

気候変動シンポジウム

去る2月18日(水), 気象学会主催の月例会「気候変動」のシンポジウムが京都大学防災研究所で開催された。その概要をとりまとめたものである。

目 次

1. 高野健三(理研): 6,500万年前の海洋大循環
2. 大内正夫(京都教育大): 気候・海況変動の周期的成分の安定性の問題について
3. 土屋 巖(国立公害研): 月山・鳥海山小氷河群の年々変動とその気候的解析
4. 須田滝雄: 地磁気活動度の周期変化とその気象学的意義
5. 山本武夫(徳山大): 日本の歴史時代の気候変動と大気循環
6. 荒川秀俊(東海大): 富士山測候所の観測資料から推定される気候変動
7. 福井英一郎(東京成徳短大): 地球上における冬期気温の変動傾向
8. 中島暢太郎(京大防災研): 南アジアの気候変動
9. 水越允治(三重大): 異常気温出現の経年変化と地域的対応(第2報)
10. 吉野正敏(筑波大): 月平均100mb 等圧面高度図型と東西指数・波数解析値について
11. 朝倉 正(気象庁): アルベドの変化と栗原モデルによる大気大循環の変動

551. 465

6,500万年前の海洋大循環*

高 野 健 三**

1. ま え が き

古い時代の海洋大循環がどのようなになっていたかということは、気候の変化や海底堆積物の分布、あるいは海中生物の分布などとも関連があり、最近はその次第に関心を惹くようになってきた。

いっぽう、固体地球の研究が進んで、過去の地球の陸と海の分布がすこしずつ明らかになってきた。

ここでは、6,500万年前の海の形(小林和男, 私信)を使う。6,500万年前の海の形は現在とはかなり違うけれども、まったく違うというほどでもない。もっと前にさかのぼると、海と陸の分布は単純すぎる。

問題の設定にあいまいな点が二つあって、一つは当時

の海の深さの分布がわからないことである。海の深さが大循環に及ぼす影響はまだよくわからないけれども、たとえば、南アメリカ大陸と北アメリカ大陸の間の海峡(以下、中央アメリカ海峡と呼ぶ)の深さが北大西洋の循環に及ぼす影響は小さくないかも知れない。

他の一つは当時の大気の状態がわからないことである。海の大循環の原動力のたいせつな部分がわからない。

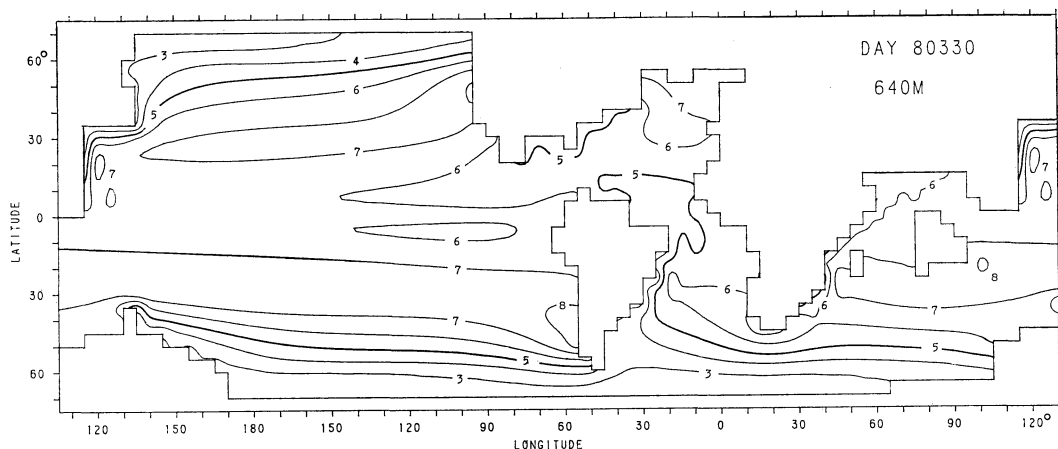
そういうわけで、“6,500万年前の大循環”というよりは、“海の形が大循環に及ぼす影響”というほうがよいのかも知れない。

海の深さは一定と仮定し、大気の状態は現在の状態と同じであると仮定する。

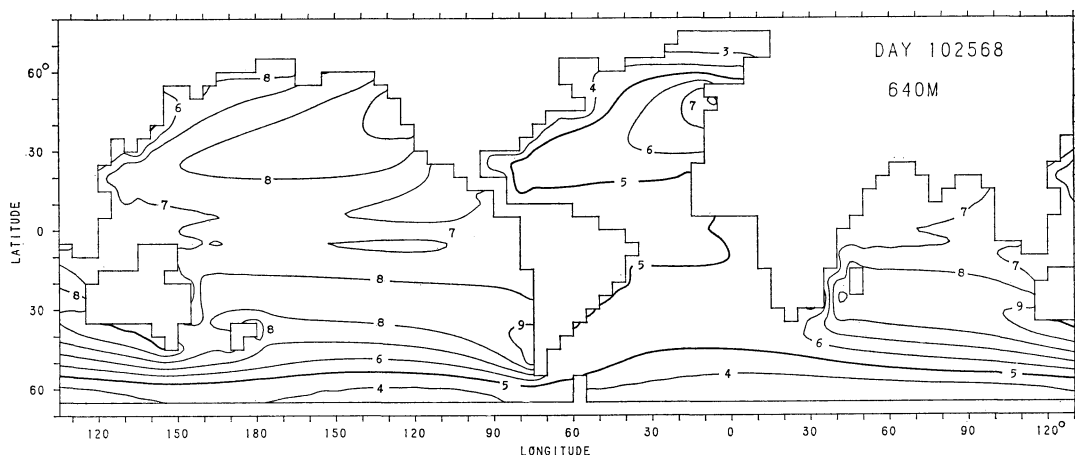
この仮定のもとに、流速の水平成分の順圧成分(鉛直平均)はすでに計算した(Takano, 1975 a)。今回は傾圧成分と水温の計算を行った。

* A possible general circulation in the world ocean of 65 million years B.P.

** K. Takano, 理化学研究所



第1図 6,500万年前の等温線 (°C). 深さ 640m.



第2図 現在の等温線 (°C). 深さ 640m.

2. 模 型

つぎの仮定をおく,

(イ) 海水の密度は水温だけできまる. 熱膨脹率は温度にかかわらず一定である.

(ロ) 氷は考えない.

(ハ) 大気との間で交換される熱量 Q は Haney (1971) にならって,

$$Q = d \times (T_A - T_S)$$

とおく. T_S は予報される表面水温, d は比例定数, T_A は“基準気温”とでも呼ぶもの. つまり, 熱交換にかかわるいろいろな過程はすべて基準気温と表面水温の差であらわされる.

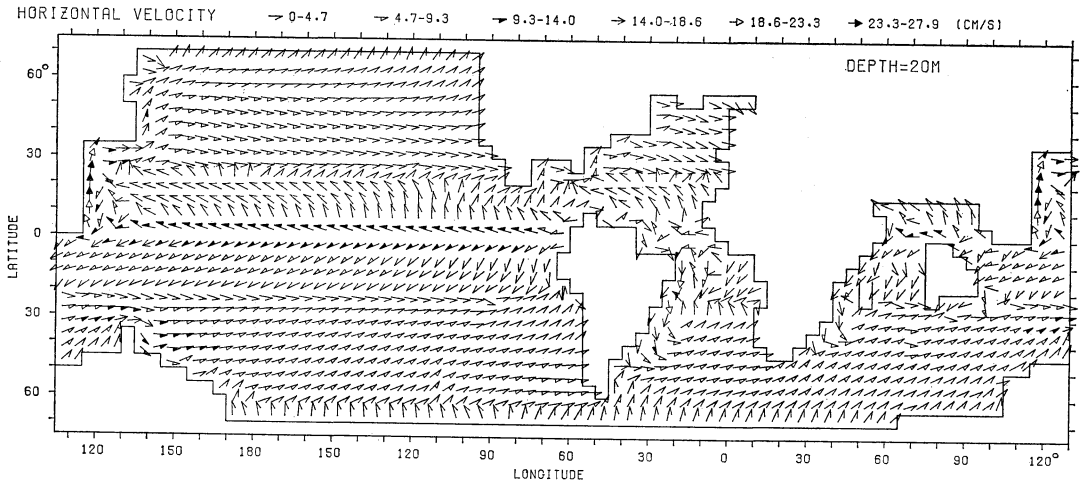
(ニ) 塩分は省く. 大循環は上の Q と海面に働く風の

応力とで駆動される.

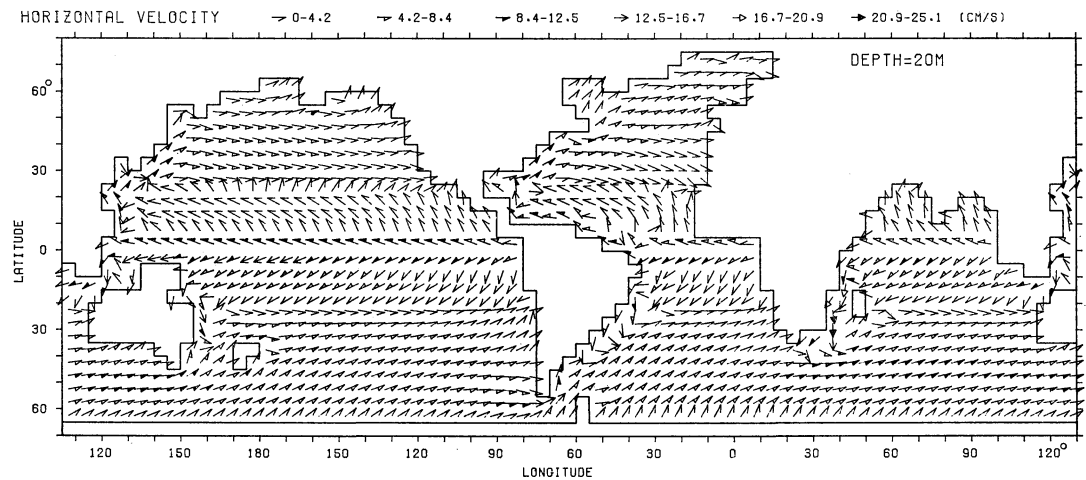
流速の水平成分と水温を $20 \cdot 120 \cdot 640 \cdot 1,280 \cdot 2,760$ m の深さで, 流速の鉛直成分を $70 \cdot 380 \cdot 960 \cdot 2,020$ m の深さで計算する. 海の深さは 4,000m である.

順圧成分の計算 (Takano, 1975 a) では緯度は 4° ごと, 経度は 2.5° ごとに格子点を設けたが, 今回は緯度・経度とも 5° ごとに格子点を設けた.

計算方法は Takano (1975 b) とほぼ同じである. 違う点は, 熱の水平移流の計算をわずかに上流方式 (upstream scheme) としたことである. 渦動拡散係数なるべく小さくし, しかも騒音の発生を抑えるためである (高野, 1974).



第3図 6,500 万年前の表層の流速.



第4図 現在の表層の流速.

3. 計算

つぎの二つの場合について計算を行った.

(I) 6,500万年前の海, (II) 現在の海.

(I), (II) とも, 初期条件として水温を緯度と深さの関数として与えておく. 基準気温 T_A も風の応力も緯度だけの関数である.

(I) については220年あまり, (II) については280年にわたって時間積分を続ける. ほぼ定常な状態になる. 表層だけを考えるなら10年くらいでよいが, 深層までを考えるならすくなくとも200~300年は必要である.

4. 結果

結果の一部を図示する. 第1・2図は深さ640mでの水温分布である.

(イ) (I) は (II) にくらべて, 太平洋の水温は低く, 大西洋の水温は高く, 南極海の水温は低い. (I) では北太平洋は 70°N まで延びているが, 北大西洋は 55°N までしか延びていないし, 南極海は (I) では 70°S まで延びているが, (II) では 65°S までしか延びていないからである.

(ロ) この深さでは中央アメリカ海峡を通して太平洋から大西洋に水が流れているが, 大西洋の水温は強い影

響を受けない。

第3・4図は表層の流速を示す。(I)は(II)にくらべて、

(イ)北大西洋の流速、とくに湾流の流速が小さい。その理由は、赤道の北を北アメリカ大陸に向かう(現在の)ギアナ海流やフロリダ海流が中央アメリカ海峡を太平洋へ抜けてしまうからではなく、逆に太平洋から水が流れこんできて、これらの海流を抑える傾向があることと、大西洋の東西方向の巾も南北方向の巾も狭いため強い海流が生じにくいことである。

(ロ)太平洋は現在よりも広いため、黒潮は強くなる。

(ハ)オーストラリアが現在よりも南にあって南極大陸にはば接しているため、南極海流はやや弱い。

(ニ)印度洋にはまだ大きい島が漂っており、今日よりはいちじるしく狭いため、流速はずっと小さい。

つぎに海水が南北方向に運ぶ熱量を計算した。この熱量は水平大循環(大循環を鉛直方向に積分したもの)が運ぶ熱量と子午面鉛直大循環(大循環を経度方向に積分したもの)が運ぶ熱量と渦動拡散が運ぶ熱量の和になる。(I)は南極海が環状ではないため、南半球南部では子午面鉛直大循環がやや強くなり、したがってやや余分

に熱を運ぶことになる。

しかし、緯線を横ぎって南北方向に運ばれる熱量の緯度分布は、(I)と(II)では大差はない。

緯度・経度とも 5° という格子が粗いので細かいことはわからないけれども、大きな特徴だけを見れば、(I)と(II)の違いは大きくはない。この違いはおもに海の大きさから生じているのであって、海の形はあまり利いていないようである。

文 献

- Haney, R., 1971: Surface boundary condition for ocean circulation models, J. Phys. Oceanogr., 1, 241-248.
 高野健三, 1974: 移流の差分形, 日本海洋学会誌, 30, 207-208.
 Takano, K., 1975 a: A possible general circulation in the world ocean of 65 million years B.P., La mer, 13, 72-78.
 Takano, K., 1975b: A general circulation model for the world ocean, Num. Simulation of Weather and Climate, Tech. Rept. No. 8, Dept. Meteorology, UCLA, 46.

551, 583, 13; 551, 526, 6

気候・海況変動の周期的成分の安定性の問題について*

大 内 正 夫**

要 約

最近の世界的な気候・海況変動の異常性、特に著しい寒冷化傾向は、氷河最盛期の1/6の寒冷化に相当するといわれているが、これが今後いつまで続くか、誰も明確な説明を与えていない。その原因は不明であり、現在、科学的な予測に対する方法論は確立されていない。最近、新しい氷河期生成論も提出されているが、もちろん、その確証の段階にいたっていない。しかし、もしも気候・海況の周期性が確実に存在し、かつそれが安定しておれば、未来の予測も期待できる筈である。こういう観点から気候・海況の変動特性を調べて、2～3の知見を得たので報告する。

1. ま え が き

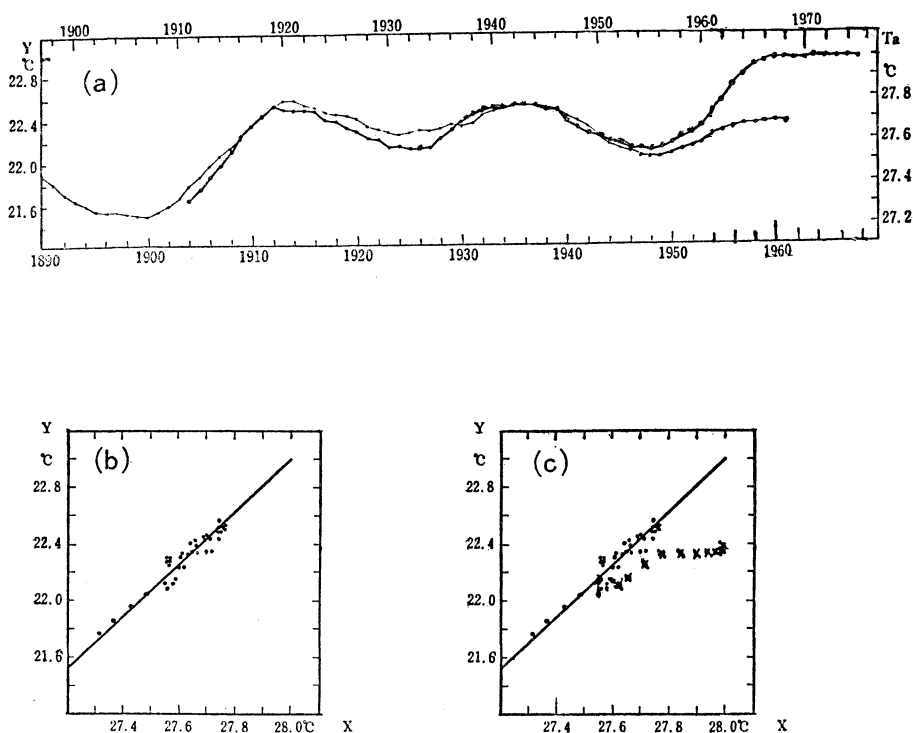
気候変動の最近の異常性に対する今後の見通しについては、すでに幾人かの研究者がその見解を発表している。しかし、それらは一つの実現可能性を述べているに過ぎず、必然的に実現するという法則性の発見までには、もちろん至っていない。

は、もちろん至っていない。

気候・海況変動の科学的予測を可能にするためには、地球の規模の大気・海洋変動を一義的に規定する諸条件やその法則性の発見が必要である。それには現在、まだ時間的にも空間的にも観測資料が不足であり、今後長期にわたる観測と研究とを要することは明らかである。そこで、最近は気候・海況変動の指標となるような、過去のあらゆる事象を探し求める努力と方法が、数値実験による探究方法と共に重視されている。

* Some Problems concerning Stability of the Periodic Constituent of the Climatic and Oceanic Variations.

** M. Ōuti, 京都教育大学



第1図 山形と台北の夏の気温の比較と相関。

- (a) : 細線・山形の気温, 年代のスケール上端。
太線・台北の気温, 年代のスケール下端。
(b) : 山形の気温と台北の気温の相関図 (1897~1960年の資料)。
(c) : 山形の気温と台北の気温の相関図 (1897~1975年の資料)。

また, 他方, 気候変動の原因に対しても, 過去の変動特性を総合的にうまく説明できるような定説がないので, 最近には特に新しい原因論の提唱も活発に起こっている。

例えば, W.H. McCrea (1975) の「銀河系の渦状腕を構成している細塵からなる帯状部分が, 時どき太陽系惑星軌道内に入ってきて地球が受ける太陽放射に影響を与え, 氷河期の形成を誘発する可能性がある」という考えもその一である。これに反し, 地球内因説を重視する川井 (1976) の地球磁気の衰退による寒冷化説などがある。それらは, もちろん最近の気候変動と直接結びつくとは限らないが, 長期の気候変動は短期のその特性を反映するという仮説があるので, そういう視点からの考察による検証も有意義であろう。

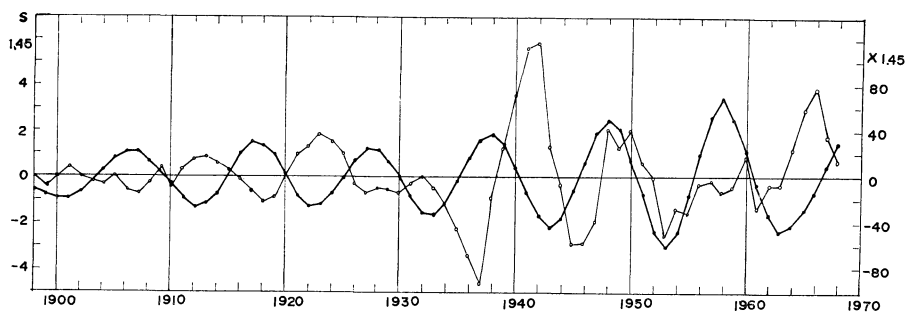
気候変動特性の複雑さのために, その原因を大気・海洋現象を初めとする地球自身および地球-太陽系から, 太陽系のすべての惑星の太陽活動に及ぼす潮汐力とそれが地球に与える周期的現象との関連など次第にその領域

を拡大し, ますます精緻な解析が要求されるようになってきた。しかし, 実際にそれがどの程度, 実現可能かどうかの検証は現在資料不足でその妥当な評価はできない。

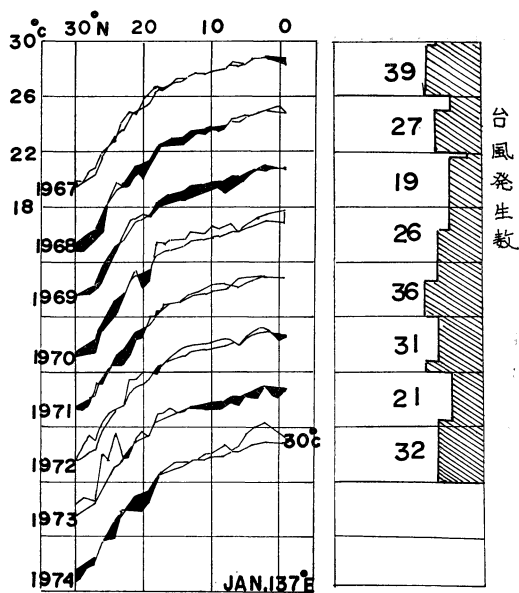
ここでは将来の気候変動の動向に対する見通しを得るため, 過去において比較的確実な周期性をもっていると思われる諸現象のうち, 筆者がかつて報告した気温の24年周期, 台風発生数の消長と11年の太陽黒点数との関係, および樹木の生長率が示す100年周期と南西風の消長などについて, あるものはその後の資料を加え, 他はほかの研究者の資料との比較考察を行なったので以下に報告する。

2. 24年周期の気温変動の安定性

先の報告 (1964) で山形の夏期 (6・7・8月) 気温の移動平均値には24年の長周期変動が見られたが, それが台北の気温においても同様に, きれいな24年の周期的変動があり, しかも, 前者は後者よりも7年の位相の遅



第2図 夏の台風発生数(太線)と太陽黒点数(細線)。



第3図 左: 137°Eの海洋観測線上における1月の表面水温(増沢と長坂, 1975による). 右: 年間台風発生数。

れがみられた。

その位相の遅れを考慮した両者の相関係数は0.95であった(第1図(b)). 上記の気温の統計期間は山形は1890~1960年, 台北は1897~1960年で, その移動平均値は5年と11年の周期的変動を消去するため, 最初に5年で移動平均したものを更に, 11年で移動平均したもののについての相関である。

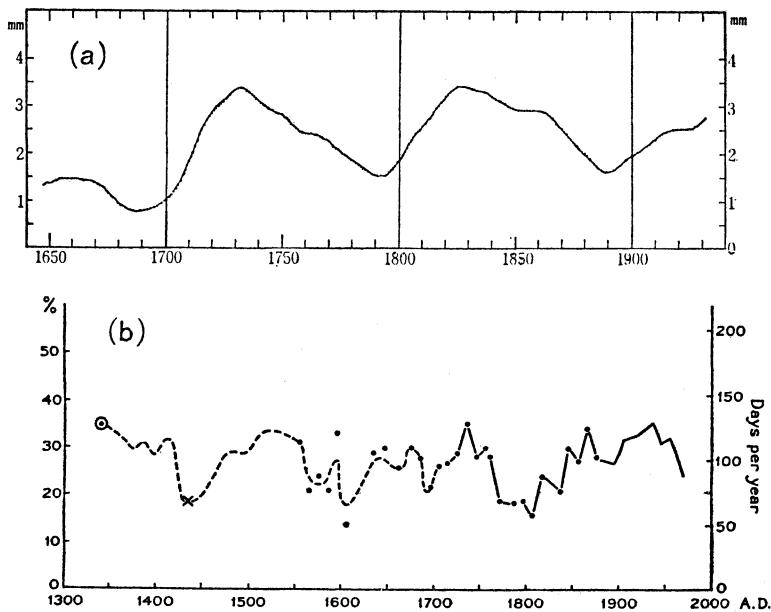
そこで今回はその後の状況を見るため, いずれも1961年から1975年までの観測値を用いて同様の操作を行なって調べた。その結果は第1図(a)に示す通りであり, 前の状況とは異なり, かなり乱れている。その相関図も直

線からかなりずれている(第1図(c)). これは台北の気温の乱れによるが, 都市気象の影響によるかどうかは不明である。山形の気温の方はまだ24年周期が維持されているとも見られる(第1図(a))が, 今後数年の経過を見守る必要がある。もしも, 山形の気温の24年周期が持続するとすれば, 1907年頃の気温ぐらいに低下するのは何年後かに興味をもたれる。その24年周期が今後も持続すれば気温の谷に当たる1979年や2003年付近の変動に注目したい。台北の気温変動の乱れが, 何か他の一時的な擾乱によるとすれば, また再び24年の周期的変動がやがて現われることが予想される。

3. 台風発生数と太陽黒点数の周期的変動の逆相関の安定性

先きに報告(1968)した台風発生数は1896年から1964年までの観測値を用いて太陽黒点数と比較したが, 両者は1946年頃までの約50年間は逆位相で変動しているが, その後は同位相となっていた。それでその後の状況を見るために1975年までの資料を用いて調べた。ところが, 第2図に示すように1962年頃から現在まで, 再び逆位相で変動しているように見える。なお, 第2図の曲線は両者とも5年で移動平均(5RM)したものを, 更に11年で移動平均(11RM)し, 前者から後者を引いた値(5RM-11RM)を示したものである。

上述の台風発生数と黒点数とは逆位相の状態が正常で同位相の場合は何か他の擾乱の影響か, どうかは現在不明である。ただ, 両者が同位相になった年代あたり, すなわち, 1947年に黒点数は151, 同じく1957年には190という1778年以来の異常に大きな値を示している。今後の黒点数は過去の資料から推定すると, 21世紀までは減少の傾向にあり, 150にも上るピークはないと思われるので, 両者の逆位相の関係は当分保持されるかも知れない。



第4図 100年周期の山形産ケヤキの生長率とイギリス南東部における南西風の頻度。

- (a) : 山形のケヤキの生長率 (5年・11年・25年で移動平均した値), 樹齢323年 (1629~1951 A.D.).
 (b) : 1340年 A.D. 以来の イギリス南東部における地表の南西風の頻度 (H. H. Lamb, 1972による).

