860 本、計 11,658 本。 首都圏、新幹線のおくれに対する不満の声大きい。 首都高速道路の閉鎖 3 日間はワースト新記録（20 億円の被害） 全日空：約 75,000 人影響 約 14 億円の被害 日 航：約 23,000 人影響 約 4 億 5,000 万円の被害 東亜国内：約 30,000 人影響 約 4 億円の被害	全国交通事故死者昨年同期比 1 割減。 道路舗装会社は注文が殺到。

表 4-2.

	被害項目，地域など	特徴など	影響のもの
電力、ガス 灯油		灯油は寒波に悪乗り値上げ 通産省事態を重視 (18ℓ 1缶 1,500円→1,600円に)	電力：冬の一日の記録更新 (東京) 1月31日 2,875万 (kW)、電力9社、1月の電力需要8.2兆増、 454 億 kW ガス：一日の消費量史上記録 1月31日 4,094 万 m ³ 月消費も増す。 灯油：史上2位の販売量 408.7万 kl
レジャー	ゴルフ業界：太平洋側のゴルフ場、平均 30～40 日の 閉鎖、1 ゴルフ場で約 1 億の減収。全国で 1,000 億。 映画、東京ディズニーランド、サファリ、競馬などの ギャンブルも被害、テニス。	ゴルフ関連メーカーも 2～3 割の減収。ゴルフ業界の倒 産 1 社 (社長自殺) (ゴルフ場の被害 1 箇所 3,000 万円 との見方も) 屋外レジャー産業は打撃を受けた。	スキー場：雪が多く好調。しかし後半は豪雪に泣く。 (交通止など) スケート：天然の所は好調。
景気・消費	全国の全世帯の 1 月の消費支出が前年同期比名目で 1.3 ％、実質で 3 ％減った。春物商戦出おくれる。 野菜、前年比 2～3 倍の値上げ。 肉はすきやき用が出るが、豚は不調。 チリ紙業界、狭くず業界が泣く。 建材市況も不況。	名目で前年を下回ったのは 28 年ぶり、原因は大雪と徹 寒で外出が減ったからと経済企画庁。 写真フィルムも悪い (4～5 ％減) アイスクリーム、ビールなど飲料も不況。 ニワトリ産卵率 15～20 ％減、160 円から 220 円 値上 げ。	冬物商戦好調 (3 月も売れる) 電気業界：秋葉原ストープなど 4 割増の 500 億円 の 売 上げ。 使いすてカイロ、タイヤチェーン、ゴム長、防寒グッズ、 スノーシャベルなど雪国用品が売れる。スキー用品。 自動車部品メーカー (大雪で事故多い)
環境・社会	雪：東京の救急車出勤新記録 寒さ：水道管破裂 雪国や各地の除雪費用かさむ	1 月 20 日 1,219 件。花粉症もおくれている。 1 晩で 3 冬の 13,000 件。 新潟県 130 億円 (56 豪雪を上回る)	首都圏の水ガメに恵みの雪。
環境・自然	新潟のハクチョウ、日光のニホンシカ、丹沢シカ、ガン、 ヒヨドリ、金華山のニホンザル、シカ 東北、関東の街路樹 東北のスギ・マツ 桜の開花全国的に遅咲新記録、平均 7～14 日おくれ、 鯉子、新潟、仙台、宮古、函館など 100～1,000 年 に 一度の珍事。	日光のシカ 200 頭餓死。新潟のハクチョウ 261 羽の異常 死 (寒波の餓死だが、餌付けなどの自然破壊もあるの で)、金華山のニホンザル 60 頭死 カンツバキ、サザンカなど、その土地に合わない暖地性 のもの、1～3 年生のものが多い。 東北のスギ、マツ 60～70 年なかったことという。	北九州市の博物館では標本の野鳥がもちこまれている (フクロウ、シロハラ、ルリビタキ、トラツグなど寒波 のため)