4. 台風発生数と気温・水温の関係の扱い方の問題点

先に夏期 (7・8・9月) の台風発生数と Wake 島 ($19^{\circ}17'N$, $166^{\circ}39'E$) の同期の平均気温とは極めて見事な対応を保って逆位相で変動していることを報告 (1974) した。これはまた Canton 島の水温も同様に台風発生数とは逆位相で変動している傾向が見られた。しかし、その理由は不明であり、両者の関係は表面水温の高い海域ほど台風発生数が多い事実と併せ考える時、甚だ奇妙に思われた。

ところが、最近、増沢と長坂 (1975) は、西太平洋の $137^{\circ}E$ 線上の $1^{\circ}S$ から $34^{\circ}N$ にわたる 1967年から1974年まで毎年1月に実施の気象庁・凌風丸の海洋観測資料を解析して多くの新しい事実を報告している。その中で表面水温の変動を極めてわかり易く図示しているが、それと全年の台風発生数とを試みに比較のために図示すると、第3図のように、両者はよく対応して変動するのを見出した。これは上述の Wake 島や Canton 島の気温や水温の関係とは反対で、水温の高い年に台風発生数が多く、水温の低い年に台風発生数が少なくなっている。

この事実は大洋と熱帯の洋上に散在する島およびその周辺の構造上の相異による気象・海象の局地的な特性と思われる。従って、特定の島の気温や、その沿岸水温は大洋の一般的な気象海象の代表値として用いる場合は慎重でなければならぬが、これも多くの観測資料の蓄積なしには解決できぬ問題である。

5. 100年周期の樹木の生長率と南西風の変動の安定性

先きに山形産の樹齢323年のケヤキの生長率に極めて見事な100年の周期的変動があることを報告した (1964)。また、この変動は夏期 (6・7・8月) の東京と山形海面気圧差の変動とは逆位相で変動していることを見出した。すなわち、両者とも5年と11年の移動平均したものについて、その気圧差が0.1mb増す毎に、生長率は0.4~0.5mm/年減少している。この気圧差は両者の地理的位置を考慮し、地衝風を仮定すると、気圧差0.1mbに相当する風速は約30cm/secある。従って、風速が1m/sec増す毎に生長率は約1.5mm/年減少することになる。夏期の日本付近は北太平洋高気圧の西縁に位置し、その影響を強く受けており、上記の地衝風は主として南

西風を表わすとみられる。従って、前述のケヤキの生長率は約 300 年の夏期の南西風の消長の指標と見なされる。また一般に夏期の東京—山形の気圧差が小さい時は、北太平洋高気圧の発達には隆盛であり、気圧差が大きい時はその発達が衰退しているように見える。上記のケヤキの生長率は第 4 図(a)に示すように、その谷は 1690 年・1790 年・1890 年、その山は 1730 年・1830 年と極めて安定した 100 年の周期的変動をしている。ただし、山形の夏期気温変動との関係は単純でないで、局地的な気温の指標とはならないが、グローバルな気圧配置の指標とみることができよう。

一方、H.H. Lamb (1972) がイギリス南東部における 1340 年 A.D. 以来の南西風の頻度を調べているが、その図を比較のために示すと第 4 図(b)のようであり、各新世紀初め付近が谷になっており、山形のケヤキの生長率曲線と良い対応をなしている。Lamb はイギリスの南西風の頻度の多い年代は一般に温和な傾向を示すことを 900 年 A.D. 以来の気温の資料を用いて述べている。この種の 100 年周期は各世紀末又は新世紀初めを中心とした前後 10 年位の間にその谷があり、全球的な規模の気候変動の極値が存在すると思われるので、予測の視点から重視したい。

6. 気候・海況変動の周期的成分の安定性と予測の問題

気候・海況変動の周期又はリズムの長さは、2 年・3 年・4 年・5 年等々から長いのは 700 年に至る 20 種以上の各種が報告されている。しかし、それが正確な周期をもって持続し、安定しているため将来の予測に役立っているというものは現在殆どないと思われる。

最もはっきりした 11 年の太陽黒点周期にしても、その平均の周期は 11 年であるが、1700 年から現在まで 25 周期についてみても、短いのは 9 年、長いのは 14 年である。しかも、同じ形態のもの 2 つは存在しないことは、地球上における毎日の気温変動と似ている。そこで黒点は、太陽の気象現象といわれるのもうなづけよう。

気象・海況現象は天体の惑星運動のような正確な周期運動は存在しないが、その周期的変動の存在とその特性の正しい理解に立脚した予測の効用は無視することはできない。

実際、太陽黒点活動の 11 年周期に関する限りは、これまで 275 年に亘る資料からその変動特性がかなりわかってきたので、ある程度の予測も可能である。しかし、黒点活動の他の周期に関してはまだまだ不明の点が多いが、これは観測期間が増大すれば 11 年周期と同様次第に

明らかにされるであろう。

海洋における極潮汐の 14 月周期の章動波と 1 年周期の水位振動の 2 つの波の干渉からなる 7 年周期の変動の実証例 (マクシモフ, 1974) や、海洋の 4 年ないし 5 年周期の変動のように場所的な条件によっておこる可能性が長周期潮汐波の理論的考察から指摘されている (Pradman, 1960)。

これらは気候・海況変動の原因は太陽活動以外に、地球自身の運動や形態、地形等によっておこることの好例である。実際、忍路の夏期 (6・7・8 月) の潮位には 1912 年から 1932 年まで 4 年の連続した周期的変動が現われている。

次に気象・海況変動を周期的に起こす可能性のあるものは、惑星の配列の周期的変化による潮汐力の太陽活動および地球に及ぼす影響である。これは特にマクシモフ (1974) などが強調し、その立証に努めているようであるが、現在海洋における長期の観測資料不足のため、その確証を得るまでには至っていない。

最近、J. グリビンと S. プレージマン (1975) は 1982 年に太陽系惑星の直列現象によって異常気象や地震がおこると予測している。それは一つの可能性であっても必然性の証明はなされていない。前述の山形のケヤキの生長率による気候変動の予測の可能性も同様である。気候変動を起こす原因は極めて多いので予測できない突発的現象、例えば大きな火山爆発のような現象がおこれば、その影響にかくされて乱されることもありうる。しかし、一方の特性が明確であれば両者の分離も可能であろう。

7. むすび

本報は「気象・海洋災害の長期予測に関する基礎的研究」を目的とし、予測を可能にするためには過去の周期的現象が安定し、持続することが必要であるという観点から考察した。

こういう観点からは気候・海況変動を起こす原因としては、太陽活動の周期性と太陽および地球に及ぼす太陽系惑星の周期的配列による潮汐力、および地球自身の各種運動と形態・場所的条件等である。現実起こっている気候・海況変動の周期現象は 20 種以上もあるが、それがどういう原因に対応するか、むしろ不明の種類の方が多い。気象・海況変動には突発的に起こる予測不可能な原因や人為的影響による効果などその評価の困難なものもある。周期的変動から予測される実現の可能性を検討し、現実と照合してその当否を確かめるという平凡ではあるが確実な方法を採用するとすれば今後長期にわたる歳

月と観測資料や研究が必要である。

本研究は文部省の科学研究費の助成を受けた。また、1975年度の太陽黒点の観測資料を提供して下さった東京天文台太陽物理部、台北の気温の資料の供与にご尽力下さった日本気象協会の方々のご厚意に深謝いたします。

文 献

グリビン, J. and S. プレージマン, 1975: 太陽黒点の周期と惑星の配列, 「惑星直列」平野正浩訳, 149-183, 金沢文庫刊。

速水頌一郎, 大内正夫, 1968: 台風経路の長期変動, 気象研究ノート, 97, 33-37。

川井直人, 1976: 「地磁気の謎」—地磁気は気候を制御する, 講談社刊。

Lamb, H.H., 1972: Periodicities registered by the behaviour of the atmosphere or Oceans, "Clim-

ate" Present, Past and Future, 231-241, Methuen. McCrea, W.H., 1975: Ice ages and the Galaxy, Nature, 255, 607-609.

マクシモフ, N.B., 1974: 地形・月・太陽による「海洋・気候の長期変動」高野健三, 遠藤昌宏訳, 東海大学出版会刊。

Masuzawa, J. and K. Nagasaka, 1975: The 137° E Oceanographic Section, Jour. mar. Res. Suppl., 33, 109-116.

大内正夫, 1964: 24年周期の気温変動の実例とその伝播機構, 京都学芸大学紀要, B, 24, 17-24.

大内正夫, 1964: 樹木の生長率と気候変動, 京都学芸大学紀要 B, 25, 89-107.

大内正夫, 1974: 台風発生 of 長期変動と発生域の海況, 京都教育大学紀要 B, 44, 27-32.

Prodman, I., 1960: The condition that a long-period tide Shall follow the equilibrium law, Geoph. J. Roy. Astr. Soc, 3, No. 2, 244-249.

551, 583; 551, 324, 63

月山・鳥海山小氷河群の年々変動とその気候的解析*

土 屋 巖**

1. はじめに

1975年1月の気象学会月例会「気候変動シンポジウム」において、最近の数年間における東北山地地形的雪線の下降現象を論じたが(土屋, 1975), その後の調査により、1973/74年冬季降雪量がきわめて大であったことがわかり、それを原因とした地形的雪線の大きな低下現象が一時的なものであったとしても、月山・鳥海山に発生したいくつかの小氷河群(小氷河の定義は土屋, 1975参照)の中には明白な氷河現象を示すものが認められた(土屋, 1976a)。

一般に年々の雪線高度の変動は、気候の年々変動を反映するものと理解されているが、冬季降雪量や夏季気温その他が関連し、一義的には定められない場合が多い。筆者は、前報で、冬季における500mb面における気温偏差が山地積雪量の指標になること、ついで地形的雪線の変動を規定する重要な要因であることを指摘したが(土屋, 1975), その関係は今回の解析でもほぼ認めることができる。

なお、近年の北極を中心とする北半球高緯度地方の寒冷化現象との関係は、資料が不十分であり、かつ入手の時間的おくれもあって十分な検討は困難であるが、グローバルな雪水平面限界の年々変動についての情報との比較を若干試みたので、上記解析と合わせて説明したい。

2. 小氷河群の年々変化

2年以上継続して存在した残雪に起因する小氷河は、日本の北海道・東北・中部地方のうち日本海側に面した山地にいくつかあるが、一つが数ヘクタール以上の規模に達するものの数は限定されており、とくになだれの混入しない“吹きだまり型(drift type)”では、現在のところ明白な“小氷河”段階のもの以上に成長する数ヘクタール以上のものは少ない。

斜面に発生した“小氷河”が、明白な流動現象を示すようになるためには、厚さの増大が必要であるのが普通である。吹きだまり型の越年性残雪は卓越風下斜面の浅いくぼ地にあるため、厚さの増大は同時に面積の増大を伴うことが多い。

第1表に、最近数年間の地形的雪線の下限高度の推移を示したが、下限高度の低下現象のあることが、“小氷河”あるいはさらに進んで niche (くぼ地) 氷河とも言うべき小型の山岳氷河(いわゆる圈谷氷河の典型的なも

* Year-to-year variations of glacierets of Mt. Gassan and Mt. Chokai, Japan and their climatic analyses.

** I. Tsuchiya, 国立公害研究所環境情報部

第1表 東北山地の地形的雪線の年々変動の例
(10月を基準にする)。

	月山(最高点1980m)	鳥海山(最高点2237m)
1971	1560m	1400m(著者推定)
1972	消 失	1560m以高(著者推定は1800m)
1973	1560m	1400m
1974	1500m以下	1250m
1975	1700m以高	1500m~1600m(空中写真より判定)

のより大分小さいものと言える)が発生するために必要であると考えられる。第2表は、月山・鳥海山における残雪の形態変化の年々の推移を示したものである。なお、標題で“小氷河群”の名称を用いたのは、月山・鳥海山のいずれにおいても、最近数年間のうちに少なくとも“glacieret and snow field”以上の階級に進んだことのある残雪群がいくつかあるためである。また、すでに明らかにしたように(土屋, 1974, 1976 a), これらの山地では、春までに30m以上に堆積した積雪は、融解季節の終る10月までに残雪の大部分が氷に変化する(密度0.82~0.84以上)。したがって、月山・鳥海山では“glacieret and snow field”と表現されるものの実体は、ほとんど大部分が氷体であるということが出来る。ただし、氷体を構成する結晶の大きさは径1~2mmのものが多く、外気にさらされる表面近くのもの、結晶粒界が分離して“ザラメ雪”状になる部分もかなりある。しかし、10~30cmの深さでは、すべて氷になっていることが多い。

3. 鳥海山貝形小氷河の性格

“貝形小氷河”の形態計測や流動測定に関する報告は別に発表した(土屋, 1976 a b), ここでは簡単に述べると:(1)鳥海山南斜面の一冬の終りにおける積雪量については、冬季の北西季節風下斜面において、なだれを含まずに30mをこす地帯がかなりあり、1974年4月6日の積雪深写真測量では40~50m以上の部分もいくつかあった。(2)越年臨界積雪量は冬の終りに30m以上と算定される。(3)夏から秋にかけて残雪(1年雪)のかなりの部分が氷化する。(4)“貝形小氷河”の流動測定では、1975年8月に15~20cm/日以上、10月には1cm/日を得られたが、これは1974年の場合よりかなり大きな流速で、1974年夏~秋の合計が数m以内と算定されるのに対し、1975年の同じ期間の流動量は15m前後になる。(5)“貝形小氷河”は1975年8~10月の間に、

第2表 月山・鳥海山における代表的な小氷河群の形態上の年々変動。

	月 山		鳥 海 山		
	大雪城	東 沢	大 股	心字雪	貝 形
高 度	1750~ 1825m	1560~ 1610m	1560~ 1970m	1560~ 1900m	1350~ 1450m
1971	0	2	(3)	(3)	(2) ₍₁₎
1972	0	0	(3)	(3)	1
1973	(1) ₍₀₎	1	3 ₍₂₎	3 ₍₂₎	1
1974	1 ₍₂₎	2 ₍₃₎	(3)	(3)	2 ₍₃₎
1975	2 ₍₃₎	2 ₍₃₎	(3)	(3)	3
1974年10月の面積と中心の厚さ(推定を含む)	>5ha >10m	1.05ha >9m	>18ha >30m	>10ha* >15m	>4.5ha >15m

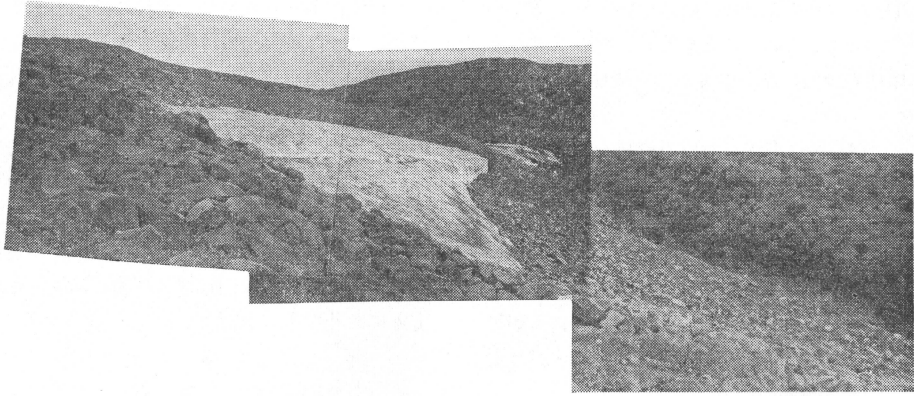
0—消失, 1—perennial snow cover, 2—glacierets and snow field, 3—niche glacier.

いずれも吹きだまり型で10月における状態であり、()は推定を示す。

* 数個に分れたものの合計

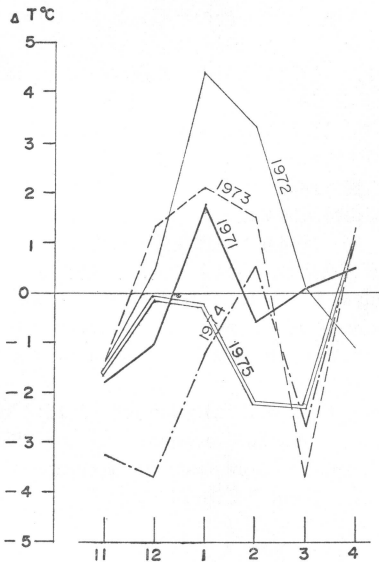
前面の氷壁部分で融解に基づく消耗量を上廻る前進を示した(4.5m以上)。(6)1974年秋には認められなかったが、1975年秋には氷体底面に接した部分の岩石上に多数の平行した(流動方向に)すり傷ができていた。なお、それは1974年秋には氷体におおわれていた部分であり、少なくとも2年以上経過した氷体によって作られたものであり、氷体底面の流動現象を間接的に証明するものである。(7)“貝形小氷河”表面および内部の温度は10月11日の日中において、-2~-3°Cの部分が多く(測定できたのはいずれも表面から50cm以内であるが)氷厚の厚い部分でより低温の傾向があった。また、8月にも表面近くでマイナス温度部分がいくつかあったが、内部温度測定では0°Cにまで昇温している部分を認めることができなかった。このことは、典型的温帯氷河の下流部における温度分布との類似点が少なく、むしろ上流部函養区の状態に近いことを示唆するが、氷厚が10m前後では比較が困難であるともいえる。

以上の内容は、“貝形小氷河”が小型ではあるが、山地斜面のくぼ地(niche)に発現した山岳氷河としての推移を示したという考え方と矛盾しないものといえる。第1図は、1975年10月10日の“貝形小氷河”の全景写真であるが、ほぼ鉛直になった前面氷壁状の場所で厚さが約10m、全面積(谷川に分離したものを含まない)が約



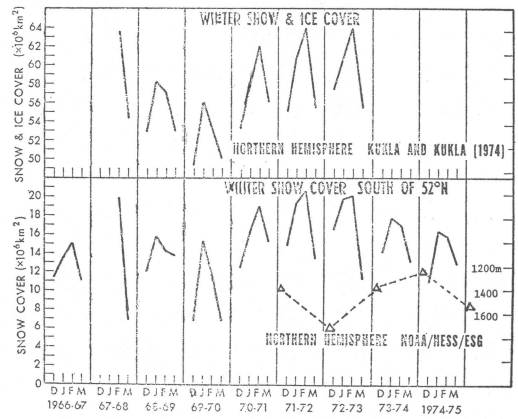
第1図 1975年10月10日の“貝形小氷河”全景。

1972年には消滅寸前、1973年には1.4ha、先端近くの厚さ7m、1974年には4.5ha以上、15m以上になって谷の上のものと連結したが、1975年には2ha、10mになった。ただし先端の最大傾斜は1973年の48°から1974年の70°そして1975年の90°あるいはオーバーハングへと変化した。



第2図 秋田における500mb気温偏差の年々変動(1951~1970年平均との差)。

2ヘクタールという状態は、1974年10月における厚さ15m以上、全面積約4ヘクタール(谷川上のと連結した部分を加えると4.5ヘクタール)以上と比べるとかなり縮少したことになる。しかし、氷河としての現象は前年より明白になった。これらの点を考慮して、第2表はまとめられたが、地形的雪線の昇降は、小氷河群の面積や厚さの変化を示すことにはなっても、氷河活動には若干



第3図 雪氷限界と地形的雪線の年々変動の比較。
Wiesnet and Matson (1975) の原図上に鳥海山の地形的雪線下限高度(表2に相当)を記入したものの。

の時間のずれをもたらすという表現ができる。

一般的には山岳氷河を含めて、氷河が小さい場合には、気候変動の影響は比較的短い年数の遅れで現われ、大きいものでは時間の遅れも大であるといわれているが、“貝形小氷河”の場合にもその現象が現われたといえる。

4. 上高層気温年々変動との関係

秋田における高層(850~500mb面)気温の変動が、東北地方の残雪群の越年状態に関連があることを前報で

示し、特に近年の地形的雪線の昇降については、500mbの気温の偏差が反映していることを論じ、高層気温の大きな低下が山地の大雪に結びつくためと説明した（土屋, 1975）。

第2図は、1974/75の冬季における資料を追加したものであるが、1973/74に比べてマイナス偏差量が小さく、1975年夏～秋における月山・鳥海山における小氷河群の縮小および地形的雪線の上昇という事実と符合している。なお、ここでは山地積雪量の変動が最も強く影響するという見方で、夏季の気温や日照等の影響等については論及しないが、資料の蓄積があり次第問題にすべきものといえる。

なお、高層気温の変動には1970/71年以後1971/72年の顕著な暖化現象の後1974/75を低極とするサイクル的な変化が見られる。高層気温は秋田1地点の500mb面を例示しただけであるが、日本に影響を与えるユーラシア大陸経由の寒気団の大まかな指標と見ることができる。ここで、注目されるのは、Kukla and Kukla (1974) およびその後 Wiesnet and Matson (1975) によって指摘された北半球雪氷限界の年々変動である。特にユーラシア大陸部分での変動には、1970年を低極にし1972年を高極にした雪氷面積のサイクル的な変動があることであり、前述の月山・鳥海山の地形的雪線の変動がほぼ2年遅れで平行変化していることである（第3図参照）。

5. おわりに

1971年の月山東沢万年雪の調査以後、いくつかの報告（土屋, 1972, 1973, 1974; Tsuchiya, 1974）で予測した氷河発生の現象を中心にして、やや速報的な事実報告を中心とした短い期間の調査結果をまとめたので、さらに検討すべき問題が多いが、東北山地における最近数年間の地形的雪線の昇降現象が、単に局地的な氷河発生問題に関連するだけでなく、半球規模の気候の年々推移あ

るいは大循環の年々変動と密接な関係のあることが示唆されるだけの事実指摘は可能であるといえる。

謝辞—この研究の一部に、50年度文部省科研費および科学技術庁特調費を使用した。また、1971年における月山の現地調査以来、多数の方々からの御協力や御援助を頂いたが、山形県・八幡町・山形地方気象台・酒田測候所・国立防災センター新庄支所の方々、鳥海山定点写真を続けて下さった酒田測候所の田沢技官、現地案内の工藤貞男・小野浩治の両氏および論査に同行された多数の方々にお礼を申し上げたい。

文 献

- Kukla, G.J. and H.J. Kukla, 1974: Increased surface albedo in the Northern Hemisphere, *Science*, **183**, 709-714.
- 土屋 巖, 1972: 月山の東沢万年雪について, *地理*, **17**(2), 74-79.
- 土屋 巖, 1973: 日本における越年性積雪の水資源上の問題と気候変動の指標としての役割, *気象研究ノート*, **117**, 108-118.
- 土屋 巖, 1974: 鳥海山小氷河群の調査, *地理*, **19**(2), 51-59.
- 土屋 巖, 1975: 東北山地における地形的雪線の最近の下降現象, *天気*, **22**, 395-399.
- 土屋 巖, 1976 a: 鳥海山貝形小氷河—現存する小規模山岳氷河の概観, *地理*, **21**(3), 60-69.
- 土屋 巖, 1976 b: 積雪（残雪を含む）のリモート・センシング, 印刷中, (科学技術庁).
- Tsuchiya, I., 1974: Perennial snow covers, tiny glacierets and snow fields in Japan as indices of climatic fluctuations, *Geophys. Mag.*, **37**, 147-161.
- Wiesnet, D.R. and M. Matson, 1975: Monthly winter snowline variation in the Northern Hemisphere from satellite records, 1966-75. *NOAA Tech. NESS* **74**, 21.

551, 583;

地磁気活動度の周期変化とその気象学的意義*

須 田 滝 雄**

1. は し が き

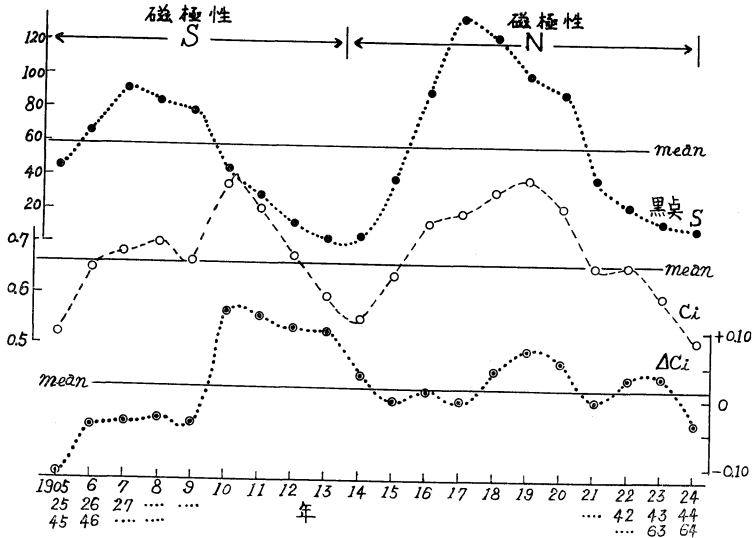
太陽活動と地上気象との関係について、もし関係があ

* Periodical change of magnetic activity and its meteorological significance.

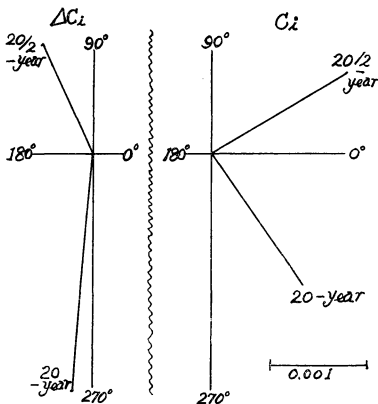
** T. Suda

るとすれば、主に低緯度オゾン層に入射する短波放射及び高緯度高層大気に侵入する微粒子の量が太陽活動により変化し、これら両放射のオゾン層レベル大気に与える影響が組合わせとなって、大気大循環にひびき、ひいては地上気象に及んで来る、という観点から筆者は研究を

「天気」23.8.



第1図 黒点数及び地磁気活動度の11年及び22年サイクル変化, 1905~1964.
この間の11年サイクルは10年となっていたので, 60年間の年平均値を20年の基本周期で分析したもの.
S: 黒点数, Ci: 国際地磁気特性指数, ΔCi は S と Ci との間の実験式からの計算値と実測値との差. 磁極性は太陽面北半球における先行黒点の極性.



第2図 地磁気活動度の11年及び22年サイクル変化と黒点数のそれとの関係, 1905~1964.

第1図の3曲線を調和分解した結果である. 角度は黒点数の変化との位相差, 動径は黒点数の振幅に対する Ci 及び ΔCi の振幅の比 (スケールは図の右下).

続けて来た. 黒点数は短波放射の, 地磁気活動度は微粒子放射の指標とすることができるので, 両指標を組合せて, 気象との関係を解析した.

その結果, 両指標の組み合わせによって表示される太陽

黒点数及び地磁気活動度の11年及び22サイクル変化, 1905~1964.

		黒 点	Ci	ΔCi
20年周期	振 幅	20.5	0.033	0.049
	位相角	257.3	202.7	162.3°
10年周期	振 幅	49.9	0.078	0.061
	位相角	103.9	145.6	219.5°

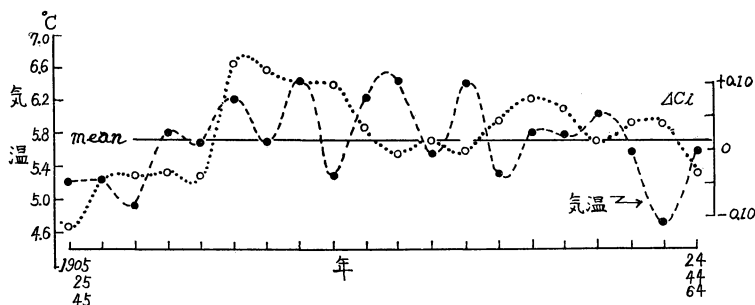
第1図の3曲線を調和分解したもの.

活動は気象に大きく影響することが判り, しかもそれらの事実, その影響のメカニズム解明に統一的イメージを与えるものである.

2, 3の結果をあげれば次のとおり.

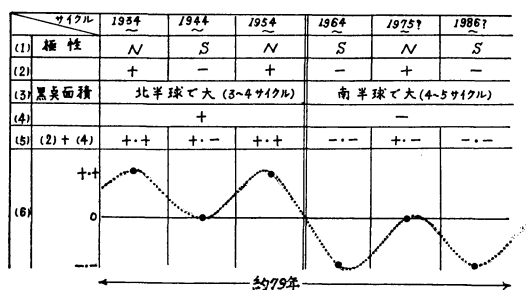
(1) 成層圏の極夜うず及び 500mb 面の極うずの盛衰に影響する. この場合, 黒点数の変化による影響より地磁気活動度のそれの方が大きい (T. Suda, 1976).

(2) 太陽面低緯度の黒点数は微粒子放射の指標となることを見出し, これと世界各地域の永年の気候資料を比較したところ, 数百年間に亘り, 極めて密接な関係を示し, 北半球各地域について位相のズレはあるが, この黒点数が少ない時期には寒冷化し, 多いときには温暖化する



第3図 銚子の1・2月気温と地磁気活動度の22年サイクル(20年周期)変化, 1905~1965.

銚子気温は60年間の値を周期分析したもの, ΔCi は第1図と同じ.



第4図 地磁気活動度の約79年周期の説明(仮説).

- (1): 太陽北半球先行黒点の極性.
- (2): (1) による太陽一般磁場への効果(第1図の事実より推定).
- (4): (3) の面積差に基づく太陽一般磁場への効果(仮説).
- (5): (2), (4) の総合効果による太陽一般磁場の变化に伴う地磁気活動度の約79年変化.

ることが判った(須田, 1974, 1975a).

上記(2)の結果は一般の黒点数と気候変化とを比較したのでは得られないもので, (1) と併せて考えると, 太陽活動と気象との関係において地磁気活動度(微粒子放射)が重要な役割を果たすことが判る.

以上の結果より組立てられる太陽活動が地上気象に影響するメカニズムについては, 別途検討中であるが, この関係において地磁気活動度の変化(微粒子放射)が重要であるので, 本稿ではその周期変化を解析し, 気象と関連させて検討した結果を述べる.

2. 地磁気活動度の11年及び22年周期変化

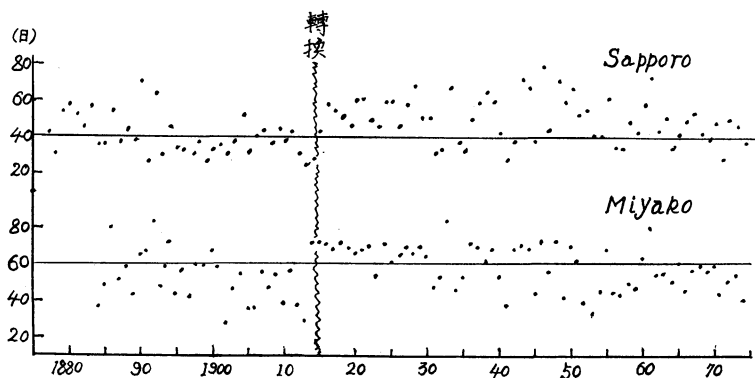
地磁気にも種々な周期があり, 太陽日日変化, 太陰日日変化, 季節変化あるいは太陽自転周期変化などは, 従来よく研究されている.

数年, 数十年というような永い周期についての研究

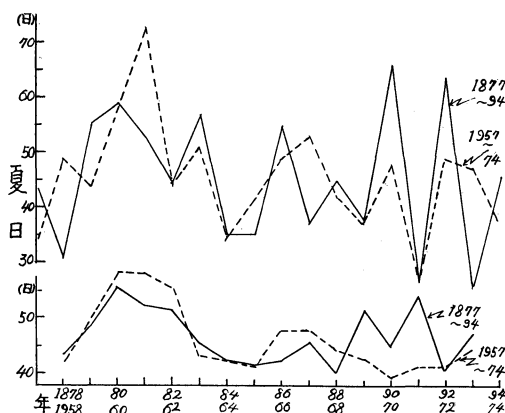
は, 黒点の11年サイクルに伴う変化は古くから指摘されているが, 黒点周期の研究に比して少ない.

筆者は, さきに黒点数と地磁気活動度の特性指数, C (T. Suda, 1962) あるいは Ci (須田, 1975b) の経年変化を比較し, 地磁気活動度には, 黒点に比して極めて大きな振幅を持つ22年周期があることなどを指摘したが, 今回はこれについて, さらに検討するとともにその他の周期について気象と関連させて解析した結果をも述べる.

1905年から64年までの黒点の11年サイクルは10年であったので, この60年間の3個の20年の期間について, 黒点数及び地磁気活動度, Ci (ともに年平均) の変化を重ねて平均したものを第1図に示す. 両者とも10年周期が大きいが, 20年のものも見られる. Ci は黒点より位相が2~3年おくれているが, この解釈は次のように考えられる. 微粒子は黒点付近の太陽面擾乱から多く放出されるから, Ci は大体黒点数に平行して変化する. ところがこの放射は方向性をもっているので, 仮に太陽からの放射量が完全に黒点数に比例しているとしても, 地球への入射量はそうならないということが考えられる. さきの論文でも推測したように, 太陽と地球との相対位置の関係で, 微粒子が地球へ到達するのに都合なのは, それが太陽面低緯度から発した場合であろう. 一方黒点の頻発する緯度は11年サイクルで高緯度から低緯度に移る. 黒点極大のときはこの緯度はかなり高く, 微粒子の地球への到達効率はあまりよくない. 極小の頃はこの効率はよいが, 放射量そのものが少ないので地球への到達も少ない. 両者折衷の結果として, Ci の極大は黒点極大時より2~3年後に現われるのであろう. また黒点極小時の1~2年後には黒点数もそれほど多くない反面発生緯度のもっとも高くなるので, 極小時よりも微粒子到



第5図 夏日日数の経年変化。札幌1877~1974、宮古1884~1974。



第6図 札幌夏日日数に見る80年周期変化。

1877~1894年の変化と1957~1974年の変化との相関を示す。上段は各期間の年々変化、下段は各変化の3年移動平均。

$$Ci = 0.315 + 0.092\sqrt{S} \quad (2)$$

$$Ci = 0.42 + 0.14 \log S \quad (3)$$

これら3つの式から毎年の ΔCi を求め経年変化を比較するとよく平行しているが、実験式の不備による悪影響を防ぐため、3式から求めたものの平均値を採用した。第1図の下段のカーブは、こうして求めた ΔCi の経年変化から、 S 及び Ci の場合と同様20年の変化を取り出したものである。これと S 及び Ci の変化を比較すると次のことが判る。

(1) 「相対強度」, ΔCi の20年周期変化は、もっとも大きい。

(2) ΔCi は黒点増大期に小さく、減少期に大きい。これは前記した推定が妥当なものであることを示すものである。

(3) ΔCi は同図における黒点の初めの10年サイクルの減少期には、第2サイクルの場合よりはるかに大きい。以上の関係を詳しく知るために3曲線を調和分解した結果を第2図に示し、表に掲げた。

上記(3)項は、微粒子放射の量は黒点の数のみでなく、その性質にも関係するものであることを暗示している。それが何であるか明らかでないが、黒点の磁性が関係することが考えられたので、一つの推測をして見る。

ヘールによって見出された黒点の磁極性の転換によれば、北半球の先行黒点の極性は第1図の10年サイクル内では南で、第2のサイクル内では北である。 ΔCi の20年周期の極大は表に示すとおり162.3°であるから、1914 (1934, 1954) 年でちょうど極性の転換期に当たる。従って ΔCi には黒点磁性は関係ないように見える。しかし、11年サイクルの末期には、次のサイクルの黒点が高緯度に現われる事実を考えると、 ΔCi は高緯度におけ

達量は少なく、 Ci は極小となるものと考えられる。

この推測を確かめるため、黒点数に対する地磁気活動度の「相対強度」とも言うべき値の経年変化と黒点数のそれを比較して見る。

この値は Ci/S (S は黒点数) の形も考えられるが、さきの研究で次のようにして求めた ΔCi が適当である (1976b)。

$$\Delta Ci \equiv Ci - \bar{Ci}$$

ここに $\bar{Ci}$ は、 Ci と黒点数、 S (ともに年平均) との間の実験から計算された値。

実験式を求めた期間は1905~1972年で、次の3式が得られた。

$$Ci = \frac{S}{4.5 + 1.51S} \quad (1)$$

る先行黒点の極性が北の時に大きいと言える。

先行黒点の極性が北ということは後続のそれは南である。後続黒点は先行のそれより高緯度に現われることが観測され、高緯度においてはとくにその差が大きく、傾きの角度は19度にも達するという。従って上の場合の極性の分布は高緯度に南の極性、低緯度に北の極性となる。一方太陽の北極の極性は南であるから、上記の分布は太陽の一般磁場を強める効果をもつ。これが、微粒子が太陽面から脱出し易いように作用するのではあるまいか。以上は推測であってなお検討を要するものであるが、 Ci が黒点と平行して変化しないことは、気象に及ぼす影響として重要である。

第1節で述べた太陽活動の組合わせ指標の一つの形は次のように求められた。

$$Ci \cdot Se^{0.3}$$

ここに、 $Se = |S - Sr|$ 、 S は黒点数、 Sr は季節によって変わり、80~120となっている。

$Ci \cdot Se^{0.3}$ の値が大きいときには、成層圏の極夜うずや500mb面の極うずは発達しにくく、小さければ発達し易いことを見出したのであるが、これに関して、地磁気の黒点に対する相対強度、 ΔCi の重要性がクローズ・アップする。この組合わせは指標の値を、 S について見れば、 S が Sr に等しいときにもっとも小さくなる。そして Sr 以内では S が大きいほど $Ci \cdot Se^{0.3}$ の値は小さく、うずは発達しやすい状況となる。要するに Ci が大きく S が小さい場合はうずは発達しにくい、その逆の場合は発達し易い。

極うずの盛衰は地上気温にもひびく。

こうした観点から第1図の ΔCi の変化を見ると、その20年周期の重要性が認識される。すなわち、この周期変化の極大時頃は、上記したように極うずのもっとも発達しにくい時期であり、冬の日本の気温にもその影響が現われ顕著な20年周期が見られる(第3図)。図における、銚子の気温は、1・2月の平均値について、第1図の各要素と同じ期間のものを同様に周期分析したものである。

地域や気象要素によっては11年サイクルよりも22年サイクルの方が振幅が大きく現われるのは以上の理由による。

3. 地磁気活動度の約79年周期

別の研究で(1975b)、太陽活動は1960年代に激変し、衰退期に入ったこと、それは約79年及び180年の周期で起こること、その場合黒点活動のみでなく地磁気活動も

衰退し、とくに後者の衰退が甚しいことなどを指摘した。

この地磁気活動の周期的変化の原因については、いまのところ説明困難であるが、一つの仮説を提出して見たい。

マウンダーが見出したところによれば、黒点面積は太陽面の南北半球において違いがあり、3~4サイクル(30~40年)で転換し、北半球で広くなったり、南半球で広くなったりする。この差が太陽一般磁場の強さに影響するものとして、北半球で多いときにはマイナスに、南で多いときにはプラスに作用すると仮定すれば、地磁気活動度の約79年の周期変化が説明できる(第4図)。

地磁気活動度の変化が気象に大きく影響することは、すでに述べたとおりであるから、約79年の周期変化も気象に現われることになる。この周期については、従来幾つかの研究があるが、これらは気象現象自体の周期性から求めたもので原因にはタッチしていないものが多い。

前項で述べた $Ci \cdot Se^{0.3}$ の値は成層圏の極夜うずの発達とも負の相関がある。一方 S 及び Ci が約79年の周期で変化するため生ずると見られ、気象の周期変化の1例を述べる。

極夜うずの盛衰は成層圏の、ひいては地上の夏あるいは冬の長さに関係するから、 $Ci \cdot Se^{0.3}$ の値が大きいときは夏は長く冬は短かく、この値が小さいときはこれと逆になるはずである。従って、前述のように地磁気活動度が約79年の周期で変化すれば夏の長さにもその周期変化が現われることが期待される。

第5図は札幌及び宮古の夏日日数の経年変化であるが、両地とも1960年代に減少傾向に入りそれ以後少ない年が続いている。宮古では1914年以後はほとんど毎年60日を超えていたのが近年は超える年は少ない。1913年以前も同様である。札幌でもほぼ同様の变化をしており1964年以後は40日を僅かに超えるか、それに達しない年が多くなる傾向を示している。なお、観測点の移転(札幌1890年8月、1939年7月、宮古1939年1月)があったが、そのためと見られる不連続な変化は現われていない。

札幌について、約79年の周期があるかどうかを見るために、1877年から1894年までの変化と並べて、80年後の1957年から1974年までの変化を比較すると、かなりよく平行していることが判る(第6図)。

80年周期が完全のもので、かつノイズが入らない状態でない限り年々の変化までよく一致することを期待すべきでないで、双方とも3年の移動平均をとって相関係

数を求め次の値を得た(第6図, 下段)。

$$I^* = +0.60 (N=16, \alpha=0.015)$$

80年前の夏日の少ない時期は1914年まで続いている。これをもって今後を予測すれば、1994年まではなお少なくなる傾向が続くことになる。これは他の方法による結果と一致している(1974・1956b)。

80年周期の前の寒冷期は宮古では1913年、札幌ではその翌年に終わったことになるが、暖候時代への転換は突如と行われたことを夏日日数の経年変化曲線ははっきりと示している。札幌において寒冷期に入った年を1962年とすると、それ以後74年までの13年間、夏日日数が55日を超えない年が続いている。それ以前の約50年間に、そのような年が続いた最長期は4年である。このことから暖候時代への転換も急激なものと言えよう。

4. おわりに

地磁気活動度には他に数年あるいは10数年のかなりはっきりした周期があるが、これらに関する検討は次の機会に譲る。

この研究は文部省の科学研究費の助成を受けたもので、これについて京都教育大学の大内正夫教授に、資料について気象庁統計課の北村幸房係長に種々お世話頂いたことを記し、これらの方々に深謝する。

文 献

- Suda, T., 1976: Effect of Solar Activity on Polar Vortex and a Hypothesis on Linking Mechanism, *Geophys. Mag.*, 37, 363-370.
 須田淹雄, 1974: 太陽面低緯度黒点数の気象への影響とその気候変動予測への応用, 「近年における世界異常気象の実態調査とその長期見通しについて」, 気象庁刊, 243-269.
 —, 1975a: 気候変動の予測, 気象, 気象協会, 219, 24-27.
 Suda, T., 1962: Some Statistical Aspect of Solar-Activity Indices, *J. Met. Japan*, II, 40, 287-290.
 須田淹雄, 1975b: 1966年に激変した太陽活動の体制とその気候に及ぼす影響について, 天気, 8, 430-431.

551, 583, 2; 551, 513

日本の歴史時代の気候変動と大気循環*

山 本 武 夫**

1. 緒 言

1世紀の未来気候を予測するためには少なくとも過去10世紀の気候の実態が分かっているなければならぬ。歴史時代の気候変動の研究は、過去を探索する興味にとどまるものではなく、人間生活の応用面にも重要な課題なのである。

何百年から千年という長期間の変動を調べるとき、われわれは、普通数10年から世紀単位の平均状態をとり、その平均値の変動を論ずる。このような平均値の変動は、大気循環の如何なる変化に対応するものであるかということをもまず考えなければならない。又この場合も、「過去を解く鍵」は、現代の気象観測のデータの中に求められなければならない。

2. 日本の気候変動における長期傾向とは何か?

北陸地方の豪雪年は、しばしば、関東地方の乾燥年と相伴する。例えば能登の輪島の1月降水量と八丈島の1月降水量の、年々の関係をしらべてみると、両者の相関係数は、

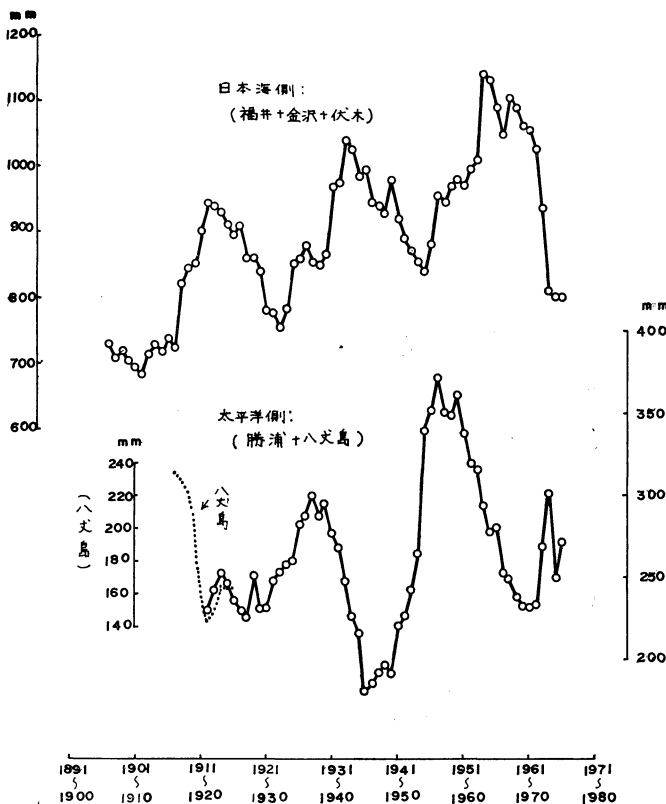
$$r = -0.42 (1930\text{年} - 1970\text{年 } n=41\text{年})$$

となり、充分有意な負相関関係である。このような関係が極東季節風の性格によって生ずることは今更贅言を要しない事柄である。年々の関係でなく、10年程度の平均値をとって見ると、両者の関係はどうなるであろうか。第1図に見られるごとく、北陸地方 福井・金沢・伏木の三箇所合計の1月降水量の10年移動平均曲線を、太平洋側 勝浦・八丈島の合計1月降水量の10年移動平均曲線と比較して見ると、「山」は「谷」に、「谷」は「山」に、よく対応して居り、極東季節風の強度にこのようなパターンのリズムが存在することを示唆している。

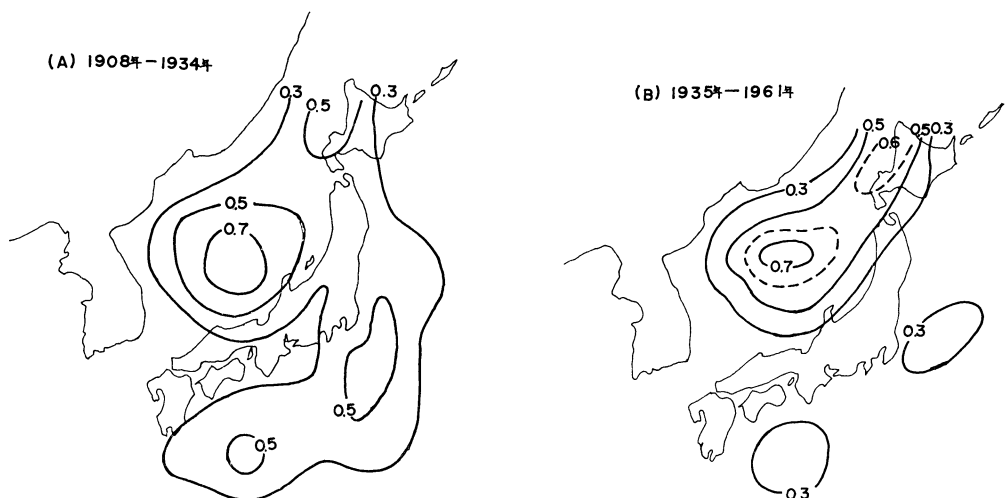
しかし、このリズムを貫く、さらに長期の変動を考えて見ると、北陸地方も太平洋側もまったく一致した傾

* Climatic change in historical age of Japan and atmospheric circulation.