シカ、日光、丹沢のシカなどは、まさに寒冬、大雪の被害者である。

春になって低海水温による漁業への被害が大きくなっている。

追 記 *

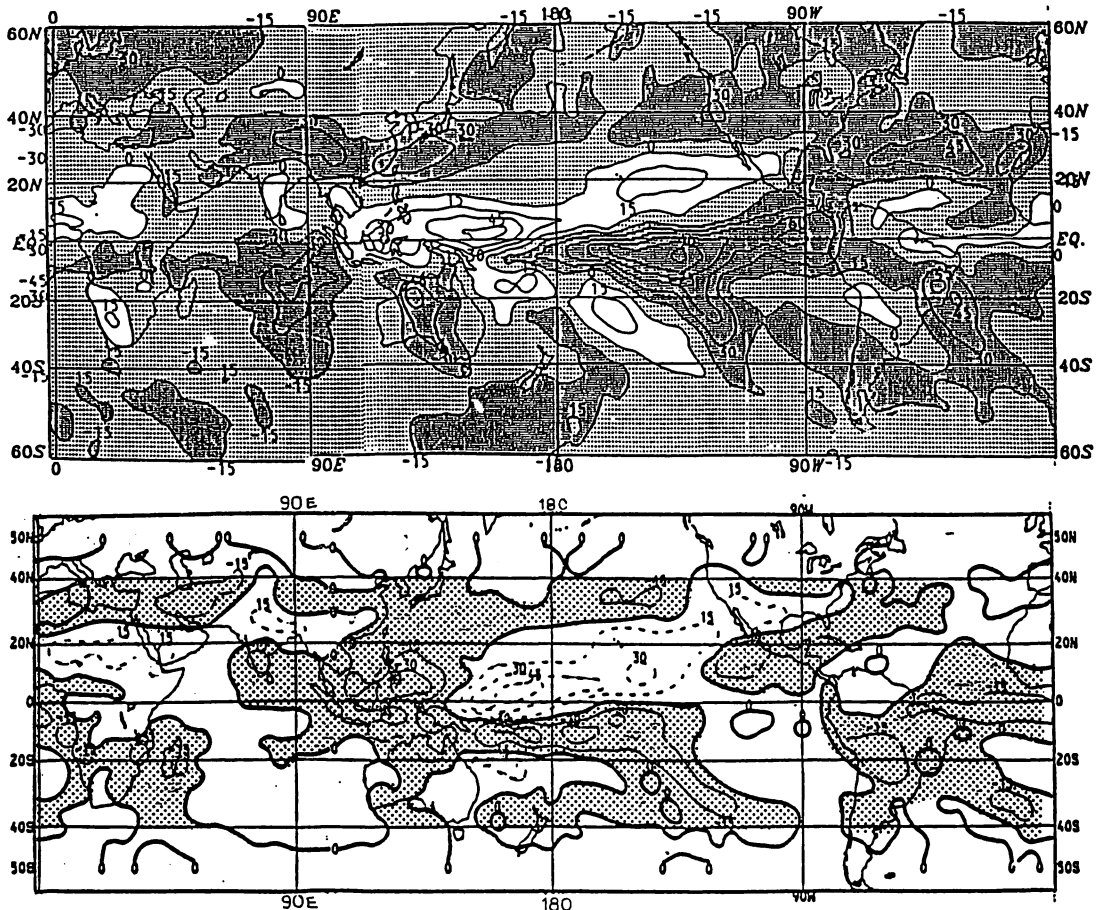
*(久保木・平沼)

4. 冬から春の西太平洋の天候

日本の寒冬・冷春が北半球規模の大きな南北循環の一部であるなら、当然、世界の天候にも大きな影響を及ぼしたはずである。また日本の天候に大きな影響を与えるとみられる西部赤道海域（熱帯）に顕著な特徴が認められたので、その状況を記しておこう（世界の天候は省略）。

1984, 83 年の赤道海域の特徴

図 13 は OLR（外向長波放射）1983, 84 年 3 月の平年からの偏差分布である。（熱帯域では OLR の値が小さい（大きい）程積雲対流が活発で、多雨（少雨）であるとみてよい。また熱帯域での負



OUTGOING LONGWAVE RADIATION ANOMALY, MARCH 1984. Outgoing longwave radiation anomaly. Anomalies are computed as departures from the 1974-1983 base period mean (1978 missing). Contour interval 15 Wm^{-2} . Positive anomalies are dashed.

図 13. 月平均外向長波放射（OLR）の偏差分布（平年値 1974～83, 欠 1978）

上：1983 年 3 月, 下：1984 年 3 月 （CAC レポートによる）

（等値線の間隔は 15 W/m^2 , 影の部分は負偏差域を示す）

(正) 偏差域は、平年より多(少)雨であることにほぼ対応している)。

1983 年と 84 年の日本の南(西部太平洋域)特にフィリッピンからインドシナ半島、インド附近の分布がまったく逆なことが認められる。

図 13, 上図は 1983 年 3 月の OLR の平年偏差分布である。

フィリッピン付近を中心にインドネシア、インドが正偏差、その北側の 20°N 以北のチベット高原、華南～台湾～南西諸島の負偏差が顕著なのが大きな特徴である。これに対応して、1983 年は、干ばつがフィリッピン、タイ、マレーシア、ラオス、ビルマ、スリランカ、インド南部、中国南部など、赤道から北緯 20 度までのアジア全体に広がった。一方その北側の香港では降水量が 1884 年以来の記録的なものになった。このように、北緯 20 度以北の華南から台湾～南西諸島にかけては記録的な冬の長雨(平年の 3～5 倍)となっている。もう一つの特徴はエルニーニョ現象のため南アメリカ、エクアドル、ペルー沖を含む東赤道海域に大きな負の偏差(多雨域)が認められる。