** T. Yamamoto, 徳山大学



第1図 1月降水量の10年移動平均曲線の比較。
上段: 日本海側, 福井・金沢・伏木 合計
下段: 太平洋側, 勝浦・八丈島 合計



第2図 1月における低気圧数の分布 (緯経度ごとの平均数).

第1表 日本付近の1月低気圧数の期間別分布。

期 間	(i) 1908年～ 1934年 (n=27 年)	(ii) 1935年～ 1961年 (n=27 年)	(ii)/(i)
地 域			
日本海側	325 (44.0%)	306 (50.3%)	0.942
日本列島	55 (7.4%)	44 (7.2%)	0.800
太平洋側	359 (48.6%)	259 (42.5%)	0.721
全 域	739 (100%)	609 (100%)	0.824

向* が見られ、両者の逆相関関係は、ここで破綻する。従って、かくの如き長期傾向は、従来のごとく極東季節風の盛衰に関連しては説明出来ないもので、別種の大気循環の機構が考察されなければならない。

筆者の手許には、1908年から1960年頃までの、各日9時の天気図から日本列島付近の低気圧の分布を整理した資料がある。前後二つの期間：

(i) 1908年—1934年 (n=27年)

(ii) 1935年—1961年 (n=27年)

について、1月の低気圧頻度の分布図を作成したのが、第2図(A)(B)である。天気図の範囲は、東経(126°～146°)北緯(24°～46°)の区間で、経緯度2°づつの section について、低気圧数をかぞえた。

更に、隣接四つの section の数の平均値を、4 section の中心点に記入することによって、平滑化して算出した数値が図に記入してある。

第2図(A)(B)を比較して見ると、低気圧分布のパターンは、日本海側においても太平洋側においても共通の特徴が見られ、この様な分布が偶然の産物でないことを示唆しているが、ここで最も注意に値することは、その特徴的分布が、そのままの型で、(i) 期間から (ii) 期間に移るに従って、北方へ移動していることである。次に注意すべきことは、低気圧数が、north shift とともに全域にわたって、減少傾向を示していることである。(第1表参照)

更に注意すべきことは、低気圧数の著しい減少にもか

第2表 日本各地域の1月降水量の期間別総計。

期 間	(i) 1908年～ 1934年 (n=27 年)	(ii) 1935年～ 1961年 (n=27 年)	(ii)/(i)
地 域			
北海道(7地点)	14454 ^{mm}	14805	1.024
東北(6 ")	14765	14686	0.995
北 陸(6 ")	38106	44253	1.161
関 東(9 ")	10794	10696	0.991
中 部(8 ")	13193	13226	1.003
近 畿(6 ")	9664	9377	0.970
中四国(8 ")	17074	15923	0.933
九 州(7 ")	11769	11352	0.956
全 国(57地点)	129819	134318	1.035

かわらず、第1図に見られるごとく、北陸地方でも太平洋側でも1月降水量が(i) 期間から(ii) 期間に向うに従って増大していることである。ただし降水量の増加は、全国一律ではなく、減少傾向を示す地域もある。しかし、日本列島の1月降水量分布の最大域の中心は北陸地方であり、全国57ヶ所の観測所**の総計雨量について言うと、(ii) 期間は(i) 期間の3.5% 増になる(第2表参照)。

このことは、低気圧径路を north shift させる環流変動の機構は、同時に日本列島付近に多量の水蒸気を送り込むごとき機能を有することを物語っているもので、日本付近において中緯度高気圧の中心位置の北進・南退が、その勢力の盛・衰と相伴して行われていることを示唆するものである。

この様な関係は7月気候についても成立している。気象観測期間の80年(1891年～1970年)について見ると、第3図・第3表に見られる如く、中央の1911年～1950年(n=40年)期間において、北太平洋高気圧の勢力がもっとも強く、その中心位置が前後の期間に比較して north shift して居り、これに対応して、日本付近では南北の気圧傾度が大きく、北日本の気温も高い。

北日本の7月気温は〔銚子—旭川〕の7月気圧差とよく相関し、この帯状指数と、函館・青森・宮古・山形・福島・宇都宮6個所の平均7月気温との相関係数は、 $r=0.74$ (1891年—1970年 n=80年)

であるが、第3表に見られる如く、その相関最大域は、

** 1908年以来の観測値を持つ観測所、但し勝浦は1934年を境とする前後23年をとり、これと対抗するため相川を選び相川も同様で前後23年である。

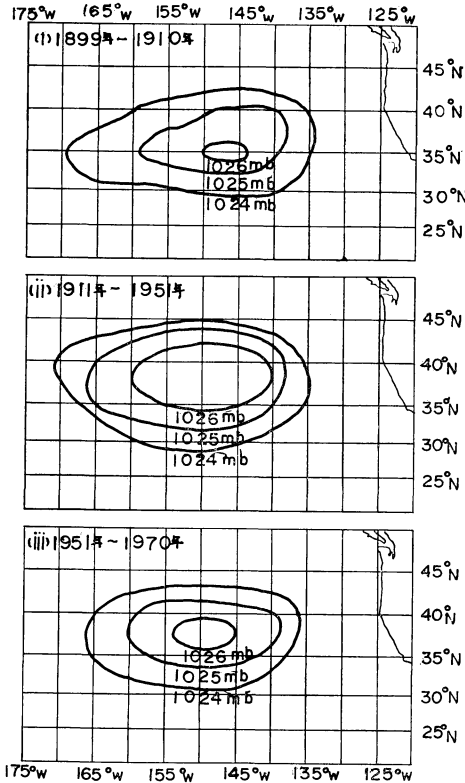
* 1970年までの増大率は北陸3地点の合計1月降水量について

A=57.5%/世紀(1897年～1906年)→(1961年～1970年)(n=65)

A'=46.2%/世紀(1912年～1921年)→(1961年～1970年)(n=50)

太平洋側2地点の合計1月降水量について

B=39.9%/世紀(1912年～1921年)→(1961年～1970年)(n=50)



第3図 7年の北太平洋高気圧の中心部の変遷。

(i) 1891年－1910年 (n=20年) 期間から (ii) 1911年－1950年 (n=40年) 期間に北進し、(iii) 1951年－1970年 (n=20年) 期間に南退している。

7月の降水量は、80年以上の観測値を有する本州25個の観測所の総計値の年平均値について、次表のごとく、中緯度高気圧の north shift 期間である (ii) 期間に減少して居り、この関係は1月の場合と逆であるが、本州日本は安定な北太平洋高気圧におおわれることによって乾燥するため、北海道北辺ではこの関係は逆になり、冬の場合と同一である。

3. 日本の歴史時代の気候変動の実態

南部氏は1599 A.D. 盛岡に不来方城を築き、累代ほぼ同一地域を治め明治維新に至った。「岩手県災異年表」(二宮三郎編)は、17世紀以後の東北日本の気候変動を調査する極めて良質の史料である。第4図の中段に、その中から霖雨・洪水・飢饉の回数を、半世紀づつ集計した値の変遷を示した。

「日本災異志」(小鹿島果編)は、1894年に発行され

第3表 [銚子－旭川] 7月気圧差と東北日本の7月気温の相関関係。

期 間	(i)1891 ～1910	(ii)1911 ～1950	(iii)1951 ～1970
銚子－旭川 7月気圧差	0.39mmHg	1.02mmHg	0.75mmHg
12カ所平均の 7月平均気温	20.6°C	21.7°C	21.5°C
場所	相関関数	相関係数	相関係数
旭 川 43°47' N 142°22' E	0.33	0.58	0.45
札幌 43°04' N 141°20' E	0.38	0.60	0.50
帯 広 42°55' N 143°13' E	0.56*	0.65	0.52
寿 都 42°47' N 140°14' E	0.58	0.65	0.56
函 館 41°49' N	0.62	0.70	0.57
青 森 40°51' N 140°42' E	0.66	0.74	0.65
宮 古 39°38' N 140°59' E	0.63	0.76	0.70
山 形 38°15' N 140°21' E	0.65	0.73	0.59
福 島 37°45' N 140°28' E	0.73	0.78	0.68
宇都宮 36°33' N 139°52' E	0.74	0.66	0.73
東 京 35°41' N 139°46' E	0.69	0.64	0.69
甲 府 35°38' N 138°34' E	0.61**	0.43	0.65
12カ所平均	0.60	0.66	0.61

*1892～1910 (n=19) の平均

**1895～1910 (n=16) の平均

たものであるが、名著の評判高く、最近復刻出版されている。この中から14・15・16世紀につき、霖雨・洪水・飢饉・大風・早魃の4数の世紀別に集計して、「岩手県災異年表」以前の歴史時代に遡って見た。

前節にのべた如く、日本の夏季気候は、中緯度高気圧帯の south retreat に伴って、冷涼・多雨化する。第4図において、霖雨・洪水曲線と冷害頻度の指数である飢饉回数曲線が、15世紀の場合も18世紀後半の場合も、三者一致して谷部を示していることは、日本気候のこの様な性質に基くものである。

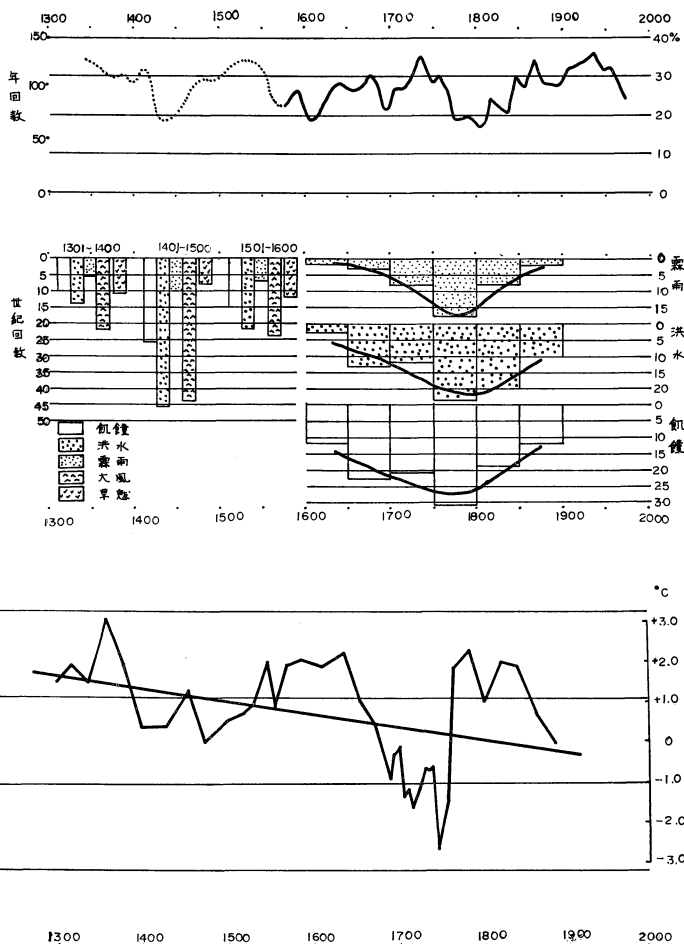
「日本災異志」について、15世紀の早魃数は前後の世紀よりも少なく、大風数は極大である。中緯度高気圧の縮退期間は、日本気候の“小氷期”であって、上層の偏西

第4表 本州25観測点の7月降水量合計値の期間別平均値。()は全期間(1891年～1970年)の平均値からの偏差。

(i) 1891年～1910年 (n=20年)	4678mm	(+204mm)*
(ii) 1911年～1950年 (n=40年)	4054mm	(-420mm)
(iii) 1951年～1970年 (n=20年)	5108mm	(+634mm)

第5表 北海道北辺の7月降水量の期間別平均値。

場所	網走	根室	合計
期 間			
(i) 1891年～1910年 (n=20年)	81mm	90mm	171mm
(ii) 1911年～1950年 (n=40年)	92	106	198
(iii) 1951年～1970年 (n=20年)	83	102	185



第4図 上段：ロンドンおよび東部イングランドの南西風の頻度 (H.M. Lamb). 中段：日本の夏季気候諸要素 (山本). 下段：屋久杉年輪の酸素同位元素比 (L.M. Libby) の変遷の比較。

風がつよく、低気圧の去来の比較的是げしい期間である。

第4図の上段の曲線は、イギリスのLamb教授の製作したロンドンと東部イングランドの南西風の頻度の変遷を示すものである。Lamb曲線のもつ意味は筆者は次のごとく解釈している。北大西洋における低気圧径路がnorth shiftすれば、ロンドンや東部イングランドは低気圧の3・4象限に入る機会が多くなり南西風が増加するが、低気圧径路がsouth retreatすれば、低気圧の1・2象限に入るため北風の回数が増加する。従って、この曲線は、北大西洋における低気圧径路の北進・南退の長期変動をあらわしたものであり、この曲線が日本気候の15世紀および1800年付近の谷と一致して、顕著な谷を持っていることは、おそらく極冠高気圧の変動に淵源するであろうところの北半球における中緯度高気圧の長期変動が、北大西洋でも北太平洋でも相伴して起こることを物語るものと考えられるのである。

第4図の下段の曲線は、アメリカのL.M. Libby女史が屋久杉の年輪について酸素の同位元素比をしらべた結果である。図の縦軸は、

$$\Delta \text{O}^{18}/\text{O}^{16} = \delta_{18} = \left\{ \frac{(\text{O}^{18}/\text{O}^{16})_{\text{Sample}}}{(\text{O}^{18}/\text{O}^{16})_{\text{Standard}}} - 1 \right\} \times 10^3$$

をあらわす。これは古気温直接測定を試みである。若干の相差や、これらの変動を貫く超長期傾向について議論の余地はのこるとしても、これまた日本の気候変動曲線とよく一致した結果を示していると言える。Libby女史は δ_{18} が1月・2月・3月の平均気温によく相関するとし、図の縦軸に気温の換算値が記入してある。

筆者は、数年前京都における古い時代の日記類をしらべ、雪日数と降水日数の比(降雪率)が特定の桜樹の年々の満開日によく相関することを確認、一方、現代の桜の満開日と2月・3月の平均気温の回帰係数が花種によらずほぼ一定*であることから、桜の満開日と降雪率との回帰係数を同一にするように、降雪率に補正係数を乗ず

ることによって、各日記の地域差や個人差を修正した。それらの結果の変遷をしらべたところ、15世紀前半に深い谷が出来る。例えば「看聞御記」の“降雪率” $P=0.432$ (1416A.D.~1444A.D.) に対して「言経卿記」の“降雪率”は $P=0.276$ (1584A.D.~1600A.D.) である。この“降雪率”は勿論補正係数を乗じて標準化した値である。この差から、両期間の平均満開日の差を算出し、更に現代の2月・3月平均気温と満開日の回帰係数 $2.7\text{日}/^{\circ}\text{C}$ を用いて気温差の換算を行うと、15世紀の谷の深さは 2.4°C と算出される。この差は、Libby女史の結果によると 2.25°C とされて居り、数年前に発表した、気象史料の解析にもとづく筆者の結果が、酸素の同位元素法による新しい結果とよく一致していることは、筆者にとっても興味深く又Libby研究室からも深い関心をもって迎えられた。

4. 結 語

日本の歴史時代の気候に、半世紀程度の平均値として $1^{\circ}\text{C}\sim 2^{\circ}\text{C}$ 程度の振幅の変動のあることは間違いない様である。過去において気候の“小氷期”が存在したことは、将来においても“小氷期”が起こり得ることを意味する。ただしそれは“可能性”の問題であって、“何時”という問いに答えるものではない。未来気候の予報の問題にはなお多くの課題が山積し、現状はようやくその緒についた段階と言うべきでわれわれは予言に慎重を期さなければならないであろう。

文 献

- Lamb H.H., 1972: Climate, Present, Past and Future, 1, 283.
 Libby, L.M., L.J. Pandolfi, and P.H. Payton, 1975: Ratio of $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ in tree rings, correlation with climatic change, Nature.
 Yamamoto, T., 1975: A review of climatic change in Japan (with some contributions to the evidence of sunspot-climate relations), Proc. of WMO/IAMAP Symposium of Long-term Climatic Fluctuations.
 Yamamoto, T., 1971: On the climatic change in XV and XVI centuries in Japan, Geophys. May., 35, No. 12.
 山本武夫, 1976: 移動生活を左右した気候, 科学朝日, 36. No. 1.

* 京都気象台の染井吉野桜: $D = -2.7\theta + 16$ (1941年~1967年, 1946年欠)

京都動物園の桜: $D = -2.6\theta + 23$ (1919年~1932年)

京都気象台の八重桜: $D = -2.8\theta + 39$ (1941年~1951年)

但し D 満開日, θ は2・3月平均気温.

富士山測候所の観測資料から推定される気候変動*

—高さ約4 km までの平均気温の寒冷化—

荒 川 秀 俊**

1. 年平均気温の寒冷化

aerology で慣用されている平均気温の定義にしたがって、富士山測候所で観測された現地気圧の年平均値（1953年から1974年までの22カ年の資料、この期間の値が一般に使用されている）と三島測候所の現地気圧の年平均値の組から推定される平均気温を計算してみた。富士山測候所は昭和7年（1932年）の極年観測から、年中無休の観測が続行され、しかも高度約4 km の激変する気象のもとで、多くの優秀な測候所員の献身的な努力によって、過去40数年の観測成果が積みあげられたことに對し、われわれは満腔の賛辞を惜しむものではない。また高度4 km の高山における年中無休の有人観測が40数年も続行されている点では、世界にその類例を見ないところである。したがって、そこで得られた気象資料には極めて高い価値が付与されている。

まず aerology において慣用される平均気温¹⁾（以下、屢く引用される“地上気象観測法”にも、p. 63~69 などに記載されている） T_m の定義から始めたい。いま高さ Z_0 にある三島測候所の気圧を p_0 とし、また高さ Z_1 にある富士山測候所の気圧を p_1 とすると、富士山測候所と三島測候所とが鉛直方向に近似的に並んでいるとすると、空気の密度を ρ 、気体常数を R 、重力の加速度を g とすると、気柱内では静力学の式 $\Delta p = -\rho g \Delta z$ なる関係式が成立つ。いま気体の状態式 $p = \rho RT$ を利用して、上述の静力学の式を Z_0 から Z_1 まで積分すると、

$$\log p_1 = \log p_0 - \frac{g}{R} \int_{Z_0}^{Z_1} \frac{dz}{T}$$

となる。但し、以下特に断わらない限り対数符号は自然対数を意味するものとする。aerology では平均気温 T_m

として $\int_{Z_0}^{Z_1} \frac{dz}{T} = \frac{Z_1 - Z_0}{T_m}$ で定義され、天気解析学上、重要な概念であり、予報学上ではシックネス (thickness)

と関連させて使われている。いま T_m を使うと、上式は、

$$\log p_1 = \log p_0 - \frac{g(Z_1 - Z_0)}{RT_m} \quad (1)$$

$$\text{すなわち } T_m = \frac{g(Z_1 - Z_0)}{R(\log p_0 - \log p_1)} \quad (1)'$$

となつて、 Z_0 から Z_1 に至る平均気温 T_m は、 g と R は既知だから、三島と富士山の高さ $Z_0 \cdot Z_1$ および $p_0 \cdot p_1$ を知れば、容易に求められる。この計算において気温の資料を全く用いていないことに注意されたい。

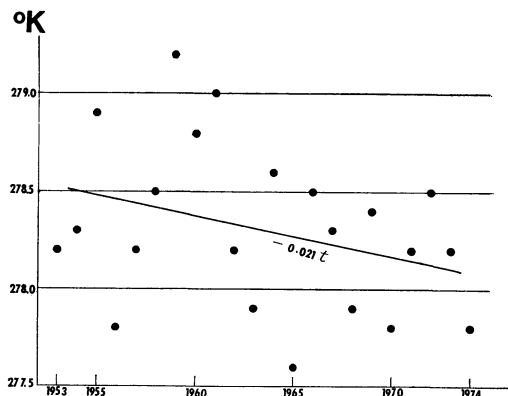
富士山測候所の観測結果は、戦前気象部内ですら厳秘とされていて、一般に公表されていなかった。戦後しばらくしてから気象部内にも印刷公表されるようになった。ここに使った資料は、中央気象台発行“累年気象表”・気象庁刊“富士山頂の気象 第8号”に刊行されている印刷資料と、未印刷の分は東京管区気象台関係諸賢の御配慮によって入手出来た。これらの資料のうち、気圧の分は1953年以降だけが一般に利用される形になっているので、1974年末まで22カ年分が利用できた。この22年分について、富士山の年平均した現地気圧（気圧計の高さは3773m）と、三島の現地地で年平均した現地気圧（気圧計の高さは21.7m）と、それらの値の組から計算された毎年の平均気温 T_m を第1表に例として示してある。

計算にあたって、(1)' 式から見られるように、 $R \cdot g \cdot Z_1$ 及び Z_0 の値が必要である。 R としては $2.8688 \times 10^6 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}/^\circ\text{C}$ 、 g としては地上気象観測法 p. 68 などから 979.72 cm/s^2 (富士山) および 979.79 cm/s^2 (三島) の平均値を用い、 Z_1 は3773m、 Z_0 は21.7m とした。

第1表を図示したものが第1図である。この図によると、ここ20数年にわたって、地上約4 km までの平均気温は、みごとに下降し続けている。いま1年を t の単位とし、1963年と1964年の中間を t の原点に選び、平均気温 T_m と年度 t との相関係数をとると、 -0.33 となる。したがって、今、年次を自変数とし、 T_m を t の一次式で表わしても、最小自乗法で係数を決定すると、

* Climatic Change as revealed by the Weather Data of the Mt. Fuji Weather Station and its Discussions.