一方 1984 年 3 月の特徴は(図 13, 下図)フィリッピン、ボルネオ、インドシナ半島、インド南部などが負偏差となり多雨域となっている。この現実に対して、日本経済新聞 3 月 9 日付には「マレーシア、インドネシア南洋材の産地が 31 年ぶりの異常豪雨(12～3 月)に見舞われて、出材できなくなり、日本など輸入量も急減してラワン材などの価格が上昇している」という記事が載った。また、東赤道海域も前年とまったく逆の正偏差を示している。

このような赤道海域の OLR 分布の顕著な差は 3 月だけでなく、冬からの大きな特徴になっている。

このように 1983 年と 1984 年の、冬から春の熱帯地域の状況は大きく違っている。日本の天候も 83 年は暖冬、4、5 月は異常高温、6、7 月北日本低温と異常気象が続いた。一方 84 年は大寒冬、冷春、6、7 月高温と対照的な経過を辿った。図 13 をもう一度比較してほしい。赤道地方の海水温分布とそれに伴う降水域の現況認識として、この図は直観的な重要性をもっていよう。

編 集 あ と が き

残暑もようやく峠をこしました。第23巻の第1号を送ります。

この年、一口には“寒冬・暑夏”というところでしょう。それにしても天候はいつも人の意表をつくもので、それだけにその予想のむずかしさを身にしみて感じます。

(1) 一方、この長期予報は国際的・国内的に急速な動きがみられます。長期予報および気候変動の物理的な基礎を与えるため、国際的な学術連合が活発になりつつあります。一つはWCRP (World Climate Research Programme) の動き、一つはWMO 機構の中の実務的なニュアンスの強い CAS (大気科学委員会) の動きです。このへんの事情について、①栗原さんのWMO 出席の報告、②山田さんには J. Smagorinsky の論文を紹介して頂きました。

(2) 国内的には学術会議のもとにWCPR の日本版として、去る8月上旬、多方面にわたるこの方面の研究成果や、アイデアの研究計画の発表集会が気象庁で催され、盛況(3日間にわたって、約90編の発表)の中に、われわれの関心の強い大循環や長期予報も、本格的な学術の対象として狙上にのぼってきたという感を深めたものです。

(3) 長期予報の将来展望の一つにテレコネクションや、境界値的条件の統計的、理論的究明があります。元東大教授岸保先生にこのへんの御教示を頂きました。特に冒頭のもは“科学”(岩波書店)にのったものを転載させて頂いたので御厚意に感謝いたします。読者はこの中からさまざまなヒントをくみとることができるでしょう。

(4) 久保木“北暖西冷・豪雪”型について、酒井・久保木“北冷西暑型”の冷夏予想について、前者はt-1検定の予報法の1サンプルとして、後者はシベリアの積雪の境界条件の考察例として、ともに8月上旬、学会発表のものを掲げました。予報関係者の議論を期待します。

(5) 宮崎さん、酒井さんには長期予報課で毎月もたれている勉強会の一部を紹介していただいたものです。

(6) 最後の平沼さんの報文は今年の冬の多方面のまとめです。今冬は戦後の第1級の寒冬で今後も長く話にのぼるさまざまな話題と記録を残していった年で、いずれ予報者は記憶にとどめておく必要のある報告でしょう。

(7) 第2号は年内を目標にすすめています。(久保木)

△

△

△

グロースベッター役員の交代をお知らせします。

昭和 58 年度 久保木光熙，大塚 伸，酒井重典，上野達男（長期予報課），青木 孝（気研）

昭和 59 年度 久保木光熙，伊藤直敏，河原幹雄（長期予報課），田宮兵衛（気研）

L. F. グループ 昭和 58 年度 会計報告

昭和 58 年 7 月 1 日～昭和 59 年 8 月 31 日

収 入		支 出	
項 目	金 額	項 目	金 額
前 年 度 繰 越 金	292,093 円	印 刷 費	434,000 円
会 費	638,000 円	（vol 22 Na 1	224,000 円）
（58 年度分および		（vol 22 Na 2	210,000 円）
前年度分等の遅		郵 送 ・ 通 信 費	37,335 円
納入分		事 務 用 品 費	1,080 円
		次 期 繰 越 金	459,212 円
預 金 利 息	1,534 円		
収 入 計	931,627 円	支 出 計	931,627 円

昭和 59 年度（第 23 巻）分の会費（1,000 円）は，なるべく早く納入してください。

なお，前年度分等を未納の方は忘れずに今年度分とあわせて納入してください。

納入には次の口座のいずれかを御利用下さい。また，何かのついでに気象庁長期予報課へ御来室した際でも直接納入できます。（会計担当 伊藤 直敏）

(1) 郵便口座

大手町一郵便局

口座番号：東京 5 - 165913

加入者名：L F グループ

(2) 銀行口座

富士銀行本店営業所（店番号 110）

口座番号：203156

名 称：L F グループ