** H. Arakawa, 東海大学理学部



第1図 高さ約4 km までの年平均気温の経年度化。

$$-0.021t$$

となり、現在の時点では百年につき平均気温は 2°C づつの割合で下降していることがわかる。

日本の気象界では近年、北極周辺の気温が急速に低下している現象が取り上げられているが、日本では未だ寒冷化について確実な資料が提示されていない。私は何とかして、日本の資料にもとづいて明証したいと思っていたが、果さなかった。右の表や第1・第2図こそ、日本の代表的な富士山測候所の資料を使って、高さ約4 km（正確には $3773\text{m} - 21.7\text{m} = 3751.3\text{m}$ ）にわたる平均気温が年を追って低下しつつある確証がつかめたと思った。成るほど、平均気温が年を追って下降しつつあるのは明らかであるが、 0°C を 273.15°K もしくは 273.16°K とすれば、ここに求められた高さ約4 km までの平均気温は、約 5.15°C となる。同期間（1953～1974年）における富士山での平均気温は -6.5°C 、三島での平均気温は $+15.2^{\circ}\text{C}$ であるから相加平均は 4.35°C になる。ここに求めた平均気温 5.15°C と平均のとり方の違いや、富士山と三島での気圧 p_1 及び p_0 から推算されたことに鑑みて、相去ることは遠くないと言えるであろう。進んで、約4 km にわたる前述の平均気温の方が、正確な気圧観測の組を利用して計算されたものであるから、観測気温の相加平均から計算された相加平均気温などよりも、更に信頼度が高いと主張できると思われる。

2. 各月の月平均温度の経年変化

(1) と同じようにして、富士山頂の月平均気圧 p_1 と、三島のその月の平均気圧 p_0 の組から推定できた T_m をもって、三島のレベルと富士山のレベルの間のその月の平均気温とし、そのような月平均気温 T_m を1953年1

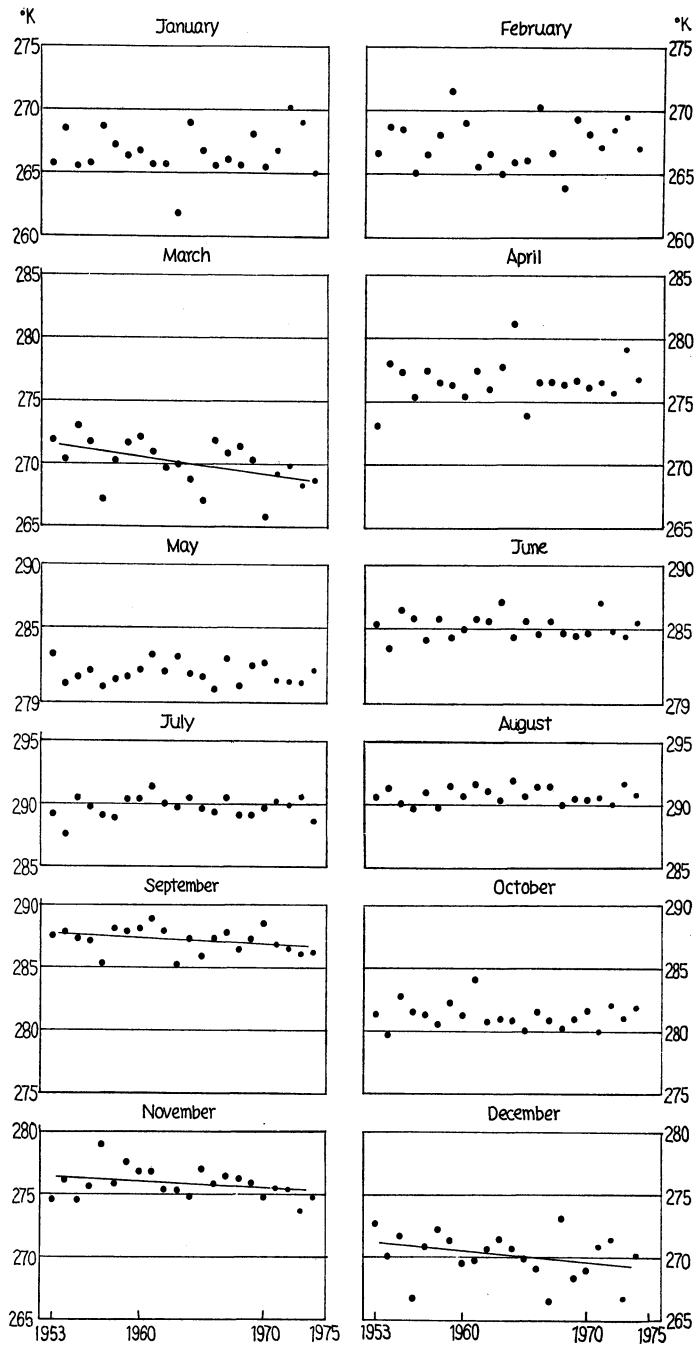
第1表 富士山測候所及び三島測候所の気圧 p_1 及び p_0 と計算で出した平均温度 T_m

年次	p_0 (mb 単位)	p_1 (mb 単位)	T_m ($^{\circ}\text{K}$ 単位)
1953	1012.0	638.5	278.2
54	1012.0	638.6	278.3
55	1011.2	638.7	278.9
56	1011.2	637.5	277.8
57	1011.3	638.0	278.2
58	1011.7	638.6	278.5
59	1011.3	639.1	279.2
60	1011.3	638.6	278.8
61	1011.3	638.9	279.0
62	1011.1	637.9	278.2
63	1011.3	637.7	277.9
64	1012.6	639.3	278.6
65	1010.3	636.8	277.6
66	1010.5	637.8	278.5
67	1011.2	638.1	278.3
68	1011.1	637.6	277.9
69	1011.3	638.2	278.4
70	1011.9	638.0	277.8
71	1011.2	638.0	278.2
72	1011.2	638.3	278.5
73	1011.3	638.0	278.2
74	1011.0	637.4	277.8
平均	1011.3	638.2	278.3

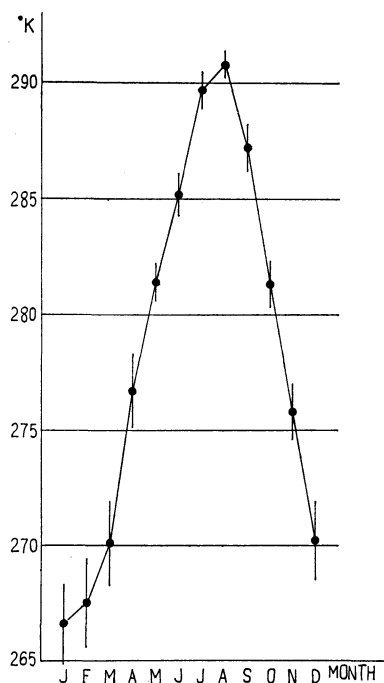
月から1974年12月まで計算して見た。その結果を1月・2月・3月……12月にわけて年次別に分類してプロットして見たのが、第2図である。

このようにして見ると（第2図参照）、月によって高さ約4 km までの平均気温の経年変化には違いが見られた。

真冬（1月と2月）と真夏（7月と8月）には著しい経年変化はないが、春の3月とか、秋の9月・11月・12月は平均気温は年と共に寒冷化していることが認められた。いま年次と平均気温との相関係数 r を求めると、3月と9月・11月・12月だけが相関係数 r が -0.2 以下であって、他の月には r の絶対値は全部 0.2 以下であった。そこで年次と平均気温との相関係数が -0.2 以下の月だけ（即ち3月・9月・11月・12月）寒冷化の傾向を最小自乗法によって図示して見ると、第2図の如くになった。



第2図 高さ約4 km までの月平均気温の経年変化.



第3図 高さ約4 km までの平均気温の月変化.

第2図によると、本邦の高さ約4 kmに亘る平均気温は、3月と9月・11月・12月には近年比較的顕著に寒冷化していることが指摘できた。しかし、その他の月、とくに真夏（7月と8月）と真冬（1月と2月）には寒冷化が進んでいるとは認められない。

近年、世界の気象界において、寒冷化が進行していると叫ばれているが、日本の気象界では確実に指摘する材料がなかった。ここに確実に、広範囲（すなわち高さ約4 kmまでの）にわたって平均気温が低落していることが指摘できた。しかし近年米の豊作が続いているため、気候の寒冷化に疑いを抱くものが多かった。けだし、米の豊凶は、主として真夏、とくに7月と8月の暑さに関係し、真夏暑い（もしくは寒い）と豊作（もしくは不作）になることが実証せられているからである。ところが、日本気候の変化は、真夏（とくに7月と8月）には余り顕著な変化をしないで、春の3月や、秋の9月・11月・12月だけが寒冷化していることが実証された。すなわち、わが国で気候の寒冷化が進んでいることと、また農業技術の進歩を反映して近年毎年のように豊作である

ことの両面が矛盾なく説明できたのである。

3. 高さ約4 km までの平均気温の年変化

最近約22年間の高さ約4 km までの平均気温が計算されたので、平均気温の年変化を第3図に示して見る。各月の高さ4 km までの月平均気温だけでなく、月平均気温の上下に、各月の気温の標準偏差を短い線分によって図示しておいた。この図によると、高さ約4 km までの平均気温は、1月が最低で、8月に最高に達する。

4. 高さ約4 km までの平均気温が著しく低い月には異常気象災害が起る

高さ約4 km までの平均気温は高い年と低い年とがある。とくに注目すべきは、平均気温が著しく低い月には、異常災害がおこることである。いまその例を述べよう。

1963年1月の異常豪雪 1963年1月、北陸地方を中心とした裏日本に異常豪雪が降り、日本では交通途絶などが起こり、甚大な被害を受けた。1963年1月の平均気温は261.9°Kで極端に低かった（第2図1月の図を参照せよ）。1963年9月も、9月としては平均気温が著しく低かった。

1954年6月・7月の異常冷夏 1954年6月・7月は水爆実験さわぎのあった年で、6月・7月は、奇らしい冷夏であった。この年には不作であったが、1954年6月と7月の平均気温は、それぞれ283.4°Kと287.6°Kであった（第2図6月と7月の図を参照せよ）。

1973年11月・12月の異常早冷 1973年11月と12月には平均気温が極度に低く（それぞれ273.6°Kおよび266.7°K）、寒さがきつくなり、冬が早く来たような感じであった。このため世上では、いよいよ小氷河期が近づいて来ているなどと騒がれた。

謝辞 本研究にあたっては富士山測候所員を始め東京管区気象台福島正久氏や気象庁大野栄寿氏らの御指教を得た。あつく謝意を表します。

文 献

- 気象庁, 1965: 富士山頂の気象, 8 (自昭和28年1月至昭和39年12月).
- 中央気象台, 1954: 累年気候表 (日本および極東地域).
- なお最近の未刊資料は気象庁統計課および東京管区気象台調査課の資料を参照した。

地球上における冬季気温の変動傾向*

福 井 英 一 郎**

1. ま え が き

最近における諸工業の発達や人口の爆発的增加およびその都市集中現象の進行とともに、全地球の規模における環境汚染や自然破壊などによって食糧危機や天然資源の枯渇その他の諸問題と関連して、全世界を舞台とした気候の変動や異常気象の解明が各国において重要視されるようになった。

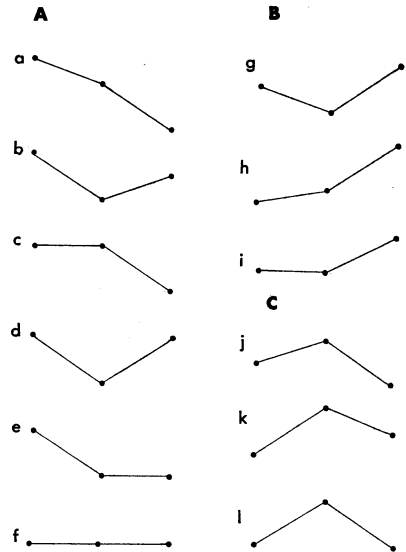
筆者は今日まで主として日本およびその周辺区域のみを対象としてこれらの問題と関係した2・3の考察をおこなってきたが、今回はさらにその視野を拡大して、環太平洋地域について地球上、すなわち南北両半球を含めた区域における最近の気候変動の傾向や特性を明らかにして今後の予測その他に資せんとするものである。このために気温および降水量について1941年以降30年間の変化の動向を調べたが、今回はその中で気温についての結果を報告することにしたい。

一般に知られているように1940年ごろまでの温暖化やその後の寒冷化の傾向はけっして地球上で一様に万偏なく同じように起こったものではなく、たとえば Mitchell が作成した1900～1919年と1920～1939年の冬の気温差の分布図をみてもわかるように、ユーラシア大陸の北部はいちじるしい昇温を示しているのに対して、その南の方にはかなり広い降温域がひろがっている。また北米大陸その他の区域でも昇温域と降温域とがたがいに交錯していることが明瞭に認められる。これはある程度当然のことであり、外方から地球表面に投入される太陽エネルギーが少なくとも数十年間あまり大きな変化をしない限り、単に地球上の気温分布の形が変わるにとどまり、地球全体としての昇温や降温の量はかなり狭い範囲内に限定されるであろうと考えられるからである。この調査はこれらの関係を明らかにするためにおこなったものであるが、変動型と傾向指数の分布からその大きな特性を明らかにすることができた。

なお、ここでは上記30年間の気温の変動傾向を求める

* Increasing and decreasing trends of winter temperature over the earth.

** E. Fukui, 東京, 成徳短大



第1図 変動型の細分。

ために、冬季の気温を用いたが北半球では1月、南半球では7月の平均気温でこれを代表せしめ、世界各地方に散在する約150地点を選んだ。これに使用した資料は最後の文献に示してあるが、途中欠測年を含んだものがあるので、これらを除外し、完全に全期間揃っているもの115地点を採用した。

2. 変 動 の 型

1941年から1970年までの30年を10年ごとに順次にⅠ(1941～50)・Ⅱ(1951～60)・Ⅲ(1961～70)の3箇の期間に区分し、これら各期間の10年間の平均気温をもとにして大きく次の3箇の型に分けることができる。

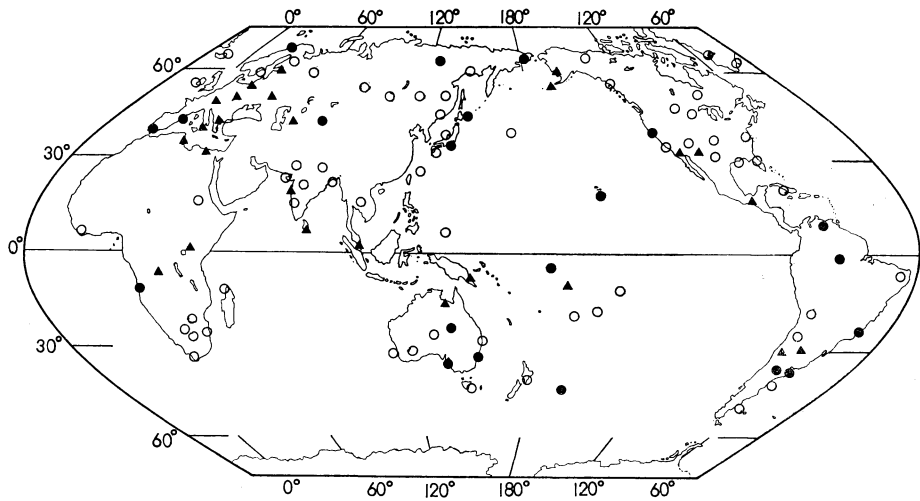
すなわち、

(A) 最初の期間Ⅰが最も高温でその後下降に転じた場合、

(B) 上記の(A)とは反対に徐々に昇温して最後の期間Ⅲが最も高温であった場合、

(C) 中央の期間Ⅱが最も高温であった場合、

である。さらに(A),(B),(C)は第1図に示すように他の2期間の平均気温の相対的關係によって数箇の副



第2図 冬の気温の変動型の分布。
○ A型, ● B型, ▲ C型。

次型に細分されるが、これらの記号はいずれも次に示すとおりである。

たとえばAの中でaはⅡの期間がⅠの期間に次いで低く、さらにⅢの期間がⅡよりも低い型、bはAの中でⅡの方がⅢよりも低い型、fは3期間とも同一の平均気温を示す型、cはⅡとⅢが同一の平均気温を示す型、以下同様である。

このような組合せは第1図の場合よりもっと多くのものが考えられるわけであるが実際に出現したのは図のようにAについては6箇、B 3箇、C 3箇で合計12組であった。すなわち最初の期間から徐々に下降をつづけた場合とその反対に徐々に上昇して最後の期間が最も高温であった場合とが最も多く、これは下記の副次型においてさらに明瞭に認められる。

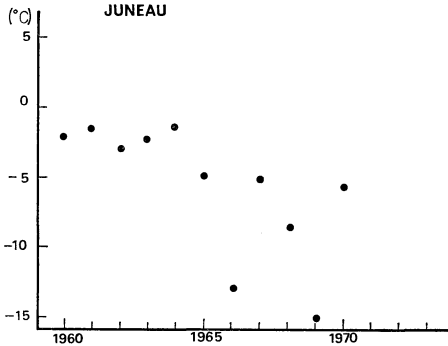
次表はA, B, Cについて副次型ごとの出現地点数を示したものである。

A 56		B 33	
a	31	g	16
b	11	h	15
c	8	i	2
d	4	計	33
e	1	C 26	
f	1	j	10
計	56	k	9
		l	7
		計	26

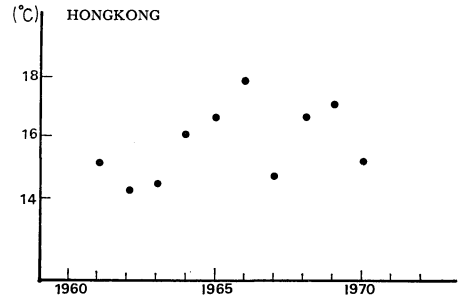
すなわち、主要型A・B・Cにまとめた場合に最も出現地点数の多いのはAの56に対してBの33がこれに次ぎ、Cは最も少なく26地点であった。またこれを副次型別にみた時に最も多く現われるのはaの型で他に比べて圧倒的であり、1940年代以後下降傾向を持続しているところが多いことが知られる。これに対して最近まで一方的に上昇をつづけているB、一度上昇して再び下降に転じたCは地点数においてかなり少ないことが知られる。

しかしこれらの地理的分布をみるとその集中の状態が出現地点数とはやや異なった特性を示すことは興味ある事実で、第2図に示すようにAとCはかなりまとまった分布区域を作っているのに対して、Bはむしろ分散的で、アジア大陸の北極海岸からラップランドにかけてやや集って出現しているに過ぎない。これに対してAはその分布区域が最も広く、図からわかるように北米大陸のほとんど全部からヨーロッパ大陸の北半部にわたる地方、インドからインドシナ半島および北極海岸を除いた東経60度以东のアジア大陸のほとんど全部、アフリカ大陸の南端部からマダガスカル島を含んだ区域などがこれに属し、少なくとも1960年代までは気候は寒冷に向っていたことが知られる。

これに対してCの型は地点数においては少ないにもかかわらず、赤道地方（南アフリカからインドネシアを経て西経130度付近までの太平洋上にまで達する）や東欧にかなりまとまった集中区域を示し、ある種の示唆を与えるもののように思われる。すなわち、ここでは一度気



第3図 Juneau における1月の気温変化。



第4図 Hongkong における1月の気温変化。

候は温暖化に向ったものの、その後再び下降に転じたことを示している。したがって、全般的にみた場合には地球上の気候は寒冷化の方向に進んでいる区域が最も広いことになり、これに対して温暖化の方向にある地点は極めて分散的で果して実際の意味をもっているか否かも疑問であるが、ややまとまってあらわれるのはアルゼンチンの中部からブラジルの南端部に達する大西洋岸の区域に過ぎない。

3. 傾向指数

上記の考察は10年ごとの3期間における冬の平均気温の比較を基にしたものであるが、さらに最近になってからの気温変動の傾向を明らかにするために前と同様冬季気温（北半球では1月、南半球では7月の平均気温をもって代表せしめた）の1960年から1970年までの間の全般的傾向を求め、その分布を調べてみた。この場合に11年間だけの気温から全体的傾向を求めることはやや無理のようにも考えられるが諸般の事情で概括的の展望を与える近似的の方法として容認することにした。

採択した地点は前と全く同じで、また使用した傾向指数はかつて鈴木栄一（1968）が日本の降水量の変動傾向を究明した時に用いたものによることにした。この場合に標本数 n が十分に多い時には指数 I が $+1.0$ から $+2.0$ の間の値の場合に85%の信頼限界で増加の傾向が有意であり、 $+2.0$ を越えるといちじるしい増加傾向（98%の信頼限界）が存在することを示している。指数が負の値の場合には同様のことが減少傾向について成立する。しかしここでは n が11であるから、この判定基準に上記のままの信頼限界は適用できないが、増減の傾向だけはかなりの程度にあらわし得るものと考えられる。このことを示すためにその例として Juneau と Hongkong の場合を第3図と第4図に掲げた。前者では I が -2.0 で、後

者では $+1.0$ で、傾向指数が実際にどの程度の増減傾向に対応するものであるかをあらわしている。

下表は全地点の中から指数がそれぞれ $+1.0$ 以上（温暖化傾向）および -1.0 以下（寒冷化傾向）の地点を示したものである。

北欧

Bodo	-1.6	Helsinki	-1.8
Stockholm	-1.0		

グリーンランド

Egedesminde	-1.2	Angmagssalik	-1.5
-------------	------	--------------	------

東欧

Copenhagen	-1.0	Kazan	-2.3
Warszawa	-2.0	Moskva	-2.3
Arhangel'sk	-1.4	Krasnovodsk	-1.0
Leningrad	-1.2		

アジア

Omsk	-1.4	Hongkong	+1.0
Enisejsk	-1.5	Bangkok	+1.4
Bombay	-1.4	Manila	+2.0

アフリカ

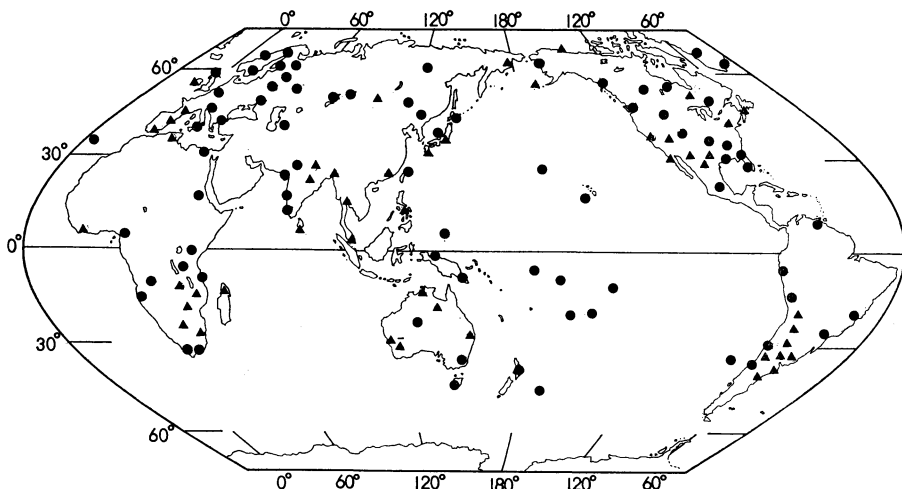
Luanda	-1.4	Lungi	+1.4
Cape Town	-2.0	Dar Es Salam	+1.5
Chileka	+1.2		

北米

Anadyr	+1.2	Winnipeg	-1.5
Juneau	-2.6	Salt Lake City	+2.0
Charleston	-1.5	Habana	-2.0

南米

Yacuiba (Bolivia)		Santa Rosa (Arg.)	
	+1.2		+1.8
Catamarca (Arg.)		Mar Del Plata ("	



第5図 冬季気温の下降地点(●)と上昇地点(▲).

+1.6	+1.0
Cordoba (//)	Bahia Blanca (//)
+1.8	+1.6
Mendoza (//)	Trelew (//)
+1.4	+2.4

なおこれ以外の全地点を含めて温暖化傾向と寒冷化傾向の地点の分布を示したのが第5図である。全体的にみると寒冷化傾向にある地点の方が圧倒的に多く、とくにいちじるしいのは東欧から北欧の地方、南西部を除いた北米大陸、太平洋諸島などである。日本では東京と宮崎とが温暖化の傾向を示しているが、前者は都市気候の影響が加わっているので除外して考えた方がよいと考えられ、同様のことはパリー、ニューヨークの正の傾向指数についても言えよう。

これに対して温暖化傾向のみられるのは南アジアの地方以外は極めて分散的で、南米大陸ではアルゼンチンからボリヴィアにわたる区域がやや広域的に上表にもみられるようになり高い温暖化傾向を示しているのに対して、これを囲んだ周辺の地方はいずれも寒冷化が進んでおり、この事実はまた前の第2図ともほぼ一致する。結局全体的にみて少なくとも1970年までの冬の気温は両半球ともに下降傾向にあった地点が多かったと言えるであろう。

4. 要約

最近における気候変動の一部として冬季の気温（北半球では1月、南半球では7月の平均気温をとった）の10年ごとの平均値によってA・B・Cの3変化型を区別し、また1960年以後の傾向指数を全地球上の115地点につい

て求め、全般的な変動傾向を明らかにした。

その結果として少なくとも1970年までの時点においてはなお依然として低下の傾向をつづけているところが最も多く、これに対して上昇の状態を保持している地点は少数かつ局部的であるが、いずれもある程度地域的にまとまった分布を示している。

同様のことを冬季以外の気温について、また1941年に降における全地球上の各地点における雨量の変動傾向についての作業を進めているが、その結果は次の機会にゆずることにしたい。

なおこの研究には文部省科学研究費の援助を受けたことを特記して感謝の意を表したい。

文 献

- 福井英一郎, 1973: 日本における最近の低温化の傾向とその動的考察, 地理評, 46, 231-244.
- Mitchell, J.M., 1963: On the world-wide pattern of secular temperature change, Proc. Rome Symposium by UNESCO and WMO, 161-181.
- Suzuki, E., 1968: Secular variations of the rainfall in Japan, Pap. Met. and Geophys., 19, No. 3, 363-399.
- World Weather Records, 1941-50: U. S. Dep. Commerce, Weather Bureau, Washington D.C., 1959.
- 1951-60: 1-6, U.S. Dep. Commerce, ESSA, Washington D.C. 1966-68.
- Monthly Climatic Data for the World, 1961-70: U.S. Dep. Commerce, Weather Bureau, Washington D.C.
- 気象庁, 1975: 世界各地の月平均気温, 気象庁観測技術資料, 39.

南アジアの気候変動*

中 島 暢 太 郎**

要 旨

南アジアのモンスーン期の降雨量はチベット高気圧の消長と関係が深い、10日ぐらいより短かい周期の変動はこの高気圧の弱まった時に降水量が大となり、一方、1ヵ月降水量やモンスーン期の総降水量はこの高気圧の強い時に降水量が大となる傾向があることを示した。またインド半島付近の各地点の気候変動の差について論じた。

1. 緒 言

著者は先に東南アジア各地の降水量の変動について考察を行ない、モンスーンに支配されるこれらの地域では、互いに非常に近い2地点の間でも変動の様子がはっきり異なる例の多いことを指摘し、これはモンスーンの強弱だけでなく、その風軸の移動がある地点の降水量に大きく影響するためであることを述べた。

今回はパキスタンからインド・ネパール・ビルマに至る地域を対象にして調査を行なった。この地方もまた降水量の年々の変動の振幅がきわめて大きく、統計的处理を行なう際には、長周期の変動をみる目的に対しては移動平均や low-pass filter を用いて短周期の変動を消去しなければ長い変動の特性を見失うことが何人かの研究者によって発表されている。例えば、Malla (1968) はネパールのカトマンズについて、Koteswaram ら (1970) はインド各地の気候変動の解析についてそのことを述べている。水越 (1973) はモンスーンアジア各地の降水量の変動率を計算し、インドからパキスタンへかけての乾燥域の変動率がきわめて高いことを述べている。

一方、インドでは1920年頃から Walker らによってモンスーンに関する研究がなされていたが、特に各地の降水量の間の相関係数を求めるような研究が多かった。これらの調査によって、インドの降水は半島部・北西部・北東部に大別され、それぞれ一様に降ると考えられた。最近では Subbaramayya (1968) がインドを20以上の小地域に細分して各地域の降水量の間の相関係数を計算し、西部から中部にかけての地域ブロックと北東インドの広い地域ブロック内ではそれぞれ互いの相関が高いが、この二つのブロック相互の間には負の相関があるこ

とを示した。

ベンガル湾北部から西にのびるモンスーントラフがインド付近の降雨と大きな関係があることはよく知られているが、このモンスーントラフが普通の位置にある時にインドが多雨であり、このトラフが北に偏するような年にはネパール付近が多雨となってインドは干ばつになるというような調査もなされている。

また、Koteswaram (1970) などは、ボンベイなどインド西岸の年降水量が1900年を底として、それ以後1960年頃まで増加しつづけているのは太陽黒点の消長と関係が深いと述べ、太陽黒点極小期には日射不足のためチベット高気圧が発達せず、したがってモンスーンも弱まってインドの広い範囲で干ばつが起るのであると考えている。

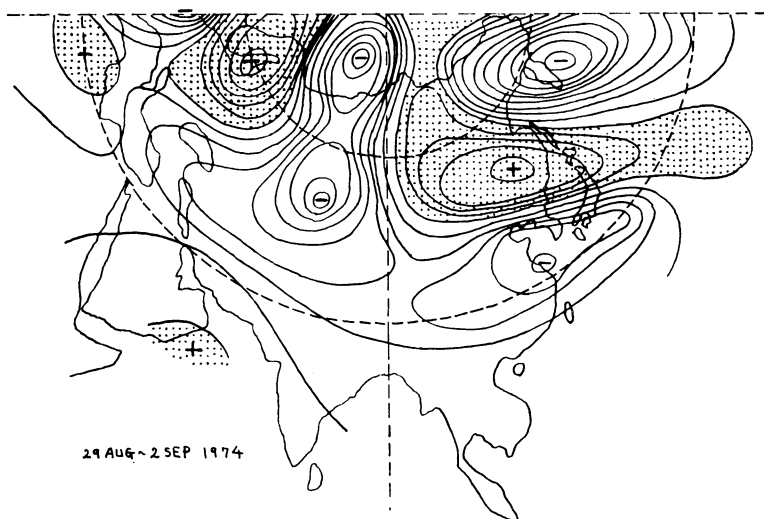
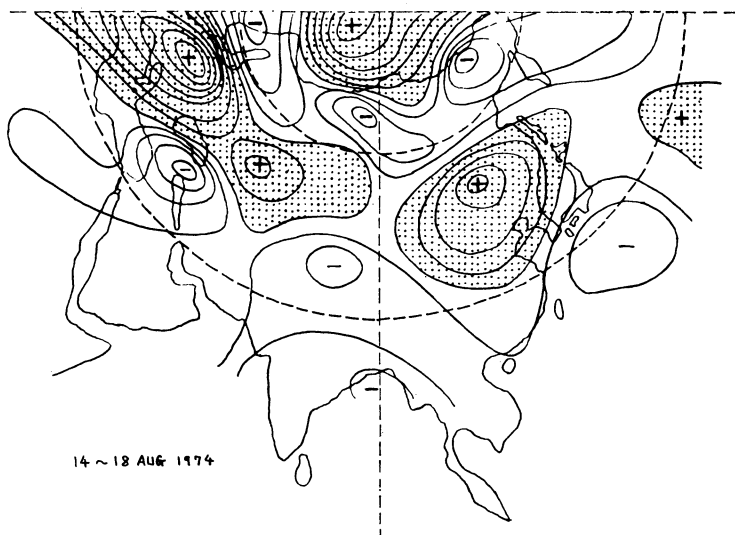
2. 解析結果

われわれは1973年4月からネパールヒマラヤのエベレスト近くの高ジュン (4400m) に気象観測所を設置し、その観測結果を解析してきた。それによると、この雨は南から運ばれてくる水蒸気によって起るけれども、南からの気流が強くなり発達した雲を生じるのは、中緯度偏西風中の波動の谷がチベット高気圧に一時的に割りこむような時であることがわかった。共同研究者の一人である安成 (1976) がネパール各地およびその周辺の多くの観測所の日降水量を立方根をとることにより正規化した上で周期分析を行なった。その結果8〜12日付近と4〜5日付近に著しい波が見出された。後者はモンスーントラフに沿った低気圧性擾乱の周期に合致すると見られ、ベンガル湾付近からネパールにかけて広域にみられるが、前者の周期は低地には著しく現われずヒマラヤ山系近くで著しいことからチベット高気圧の振動すなわち中緯度偏西風中の波動に対応するものと考えられる。

このように中緯度偏西風帯中の波の谷によってチベッ

* Climatic Change in South Asia.

** C. Nakajima, 京都大学防災研究所

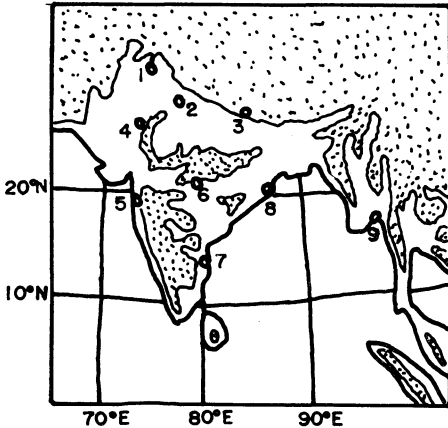


第1図 500mb 高度5日平均平年偏差図。等値線は20m ごと、上は1974年8月14~18日、下は8月29日から9月2日までの5日平均。

ト高気圧が一時的に弱まる場合にそれが 90°E 付近を中心として起るか 70°E 付近を中心とするかによって状況が異なる。第1図は1974年8月14~18日と8月29日~9月2日の5日平均500mb 平年偏差図で偏差値20m などの等値線が画かれている。8月中旬の場合には 90°E 付近に高緯度から低緯度にまで延びるトラフがあり、地上天気図ではベンガル湾北部付近に発達した低気圧が見られる。一方、8月末にはトラフは 70°E 付近で南北に延び、地上天気図ではパキスタンにやや強い低気圧が見ら

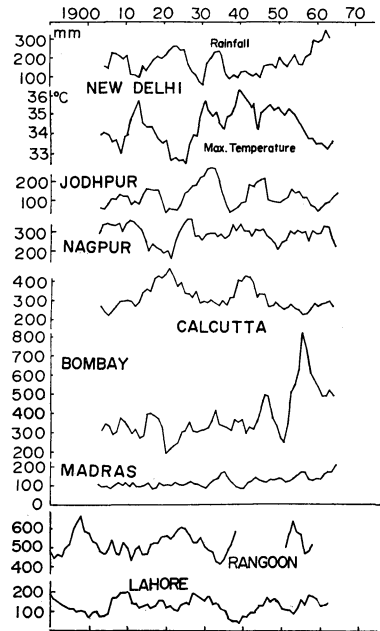
れる。

このように10日周期ぐらいまでの降水量の変動に対してはチベット高気圧の弱まった時に降水量が増えるといえるが、1ヶ月以上の周期の変動に対してはこの関係が成立せず、むしろ一般的にはチベット高気圧の発達する時の方がモンスーンによる降水量が増大するといえる。第2図に位置が示されているような9地点について月および年降水量の変動を調べてみた。第3図はこれらの地点のうち8地点の8月の月降水量および8月のニューデ



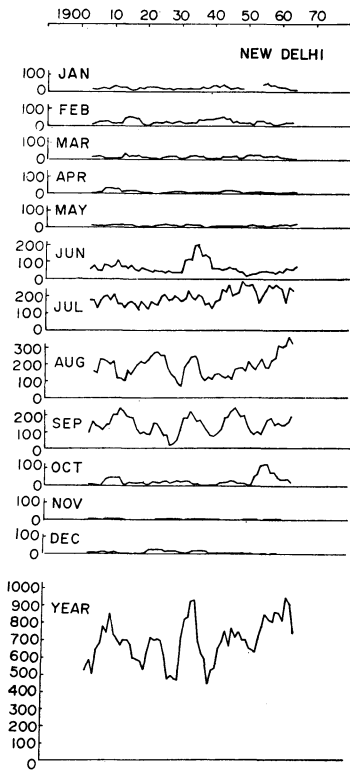
第2図 インド付近地図。海拔500m 以上の部分を区別して示してある。1. Lahore 2. New Delhi 3. Kathmandu 4. Jodhpur 5. Bombay 6. Nagpur 7. Madras 8. Calcutta 9. Rangoon

リーの日最高気温の月平均値をそれぞれ5年移動平均して比較したものである。上の2段はニューデリーの月降水量と最高気温であるが、はっきりと逆相関を示している。ここには示されていないがほとんど同じ緯度で700 km ほど西にあるネパールのカトマンズのグラフと比較するとピークの位置がほとんど一致していない。ニューデリーの南西にあるインド沙漠に近いジョドプールは7～8月には少ないながらも雨が降るが、その変動はニューデリーとはむしろ逆相関を示している。図の最下段にはニューデリーの北西方のパキスタンのラホールの曲線が示されているが、ここも乾燥地域で、変化の様子はニューデリーよりはジョドプールに似ている。次に20°Nに沿ってインド半島の西岸・中部・東岸に並んでいるボンベイ・ナグプール・カルカッタを比較してみると量ではボンベイ・カルカッタの順に多く、特にボンベイは多い年には異常に多量の雨が降る。変動の様子はボンベイ・ナグプールがジョドプールと似たような変化を示すのに対してカルカッタはむしろ逆位相である。なお、ボンベイには1900年から1960年頃にかけての漸増傾向が著しい。ビルマのラングーンはカルカッタより降水量が大であるが変動の傾向は似ている。マドラスは雨季の中心が11月であるため、8月は量・変動とも顕著ではない。以上、8月についてのみ比較を行なったが、月による差を示すために第4図には月ごとおよび年降水量の5年移動平均の変動の様子を示す。

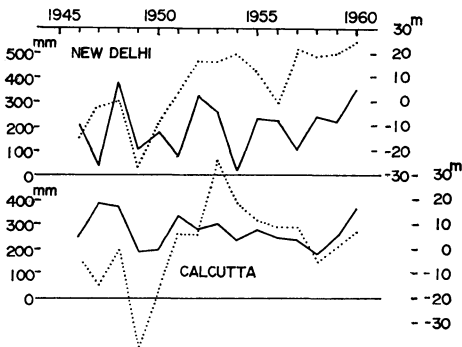


第3図 インド付近各地の月降水量の5年移動平均値の変動。ニューデリーだけは日最高気温の月平均値の5年移動平均値も示す。

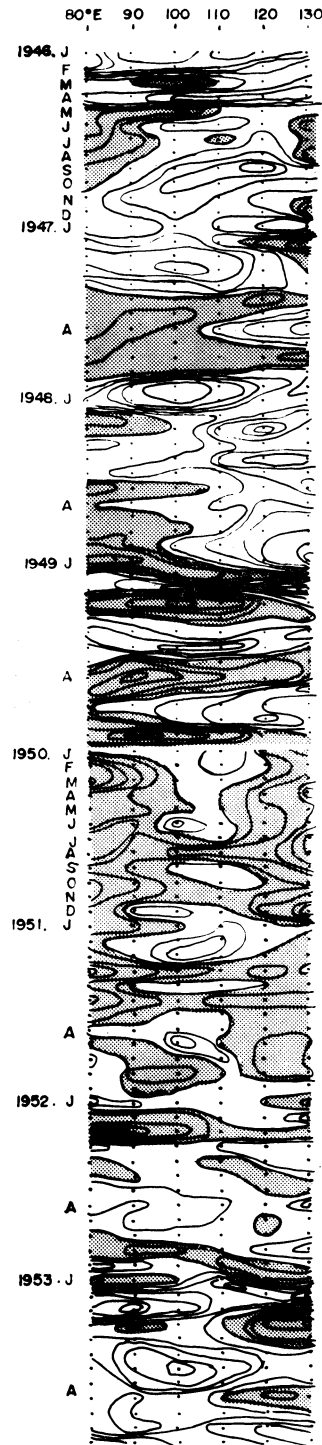
はじめに、10日平均ぐらいまではインド半島北部の降水量の変動がチベット高気圧の消長とよく対応していることを述べたが、ここで月平均についてはどうかを調べてみる。第5図は30°N線に沿う80°Eから130°Eまでの10°ごとの6地点での500mb 高度の平年偏差値の1946年1月から1953年12月までの変化の様子を図にしたものであり、負偏差域は黒く正偏差域は白く区別されている。等偏差値線は20mごとに画かれている。この図から1949年のようなチベット高気圧の発達の良い年や1953・4年のようによく発達した年があることがわかり、それらの傾向は1ヶ月だけでなく数ヶ月つづくことも多いことがわかる。このままでは降水量と比較しがたいので第6図に1946年から1960年までのニューデリーとカルカッタの8月の月降水量を、それぞれの経度に近い80°E, 30°N および 90°E, 30°N の500mb 高度平年偏差値と比較した図を示す。ニューデリーの場合には1954年や1957年の例のように正偏差が大で降水量が少ない年があるが、一般的にはチベット高気圧が発達している程月降水量が大である傾向がはっきりしている。このことは10日以下の周期の変動で述べたこととは逆の傾向である。



第4図 ニューデリーの各月および年降水量の5年移動平均値の変動。



第6図 1946年から1960年までのニューデリーとカルカッタの8月の月降水量の変化(実線)と 30°N , 80°E (ニューデリーに対応) および 30°N , 90°E (カルカッタに対応) の月平均 500mb 高度 年偏差値。



第5図 30°N 線に沿う 80°E から 130°E までの 10° ごとの格子点の値を用いた 1946年1月から1953年12月までの月平均 500mb 高度の年偏差値。等値線は 20m ごと、負偏差域は黒く正偏差域は白く区別してある。

3. 結 語

東南アジアの場合とおなじように、南アジアでも降水量の経年変動は場所によって大きな差があるが、東南アジアの場合よりは説明しやすい。チベット高気圧の勢力とモンスーン期の降水量との関係は10日周期ぐらいまでは負の相関が見られるが月降水量の場合はむしろ正の相関が著しい。

なおこの研究は名古屋大学樋口敬二氏を代表とする文部省科学研究費海外学術調査の一部として行なったことを付記し、協力していただいた各位に謝意を表する。

文 献

Koteswaram, P. and S.M.A. Alui, 1970: Secular trends and Variations in Rainfall of Indian Regions, IDOJATAS, 3-4, 176-.

Malla, U.M., 1968: Climatic Elements and Seasons in Kathmandu Valley, The Himalayan Review, 21st International Geographical Congress Special Issue, Nepal Geographical Society, 53-77.

水越允治, 1973: モンスーンアジアにおける降水量の変動率, モンスーンアジアの水資源, 古今書院, 31-42.

中島暢太郎, 1975: 東南アジアの降水量の変動について, 天気, 22, 404-407.

中島暢太郎, 1975: 東南アジアの気候の特性について (2), 東南アジア研究, 13, 308-336.

ネパールヒマラヤ氷河学術調査隊, 1976: 成果報告書, (雪氷学会で印刷中)

Subbaramayya, I., 1968: The Inter-Relation of Monsoon Rainfall in different Subdivisions of India, 気象集誌, 6, 77-85.

551, 524, 34

異常気温出現の経年変化と地域的対応 (第2報)

—1・7 月平均気温について—*

水 越 允 治**

1. ま え が き

前回の報告で筆者は、北半球各地における1月の平均気温の累年値をとりあげ、平年値に比べて異常に高いかまたは低い値の出現状態について幾つかの地域単位ごとの経年変化傾向、ならびに地点間対応を考察した。その後、7月の平均気温についても同様な調査を行い、また経年変化傾向についてのみではあるが南半球にも対象範囲を拡大して検討を行ったので、それらの結果を合せて以下に報告する。

異常気温の定義、利用した資料、対象期間については前報と同様である。対象地点は北半球については67、南半球については48で、合計115である。南半球の場合、40°Sより高緯度の地点数は水陸分布の関係できわめて限られている。

2. 半球別・月別異常気温出現地点率の経年変化

まず115地点を南北両半球に分け、1931年以来毎年 of 異常高温または異常低温地点数を1月と7月について集計した。前報ではこの合計地点数の累年値をもとにして異常気温出現の経年変化傾向を論じたが、年によって資料のない地点もあるので、各年ごとに異常気温を記録した地点数と有効な資料のある全地点数との比率を百分率によって現わし、この比率によって改めて異常気温出現の経年変化傾向を検討し直した。以後この比率を異常高温(または低温)地点出現率とよぶことにする。異常高温(または低温)地点数にもとづいた前報における北半球の1月の結果と今回の結果との間にいちじるしい違いはあらわれていない。

第1・2図に南北両半球における1月と7月の異常高温ならびに異常低温地点出現率の経年変化傾向を掲げる。実線は累年の値をそのまま結んだもの、点線は10年移動平均を行ったものである。

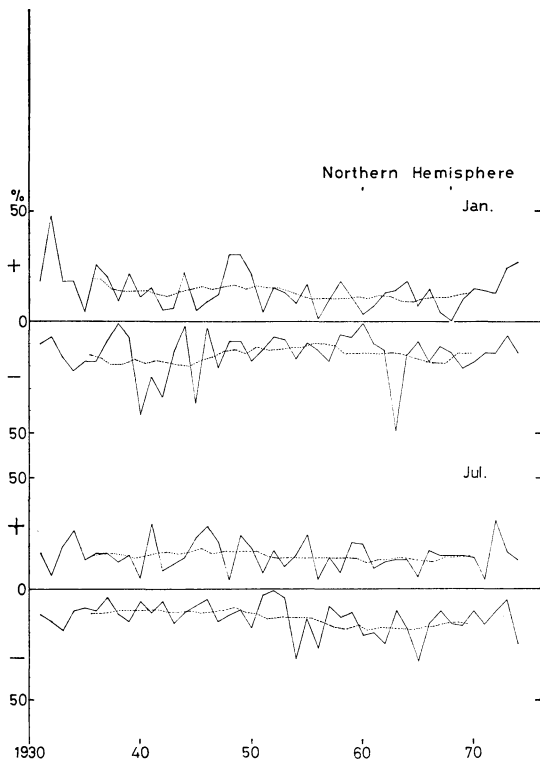
a. 北半球

i) 1月 概要は前報に記した通りである。異常高温地点出現率は1930年代・1940年代後半、それに1970年代

* Inter-annual Change and Regional Correspondence on the Occurrences of Anomalous Temperature. (The Second Report).

—On the Monthly Mean Temperatures in January and July—.

** M. Mizukoshi, 三重大学



第1図 異常気温観測地点出現率の経年変化 (北半球, 1・7月).

+ : 異常高温 - : 異常低温

入って高い傾向がある。いっぽう異常低温地点出現率は1940年代前半と1963年に高い。1963年はその前後に高率な年がなく、きわめて異例である。

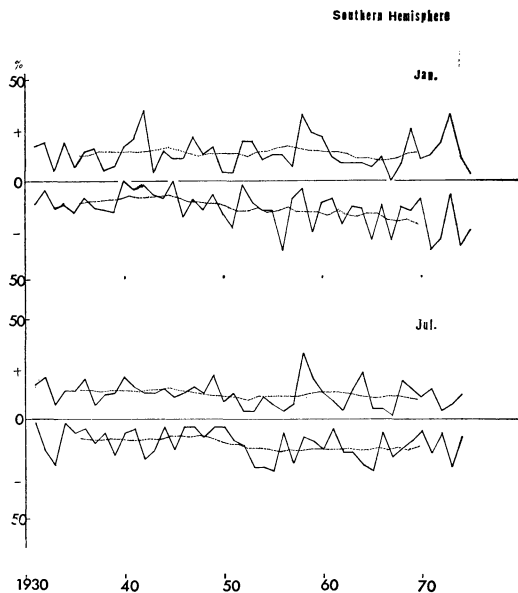
ii) 7月 異常高温地点出現率については、明瞭な特色が見出せない。強いていえば、1940年代から1950年代にかけて、やや高率であること、1972年に目立って高率であったこと、などが挙げられよう。異常低温地点出現率の方は、1950年代後半から目立って高率となり、近年までその傾向が続いている。

b. 南半球

i) 1月 1940年代の前半・1950年代・1970年代には異常高温地点の出現率が高く、1950年代以後近年まで、異常低温地点の出現率が高い。

ii) 7月 1950年代の後半以後、時折異常高温地点の出現率の高い年が現われている。また1950年代の前半には、その出現率は低い傾向にあった。異常低温地点出現率は1950年代以後高い傾向が続いている。

次に両半球・両月のこれらの傾向を相互に比較してみ



第2図 異常気温観測地点出現率の経年変化 (南半球, 1・7月).

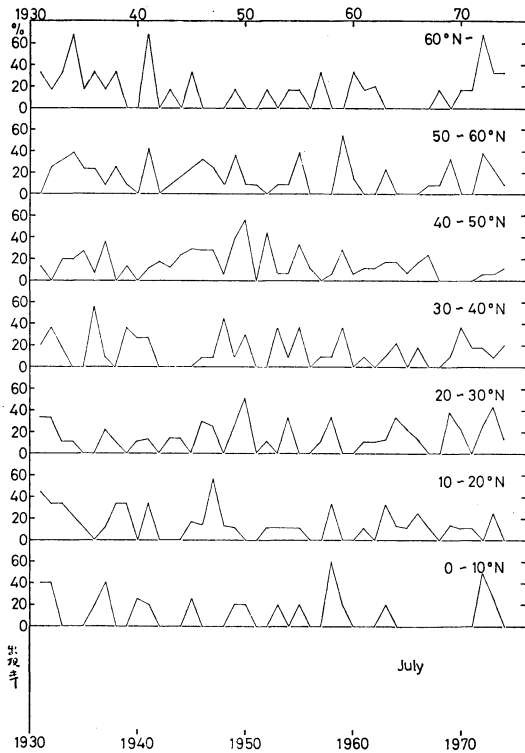
+ : 異常高温 - : 異常低温

ると、7月に両半球の傾向がきわめて類似していることが指摘できる。ことに異常低温地点出現率は10年移動平均値の推移によって比較すると、平行性が顕著で、相関値0.87**の有意な関連を認めることができる。異常高温地点出現率の場合にも、この月には南北両半球の間に有意な正相関が存在する(0.37*)。1月については両半球の間にこれほどの関連性は認められない。ただし、異常低温地点出現率に関しては有意な負相関(-0.41*)があらわれており、7月とは違った両半球間の関連性が存在するようである。

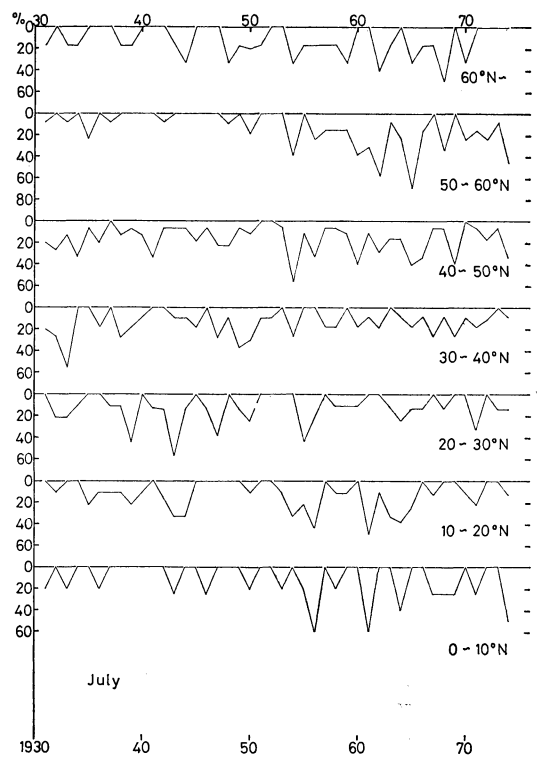
3. 緯度帯別異常気温地点出現率の経年変化

北半球については前報で、0-10°N・10-20°N・20-30°N・30-40°N・40-50°N・50-60°N・60°N-の7つの緯度帯に全地点をふりわけ、各緯度帯における異常気温出現地点数の長期傾向を検討した。今回はこれらについても異常気温出現地点率に改め、さらに南半球についても、0-10°S・10-20°S・20-30°S・30-40°S・40°S-の5つの緯度帯に観測地点をふりわけ、北半球と同様な作業を行った。北半球の各緯度帯に含まれる地点数は前報に記したが、南半球の各緯度帯に含まれる地点数は次のと

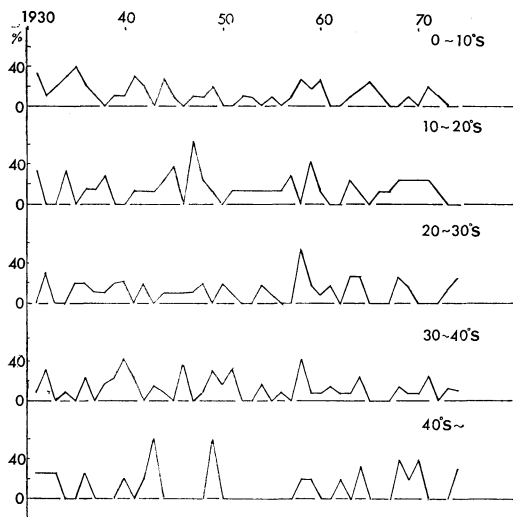
* は1%, ** は5%の危険率でそれぞれ有意。



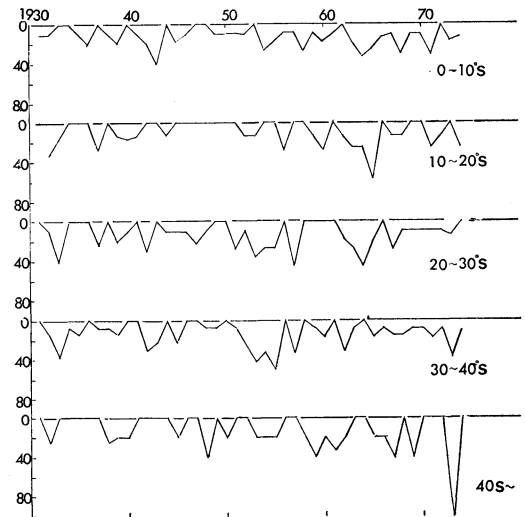
第3図 緯度帯別異常高温観測地点出現率の経年変化 (北半球, 7月).



第4図 緯度帯別異常低温観測地点出現率の経年変化 (北半球, 7月).



第5図 緯度帯別異常高温観測地点出現率の経年変化 (南半球, 7月).



第6図 緯度帯別異常低温観測地点出現率の経年変化 (南半球, 7月).

おりである。

緯度帯	地点数
0-10°S	11
10-20°S	8
20-30°S	11
30-40°S	13
40°S-	5

第3図～第6図には緯度帯別の異常高温または低温地点出現率の経年変化を掲げる。ただし前報には北半球の1月について地点数であらわした図を掲げてあるのでこれを除き、また紙面の都合で南半球の1月の分も省略した。したがって両半球の7月についてだけをここに掲げている。以下両半球の各月について傾向のあらましを記す。

a. 北半球

i) 1月 概要は前報に記した通りである。1960年代後半から、60°Nより高緯度の地帯で異常低温地点率が高くなっている点が注目される。

ii) 7月 異常高温地点の出現率については各緯度帯とも目立った特徴を認め難い。いっぽう異常低温地点の出現率は、1950年代の後半から40°N以北の中高緯度帯で高い傾向が続いている。なお0-10°Nの熱帯地域でも同様な傾向がある。

b. 南半球

i) 1月 年による変動が大きく、明瞭な傾向をとらえ難いが、1970年代に入って高・低温ともに出現地点率の異常に高い年が目立ってきている。例えば1971年には各緯度帯とも異常低温地点の出現率が高く、1972年には低緯度で異常低温が、1973年には中低緯度で異常高温が、1974年には同じく中低緯度で異常低温が、それぞれ顕著にみられ、最近では北半球以上に異常な状態が毎年のように生じている点が注目される。

ii) 7月 異常高温地点の出現率については長期傾向が明瞭でない。しかし異常低温地点の出現率は全般に近年高くなる傾向にある。これは南半球全体をひとまとめにして扱った前節の結果にもはっきりとあらわれていることである。また特異な例であるが、1973年には中緯度から高緯度にかけて異常低温傾向がはっきりと認められ、40°Sより高緯度にある全地点で異常気温を記録するといった、北半球の1963年の例にも相当するような状態が認められる。

以上をまとめると、一般に夏よりも冬、異常高温よりも異常低温の方に明瞭な長期変化傾向が認められ、また

南半球における異常性が近年高いことが注目される。

4. Sector 別異常気温地点出現率の経年変化

北半球の1月については、30°W-60°E (ヨーロッパ・アフリカ)・60°E-180° (アジア)・180°-30°W (北アメリカ)の3つのsectorにわけて経年変化傾向を調査した。南半球についても同様な検討を行った。ただし北半球における区分と一部経度を異にしている。すなわち30°W-60°E (アフリカ)・60°E-140°W (オセアニア)・140°W-30°W (南アメリカ)の3つのsectorに分けてある。各sectorに含まれる地点数は、アフリカ 10・オセアニア 19・南アメリカ 19 である。(経年変化傾向を示す図は紙面の都合で省略する)。

a. 北半球

i) 1月 前報に記したので省略する。

ii) 7月 ヨーロッパ・アフリカでは1950年代を境に、それ以前は異常高温、それ以後は異常低温を示す地点の出現率が高くなっている。この地域では近年夏の低温化傾向が顕著であるといえよう。アジアでも1950年代後半以後、異常低温地点の出現率が高い傾向にある。北アメリカでは年々の変動が大きく、明瞭な傾向はつかみ難いが、近年は異常高温の出現率が高い傾向がある。

b. 南半球

i) 1月 アフリカでは1950年代から、オセアニアでは1960年代から、それぞれ異常低温地点出現率が高い傾向がある。しかし全体として年ごとの変動が大きく、明瞭な特徴はとらえ難い。

ii) 7月 アフリカで1950年代以後異常低温傾向が顕著である。オセアニアでは近年時折異常高温地点出現率の高い年があらわれている(1964・1969・1974年)。南アメリカでも1950年以後異常低温地点の出現率が高い年がしばしばあらわれているが、数年連続するかたちではない。なお1958年の異常高温はきわめて明瞭である。

5. 異常気温地点出現率と大気大循環特性

異常気温の出現状態が大気大循環の特性と関連を持つのではないかとの観点から、前報では北半球の1月の場合について、累年の異常高温または低温地点数とZonal index (東西指数)との関連を求めたところ、異常低温地点数と東西指数との間に有意な負相関のあることを認めた。今回は異常気温地点出現率に数値を置きかえて、改めて北半球の1月と7月について東西指数との関連を求めたところ、1月の異常低温地点出現率の場合に前回と同様有意な負相関を認めたものの、7月については有意な相関を見出すことはできなかった。南半球について

は今のところ検討を行っていない。

6. 異常気温出現の地点間対応

北半球の1月について前報で行ったと同様、7月についても地点間対応の検討を行った。同符号の異常性のあらわれ方は1月の場合と同じく、ヨーロッパの各近接地点間での対応がもっともよい。それ以外の地域では近接地点相互でもあまり対応がよくない。また大陸を異にする二地点間の対応も、1月の場合は地域的にまとまった地点群相互の対応として認められるほどであったが、7月にはそれもほとんどなく、特徴をとらえ難い。異符号の異常気温出現の地点間対応に至ってはいっそう対応のある地点の組合せ数が少なく、地域的な傾向をとらえることもできなかった。

7. 要 約

以上、前報に引続いて月平均気温の異常性の出現傾向を、範囲は南北半球（全世界）、月は7月にまで拡大して検討した。一般に異常低温地点出現率の方が異常高温地点出現率よりも長期変化傾向が明瞭で、南半球では1・7月とも、北半球では7月に、近年出現率の増大傾向が認められる。北半球の1月の場合は1963年のように異常に高率な年もあるが、近年低温地点出現率にはむしろ減少傾向が認められる。南半球では夏・冬ともに異常低

温のあらわれ方が近年顕著になってきている点、北半球では冬よりも夏に低温率が高まってきている点、などは注意をひこう。ただし北半球でも高緯度地方（60°N以北）では1月の異常低温地点出現率が近年高くなっており、南半球の7月にやはり高緯度地方での異常低温出現率が近年高くなってきていることと共に、冬の高緯度地方での低温化を示唆している。

この研究は昭和50年度文部省科学研究費自然災害特別研究（1）「気象・海洋災害の長期予測に関する基礎的研究」（代表者 京都教育大学教授 大内正夫）によった。大内正夫教授をはじめ、同研究班の方々には多くの御教示と御便宜をいただいた。また資料の閲覧には気象庁図書館、大阪管区気象台調査課のご便宜をいただいた。以上ここに記して感謝を申上げる。作図・資料の整理を手伝って下さった松井徹・高橋雅芳・真弓昭子の諸氏にも謝意を表する次第である。

文 献

水越允治, 1975: 異常気温出現の経年変化と地域的対応——1月平均気温の場合——, 天気, 22(8), 399-404.

551, 587; 551, 515, 127; 551, 547

月平均 100mb 等圧面高度図型と 東西指数・波数解析値について*

吉 野 正 敏**

要 約

先に筆者は北半球の月平均 100mb 等圧面高度図型を7つの冬(W)型, 5つの夏(S)型に分類した。今回は、その分類法に従い、それぞれの型の出現の季節変化をみると、15年間の集計ではかなりはっきりとした春・夏・秋の特徴が見出された。次に、それぞれの型のときの 100mb 面における東西指数を 60°N と 50°N において象限別と北半球平均とについて求めた。最後に、それぞれの型別に、500mb 面における 30・40・50・60°N に沿う月平均高度の調和解析をした結果から、波数 1～3 の振幅と位相角のそれぞれの平均値を求めた。それらの気候学的特徴を記述した。

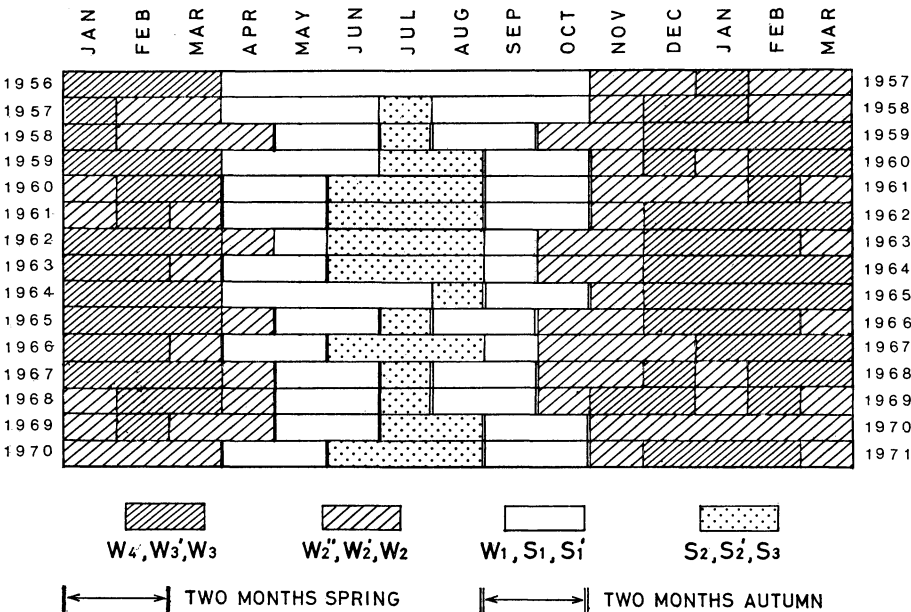
1. ま え が き

これまでの研究では、北半球の月平均 100mb 等圧面

高度図型を、中心が 15990gpm 以下の極渦をもつ冬型(W型)と、特に東半球の中緯度に高気圧がある夏型(S型)とに大分類し、冬型はさらに7つに、夏型はさらに5つに小分類し、その1956年1月から1970年12月までのクロノロジーをつくった。そうして対流圏と成層圏における状態すなわち、地上の気圧配置、500mb, 100

* The Classified Circulation Types at the 100mb Level, Zonal Index and Wave Number Analysis in the Northern Hemisphere.

** M. M. Yoshino, 筑波大学 地球科学系



第 1 図 1956 年 1 月から 1971 年 3 月までの 100mb 面の循環型の変化.

第 1 表 月平均 100mb 高度図の各々の型における象限別および北半球平均の東西指数.

60°N						
100mb 面の型	象 限				北半球平均	標 本 数
	I (0°-90° E)	II (90° E-180°)	III (180°-90° W)	IV (90° W-0°)		
W ₄	52.7	47.8	53.1	60.7 ^{gpd}	53.6 ^{gpd}	12
W ₃ '	47.1	38.7	40.8	42.0	42.2	15
W ₃	44.2	36.6	34.0	37.1	38.0	15
W ₂ ''	34.7	27.0	35.0	35.7	33.1	14
W ₂ '	35.0	28.9	29.3	35.6	32.2	13
W ₂	34.5	31.3	30.3	33.6	32.4	19
W ₁	26.2	25.4	23.5	23.0	24.5	17
50°N						
100mb 面の型	象 限				北半球平均	標 本 数
	I (0°-90° E)	II (90° E-180°)	III (180°-90° W)	IV (90° W-0°)		
W ₄	45.5	52.9	38.5	57.4 ^{gpd}	48.6 ^{gpd}	12
W ₃ '	43.9	49.1	38.3	41.6	43.2	15
W ₃	43.3	55.2	34.3	41.3	43.5	15
W ₂ ''	35.7	46.8	37.0	38.9	39.6	14
W ₂ '	37.3	46.1	31.0	36.0	37.6	13
W ₂	36.4	49.4	34.2	34.2	38.5	19
W ₁	28.7	42.0	28.0	27.0	31.4	17

第2表 100mb 面高度図の各々の型における波数1～3の振幅と位相角。

100mb 面の型	緯 度	振 幅			位 相 角		
		波数 1	波数 2	波数 3	波数 1	波数 2	波数 3
W ₄	60°N	74	110	84 ^{gpm}	50	27	100°
	50	74	97	108	0	36	98
	40	68	57	83	309	41	92
	30	55	28	35	272	86	78
W ₃ '	60	70	76	60	2	54	84
	50	88	82	76	1	45	97
	40	58	60	72	337	52	91
	30	38	17	32	259	97	78
W ₃	60	79	86	54	348	32	74
	50	86	96	65	5	46	91
	40	50	60	64	348	49	93
	30	29	14	31	286	72	79
W ₂ ''	60	72	71	46	22	41	91
	50	89	86	63	355	48	90
	40	63	50	57	336	53	90
	30	37	16	23	256	108	69
W ₂ '	60	60	70	36	75	32	79
	50	83	64	52	345	43	88
	40	46	36	54	285	51	90
	30	25	13	21	245	84	78
W ₂	60	90	67	53	357	54	62
	50	101	59	58	356	54	68
	40	44	34	44	339	54	84
	30	22	14	22	222	113	65
W ₁	60	64	56	30	354	40	50
	50	68	56	34	19	56	80
	40	27	25	32	339	68	83
	30	12	15	21	137	111	63

mb, 50mb 面における循環の2～3の特性との関連について論じた (Yoshino, 1975; 吉野, 1975)。

今回の研究では、その分類によるそれぞれの型がどのような季節変化によって出現するかについて先ず調査した。次いで、各型の循環の特性を量的に表現するものとして、100mb における東西指数と、500mb 面の高度の波数解析の平均状態を求めた。これらは、前報から一貫して、各々の型の循環特性を記述する目的の下に行っているものである。

2. 月平均100mb 面高度図型の季節変化

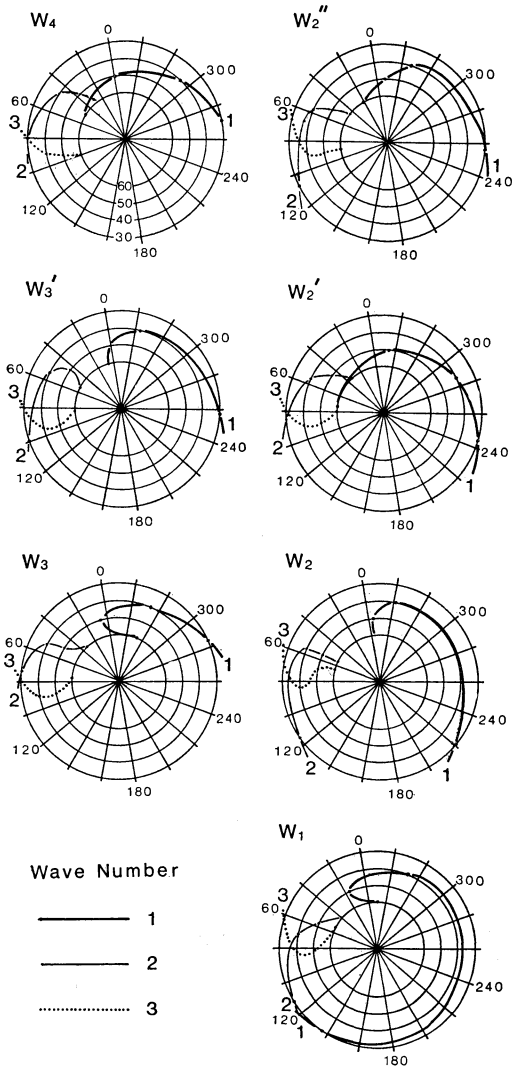
100mb 面の月平均高度図を1956年1月から1971年3月までの各月について分類を行った結果を第1図に示す。ただし、各型の分類の基準などについては、上記の前報を参照されたい。まず年変化をみると、12・1・2月にはW₄型・W₃'型・W₃型が多く、4月・5月にはW₁型と、S₁型が多く、6月にはS₁'型・S₂型が多く、7月にはS₂'型、9月にはS₁'型、10月にはW₂型・W₁型が多く、11月にW₂型・W₂'型・W₂''型が多い。さて第1図から季節変化について、次の事実がわかる。

(a) W₁型・S₁型・S₁'型を春・秋の型とする。すなわち、極渦の中心は15610gpm 以上で、東半球の高気圧は16600gpm 以上で16790gpm 以下の場合をくくる。そうすると、春は2カ月、秋は2カ月の年が多い。すなわち、4月に春が始まると後述する夏型が6月に始まり、5月に春が始まると、夏型は7月に始まる。この法則があてはまるのは、15年のうち10年である。

(b) 同じく、秋が8月に始まると後述する浅い冬型は10月に始まり、秋が9月に始まると浅い冬型は11月に始まる。この法則があてはまるのは15年のうち11年である。

(c) S₂型・S₂'型・S₃型を夏型とする。これは東半球の高気圧の絶対高度が16800gpm 以上の場合をくくったものである。そうすると、夏型が6月に始まると3カ月(6・7・8月)続く。これは例外がない。また夏型が7月に始まると、その1カ月で夏型は終る。例外は1回である。この両者を合わせると、この法則に合致するのは15年のうち11年である。

(d) 浅い冬型とは、W₂型・W₂'型・W₂''型とする。



第2図 月平均 100mb 高度図の型別にみた 500mb 面の緯度別位相角。図中の 1・2・3 は波数を示す。

これは、極渦の中心高度が 15600~15210gpm の場合すべてをくくったものである。この浅い冬型が始まるのは前述の通り夏型が終って 2 カ月を経て出現することが 15 年のうち 10 年であった。しかし、浅い冬型が継続する月数は極めて不規則である。

(e) 真冬の型である W_3 型・ W_3' 型・ W_4 型の継続期間、その周期などについてもいまのところ傾向は不明である。12・1・2 月のうちでは 1 月に比較的この型がでにくいのは興味ある事実である。

3. 月平均 100mb 面高度図の型別の東西指数

100mb 面の月平均東西指数の 90° ごとに区切った各象限平均値および、北半球平均値を、各月別に求めている(気象庁予報部, 1972) ので、各型別に平均値を求めた。東西指数は 70°N と 50°N の間について求めたものを 60°N の値、 60°N と 40°N の間について求めたものを 50°N の値とする。ここでは冬型(W型)のみについてまとめて第 1 表に示す。この表からわかることは次の通りである。

(a) 60°N と 50°N では、東西指数の各象限の相対値がまったく異なる。すなわち 60°N では常に第 1 象限の値が第 2 象限の値より大であるが、 50°N では常に第 2 象限が第 1 象限より大である。

(b) 60°N ・ 50°N とともに、 W_4 型→ W_3' 型→ W_3 型… W_1 型の順に東西指数が小さくなる。ただし、 W_4 型と W_1 型の差は 60°N では 2 倍以上、250m 以上あるが、 50°N では 150~200m で、小さい。

(c) 60°N ・ 50°N とともに W_4 型では第 4 象限で極大となる。これは真冬には極夜西風ジェットが、この緯度では第 4 象限 (90°W - 0°) において最も発達するからであろう。

(d) 60°N では第 4 象限または第 1 象限で極大となっているが、 50°N では第 2 または第 4 象限で極大である。 60°N では第 1 象限で極大になり、 50°N では、第 2 象限で極大になる型が多いのは、前者はヨーロッパアルプス(45°N ~ 50°N)、後者はヒマラヤ・チベット山塊(30°N ~ 35°N) の影響で、緯度がやや異なるためと思われる。

(e) 北半球平均値でみると、 50°N では第 2 象限の値が W_4 型から W_1 型まですべて 400m 以上なので、 W_4 型をのぞいて、すべて 50°N の方が 60°N より大きい値をとる。しかし、上記の通り象限によってかなりの違いがあることを注意すべきであろう。

4. 月平均 100mb 面高度図の型別の波数解析

月平均 500mb 面の高度を緯度別に波数解析した値(気象庁予報部, 1971) を使って、月平均 100mb 面高度図の型別の平均値を求めた。オリジナルな値は、 30°N ・ 40°N ・ 50°N ・ 60°N に沿う月平均高度を 36 項の調和解析して、波数 1~5 の振幅(単位 m)と位相角を求めたものである。ここでは波数 1~3 までの振幅と位相角を使った。ただし、位相角は波の位置を表わし、 0° から 360° まで、原点は緯度 0° で東まわりに正の向きとして、位相角を波数で割り、 0° に最も近い峰の位置で示してある。振幅が小さいときは波の位置は信頼度は低い。中緯度では 20m、高緯度では 30m が大よその目安であると

いわれている(荒井, 1970)。

さて, 100mb 面の型別の平均値は, 振幅 $1 \cdot 2 \cdot 3$, 位相角 $1 \cdot 2 \cdot 3$ のそれぞれについて求めた。結果は第2表に示す通りである。この表の中から位相角についてまとめると, 第2図ようになる。

(a) 波数1のリッジは, 50°N から 30°N になるに従って時計廻り(西廻り)に移動する。その移動する範囲は W_4 型で小さく, W_3' 型…… W_1 型になるほど大きくなる。

(b) 波数1の場合, 尾根の位置は 50°N では型による差が 34° で最も少なく, 平均位置はほぼ 0° 付近にある。 60°N と 40°N では型による差はやや認められる。 30°N では型による差は, 150° にも達する。これは 30°N では, 型による中緯度高気圧の影響が大きいためであろう。

(c) 波数では, 30°N を除いて, 第1象限にある。緯度による位置の差は小さく, 約 60° のずれである。ただし, 尾根の位置は波数1の場合, 60°N から 30°N に向って時計廻りに移動したが, 波数2では反時計廻り(東廻り)にずれる。

(d) 波数2の場合, 型による差は波数1の場合より小さいが, 真冬の型では小さく, 春・秋の型ではやや大きいという類似した傾向がある。

(e) 波数3では, 緯度による差, 型による差が最も小さい。 40°N と 30°N とを比較すると時計廻り(西廻り)にずれている。

次に振幅について第2表からわかることをまとめると, 次の通りである。

(a) 振幅は波数1のときは 50°N で最大である。波数2のときは 50°N または 60°N で最大である。波数3のときは 50°N で極大となる。

(b) 波数2のとき, 60°N と 30°N の振幅の差は最大となる。これは波数2のとき 60°N (50°N) と 30°N のコントラストが最も明らかなためであろう。

5. 2~3 の議論

冬の10年間の毎日の500mb 面における高度を $20 \sim 80^\circ\text{N}$ の各緯度について調和解析を行ない, 波数1~6について振幅と位相角に関する統計的研究がされている(荒井, 1965)。その結果によると, 波数1の場合, 位相角の出現度数の極大は低緯度に行くにつれて西にずれている。これは, 月の平均値について求めた第2図に示した事実と一致しているが, 循環の型によってそのずれる範囲が異なることが, 今回の研究によって示された。

波数2の場合を荒井(1965)は, 東西指数の高・中・低によって調べて調べているが, 高指数の場合がここでいう真冬の型(W_4 型・ W_3' 型・ W_3 型), 低指数の場合がここでいう浅い冬型(W_1 型など)に対応するとすればすでに述べて来た特徴と少なくとも $40 \sim 60^\circ\text{N}$ の間については一致する。すなわち, 高指数の場合は, 位相角の出現頻度の極大はほぼ同じ角のところに出現し, 低指数の場合はややずれており低緯度ほど東にずれる事実である。波数3の場合, 荒井(1965)の結果では, 位相角の移動は 40°N 以南に限られるというが, 今回のような型別の月平均値でも, $60^\circ \sim 40^\circ\text{N}$ の間はほとんど差がなく, 30°N でやや西にずれているに過ぎない。

次に振幅に関しては, 荒井(1965)の結果では, 波数1の場合は $70^\circ\text{N} \cdot 60^\circ\text{N} \cdot 50^\circ\text{N}$ でほとんど同じで, 40°N から急に減少する。そうして波数2~6については振幅の極大の緯度が, 波数とともに低緯度に移動している。このような状態は第2表においても認められ, 波数1の場合, 50°N に極大がでているが 60°N との差はあまり大きくない。しかし, 波数2と3を比較すると, 波数2では 60°N に極大, 波数3では 50°N に極大がでていることが多い。

500mb 面における超長波(波数1~3)をトランジェント波と定常波に分離して調査すると, トランジェント波は約1カ月の時間スケールを持ち, 高指数より低指数のときに顕著に発達して西進する(Arai, 1971)。それは第2図における(W_2 型・ W_1 型)と(W_4 型・ W_3' 型)とにおける波数1の $30 \sim 50^\circ\text{N}$ の間の状態の差とよく一致するものである。

6. あとがき

100mb 面の月平均高度図をいくつかの型に分類することによって, 循環の型を分類し, 各々の型の循環特性を記述した。気候変動は, 循環の型の変動の結果生じるものであるから, 循環の型の変動に法則性があり見出されれば, 諸種の特性はそれに付随して理解できるであろう。次の機会には, 1971~1975年のクロノロジーをつけ加え, 型の変動について述べたい。

文 献

- 荒井 康, 1965: プラネタリー波の統計的研究, 気象集誌Ⅱ, 43(1), 42-51.
- 荒井 康, 1970: 調和分析と超長波の季節変動, グロースベッター, 9(1).
- Arai, Y. 1971: A synoptic analysis of ultralong waves, J. Met. Soc. Japan, II, 49(5), 416-434.

Yoshino, M. M., 1975: Classification and chronology of monthly mean topography patterns at the 100mb-level in the Northern Hemisphere, Arch. Met. Geophys. Biokl., Ser. B, 23, 269-294.

吉野正敏, 1975: 主要な気圧配置の出現頻度と 100 mb 面の等高線型との関係, 天気, 22(8), 417-

423.

資料

気象庁予報部, 1971: 長期予報テクニカルノート, No. 12, 74.

気象庁予報部, 1972: 長期予報テクニカルノート, No. 14, 70.

551, 513; 551, 521, 14

アルベドの変化と栗原モデルによる大気大循環の変動*

朝 倉 正**

1. はし が き

積雪面積が異常に広がると地球のアルベドは増大し、下層大気の気温は低下する。このことは J. Namias (1963) と G.J. Kulka (1964) によって指摘されている。また、昨年 (1975年) 8月18~23日、イギリスの Norwich では WMO/IAMAP 主催で気候変動のシンポジウムが開催された。この中で、L. Williams は日射の変化が夏の遅い雪に及ぼす影響について論じ、M.J. Suarez と I.M. Held は季節的に入射量を変えたときの影響を albedo-feedback モデルを用いて論じている。それによると、氷域は地上気温傾度に支配されるが、気温傾度が小さいときは太陽定数の僅かな変化が氷域の拡大・縮小に大きく効いてくるという。また、J. Egger は大循環の帯状平均と外力との関係を論じている。気候変化の原因については数多く出されているが、大半は気候変化を起こし得る可能性について述べられているが量的な証明については必ずしも十分でなかった。しかし、大循環モデルの開発によって上述のような議論ができるようになったのは最近の進歩ということが出来よう。

本論は GFDL の栗原 (1970) が開発した大循環の統計的力学モデルを用いて、アルベドを変えたときの大循環の変動を電子計算機によって算出した結果について述べる。いま、想定として冬期間に異常に多い積雪があり、夏になっても余りとけないとするとアルベドが増大し気温は低下するであろう。積雪によるアルベドの増加が大循環にどのように影響するかを誇張してみるために太陽を夏至の高度に固定しておいて約 150 日間の計算を

行なった。計算はノーマルなアルベドの場合とアルベドを増加させた場合の 2 例について行ない、大循環の影響について比較してある。

2. 計算式の説明

ここに用いた計算モデルを詳しく説明することは省略するが、概略はつぎの通りである。

(1) 層は 1000・750・500・250mb の 4 層をとり、領域は北半球と南半球を含む全球で緯度間隔は 3.75°。

(2) 基礎方程式系はプリミティブ方程式・熱力学第一法則・連続の方程式・静力学の式を帯状平均する。

(3) 仮定として、(i) 南北方向と東西方向のじょう乱の運動エネルギーは等しい、(ii) 上層の運動量の収束は地表面摩擦とつり合う、(iii) じょう乱の東西方向の代表的スケール L^* とその位相速度 C は長波の不安定理論を用いてきめる。

(4) 予報方程式を単純な形で表現するとつぎの通りである。記号は慣例の通りである。 $F(\bar{\cdot})$ は帯状平均値、 $f(\bar{\cdot})$ はじょう乱の方程式群。

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = F_1(\bar{u}, \bar{v}, \bar{p}_s, \bar{\omega}, \bar{u}'v', \bar{u}'\omega') + \text{摩擦}$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = F_2(\bar{u}, \bar{v}, \bar{p}_s, \bar{\omega}, \bar{K}_E, \bar{v}'\omega') + \text{摩擦}$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = F_3(\bar{v}, \bar{T}, \bar{p}_s, \bar{\omega}, \bar{T}'v', \bar{T}'\omega') + \text{加熱}$$

$$\frac{\partial \bar{p}_s}{\partial t} = F_4(\bar{v}, \bar{p}_s, \bar{\omega})$$

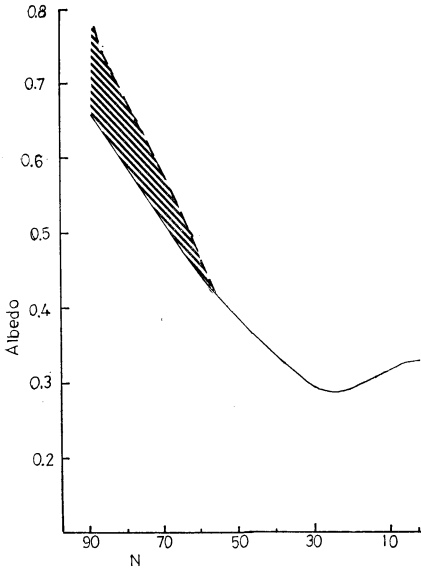
$$\frac{\partial \bar{K}_E}{\partial t} = f_1(\bar{v}, \bar{\omega}, \bar{K}_E, \bar{u}'v', \bar{u}'\omega', \bar{T}'v', \bar{T}'\omega', \bar{K}_E v')$$

$$+ \bar{\phi}'v', \bar{\phi}'\omega')$$

$$\frac{\partial \bar{T}'v'}{\partial t} = f_2(\bar{u}, \bar{T}, \bar{K}_E, \bar{v}'\omega', L^*, C)$$

* Estimation on the change of general circulation relating to a change of albedo by using Kurihara's statistical-dynamical model.

** T. Asakura, 気象庁予報部



第1図 planetary albedo の緯度分布 (実線 Smagorinsky による). 斜影部分は人為的にアルベドを増加させた量を示す.

$$\frac{\partial u'v'}{\partial y} = f \text{ (地面摩擦)}$$

$$u'\omega' = f_3(\bar{u}, \bar{T}, \bar{K}_E, \bar{T}'v', \bar{u}'v', L^*)$$

$$v'\omega' = f_4(\bar{u}, \bar{T}, \bar{K}_E, L^*)$$

$$T'\omega' = f_5(\bar{u}, \bar{T}, \bar{K}_E, \bar{T}'v', \bar{u}'v', L^*)$$

$$\phi'\omega' = f_6(\bar{u}, \bar{K}_E, \bar{T}'v', \bar{u}'v', L^*)$$

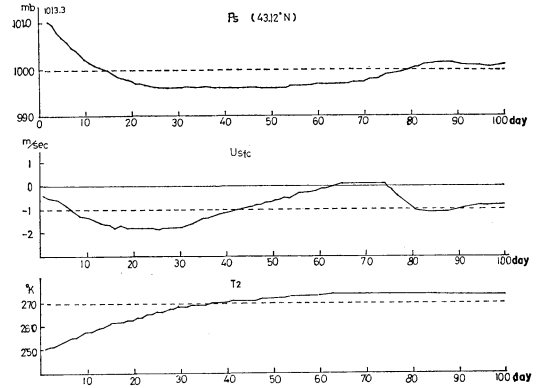
$$\bar{K}_E v' + \bar{\phi}'v' = f_7(u'v', C^*) \approx C^* u'v'$$

$$\bar{\omega} = F_5(\bar{u}, \bar{v})$$

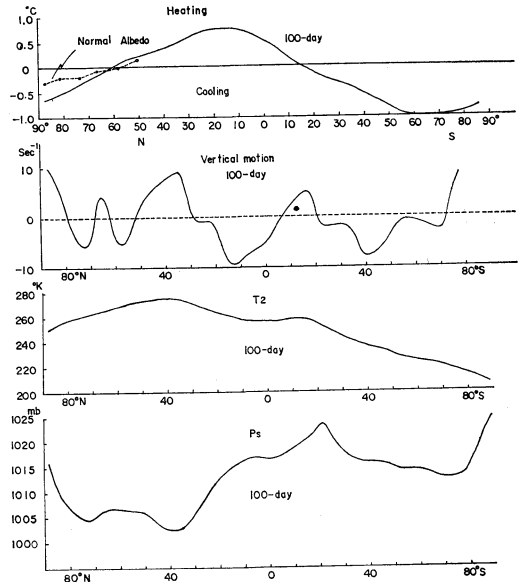
(以上未知数: 13個, 方程式: 13個)

時間ステップ10分, 1日分の計算時間1.5分(HITACH 8700/8800).

この計算でいま問題にしているのは加熱関数である。気柱を加熱する因子は太陽からの短波長の日射吸収と地表面が吸収する日射と大気からの長波放射が気柱を暖める。また、気柱は上向きと下向きの長波放射によって熱を失う。この計算ではアルベドを変える事によって大気および地表面における日射吸収量が変わり、そのために 500mb の気温が変わる。気温の変化は熱輸送量や鉛直運動にも影響して大循環が変形する。本論はそれを量的に算出したものである。



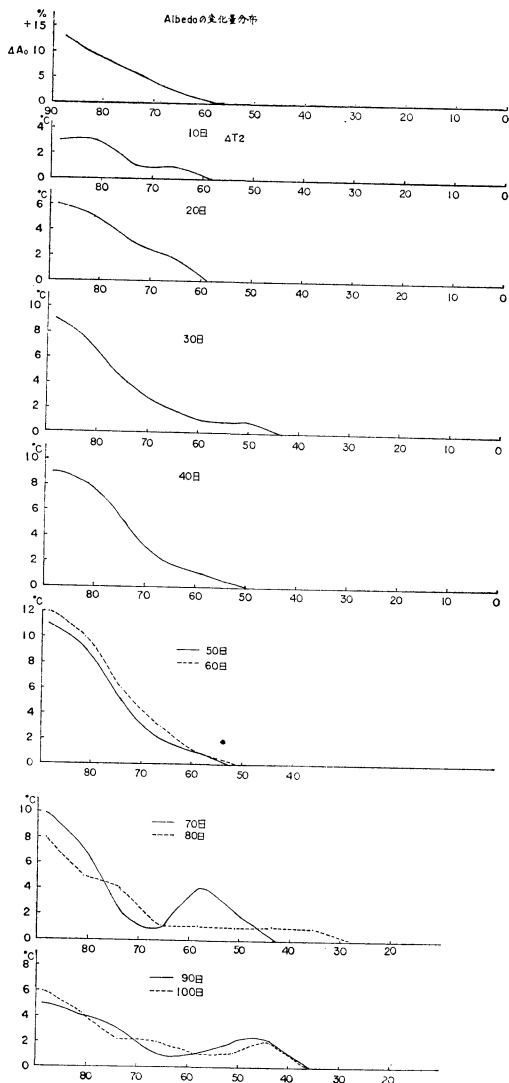
第2図 栗原モデルによる帯状平均値の時間的推移. 上: 北緯 43.12 度の地上気圧, 中: 地上風東西成分, 下: 500mb 気温.



第3図 100日目における諸量の南北分布. 上より i) 大気の加熱冷却分布, ii) 鉛直運動の分布, iii) 500mb 気温分布, iv) 地上気圧分布.

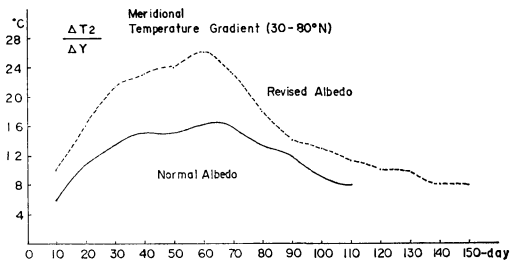
3. アルベドの変化と計算結果

ここで用いられているアルベドは planetary albedo のことで、数値は Smagorinsky (1963)・栗原 (1970) が用いたものをノーマルとした。さきに述べたように例年より異常に多い雪氷のために夏になってもとけず、アルベドが増大したことを問題として設定している。仮定として北極におけるアルベドがノーマル値の20%増加

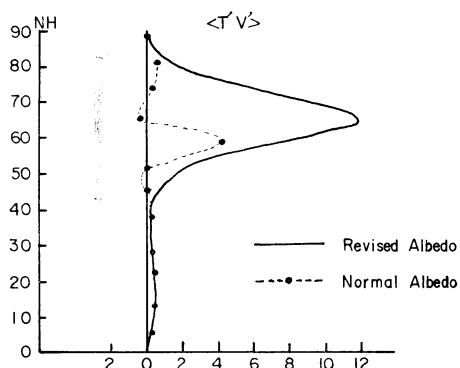


第4図 アルベドの変化と500mb 気温の変化。

し、北緯60度以南ではアルベドの変化がゼロになるような分布(第1図)を考える。計算を始めるとき、パターンが安定してからじょう乱をいれて計算を進めるのが普通だが、この場合は太陽高度が時間と共に季節変化させている。本論では太陽高度を時間的に変えず、北半球の夏至時の太陽高度に固定してあるので、パターンが安定する前にじょう乱を加えて計算を進めた。その結果は第2図に示されているが、はじめ静止の状態では地上気圧: 1013.3mb, 気温: 250°K, 風速: 0m/sec としてある。じょう乱を加えて計算を進めると50日ないし60日目には



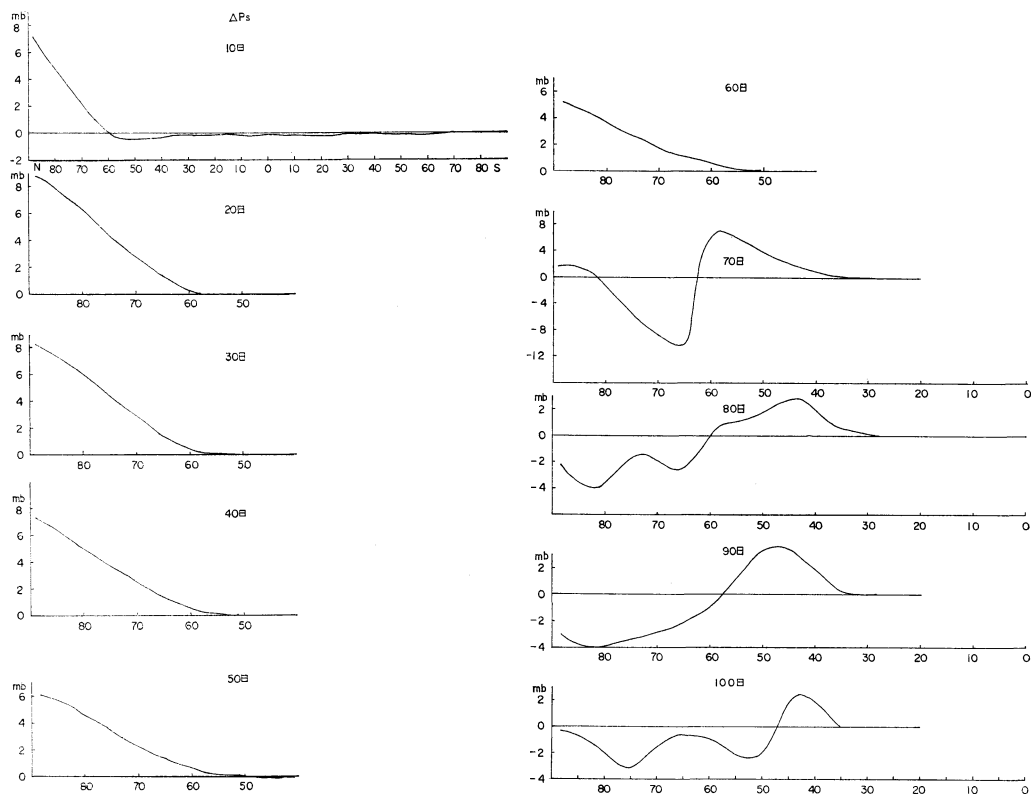
第5図 500mb における気温の南北傾度。



第6図 100日目における南北熱輸送量の緯度分布の比較。

安定し、風速では 1m/sec, 気温では 2°C の変動幅の中におさまっている。したがって、50~60日目以降であれば、条件を変えたときの環流変化を論ずることが出来よう。

第3図は100日目における南北両半球の加熱・冷却分布、鉛直運動、500mb における気温分布、地上気圧分布である。加熱分布をみると、アルベドが増加した北半球の高緯度地方ではノーマルなアルベドにくらべて冷却される量が多い。アルベドを2割ふやすと冷却量は 0.3°C/日から 0.6°C/日と2倍に達する。アルベドの変化がいかに大きな影響力をもっているかがわかって。アルベドを変化させない北緯60度以南では差がほとんどなく、夏半球の北緯60度以南は熱帯に中心を持つ加熱域が形成され、冬半球の南緯15度以南では冷却域が形成されている。加熱・冷却の中心域近くではそれぞれ上昇(熱帯地方)・下降(極地方)運動が対応している。北緯35度と南緯15度にも下降流があって、それぞれ亜熱帯高気圧に対応している。また、北緯60度と南緯40度付近の上昇流はそれぞれ寒帯前線に対応するものと考えられ、亜熱帯地方の下降流域では500mbの気温が極大に



第7図 アルベドの変化と地上気圧の変化。

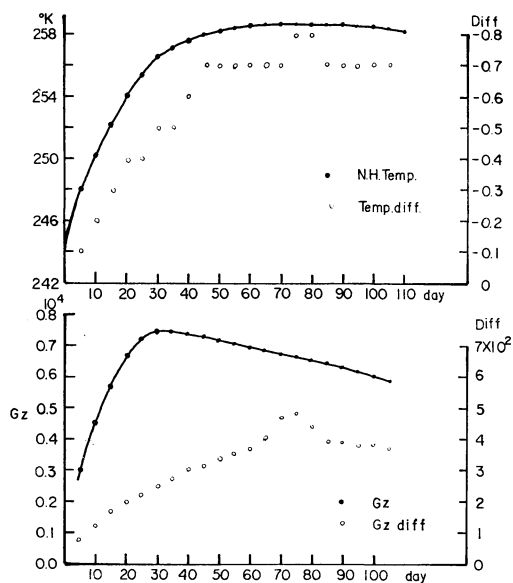
達している。これに対応する地上気圧の高圧域がややずれているのは気圧の軸が傾斜しているためと考えられ、計算結果はほぼ合理的な結果であると思われる。

アルベドの変化が 500mb の気温分布にどのような影響をあたえるかをみるために、アルベドがノーマルの場合と増大した場合の気温差をとった。その結果は第4図に示す通りで、アルベドの増大に比例して気温の低下する地域が北緯 60 度以北にまず生ずる。10 日目の結果をみると、北極地方では 3°C に達している。この量は計算時間と共に増大し、20 日目には 6°C 、30 日目には 9°C 、60 日目には 12°C に達する。同時に、低温化する区域は南下し 60 日目には北緯 50 度に達する。このときの気温の南北傾度は第5図に示すように最大に達し、ノーマルのアルベドのときと比較すると気温傾度は 1.6 倍にもなる。70 日目以降、気温傾度が減少するのは、熱の南北交換が活発になったためと考えられる。その事は第4図の 70~100 日目の気温変化曲線からもわかるように、低温化域はますます南に拡大されて北緯 30~35 度にまで達し、一方、北極地方の気温の低下は 60 日目の 12°C に

くらべると 100 日目には 6°C と半分へっていることから分かる。

じょう乱による南北熱輸送量は第6図に示す通りで、これは 100 日目における分布図である。ノーマルのアルベドのときは北緯 60 度付近に極大値があって熱の南北交換は余り大きくないが、アルベドを増やすと南北気温傾度の増大にともなって北緯 40 度以北では熱輸送が活発化している。熱輸送が極大に達する緯度は北緯約 60 度から 65 度に北上し、熱輸送量は 3 倍に達している。アルベドの変化が大気の大気熱収支に大きく影響していることを示している。

アルベドの変化が気温場や熱輸送に影響していることは上述の通りであるが、これらの変化は当然上層風や地上気圧にも反映される。250mb における西風成分は北緯 50 度以北では気温傾度の増大と共に増加し、北緯 75 度では 6.3m/sec の増加となる。しかし、北緯 40 度以南ではほとんど差はみられない。これは高緯度のアルベドの変化が北緯 40 度以南には及ばないためと考えられる。また、地上気圧にも反映し、アルベドが増加した緯度帯



第8図 上段：北半球の平均気温とアルベドをふやしたために生ずる気温の低下量，
下段：北半球の帯状平均有効位置エネルギーの生成量（単位 $\text{erg}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$ ）。

では増加量に比例して地上気圧が増し、北緯80度では8 mbにも達する。計算時間と共に気圧増加域は第7図に示すように南下し、50日目には北緯50度に達する。しかし、その後は第6図から推論されるように高緯度の鉛直循環はアルベドを増すことによって活発となるので、それに対応して高緯度の気圧は低下し、中緯度の気圧は上昇する。このような傾向は第7図に示すように、計算時間が80～100日目の結果にはっきり表われている。

つぎに気候変動の立場から、北半球全体の平均状態がアルベドを増やすことによってどのように変わるかを調べた。第8図はその一例である。上段は北半球の平均気温で計算時間が60日以降はほぼ安定している。図中白丸は高緯度のアルベドを増やしたために北半球平均気温の低下した量を示したものである。平均気温にして0.7～0.8°C低下しているが、気候変動の立場から考えると大きな値である。第8図下段は非断熱によってつくられる帯状平均有効位置エネルギーの生成量である。アルベドが増え、高緯度地方の気温は低下し、冷却率も増加するので有効位置エネルギーの生成量は増大する。その量は全体の約10%に相当し、大循環を活発化させる因子

と考えられる。

4. まとめと問題点

図に表わされるように、高緯度地方のアルベドを増やすことによって気温の低下は高緯度地方だけでなく、中緯度地方にまで及んでいる。また、気圧場や高層の風の場合も変形され、大循環が活発化することがわかった。気候変動の原因としてアルベドの変化が重要であることを量的に表わしたが、アルベドを少しづつ増やしたとき気候がどのように反応するか、急激に気候が寒冷化するような臨界値が存在するかどうか、境界条件と気候の安定性に関連して調べる必要がある。気候の安定性については海洋の安定化作用を無視することは出来ない。ここに用いた計算モデルは全球が熱容量のない大陸として取扱っているため、この種の議論をするためには大陸-海洋の結合モデルによって計算する必要がある。

なお、本論をまとめるにあたって、田中康夫氏には絶大な協力と討論を重ねて頂き、宮川玲子氏には製図に協力して頂いた。本研究を推進するに当たり、大内教授（京都教育大学）、中島暢太郎教授（京都大学）に御世話になった。厚く御礼申し上げます。

文 献

- 朝倉 正, 1970: 日本の気候変動と大気の熱冷源の研究, (I), (II), (III), 気象研究ノート, 13-55.
- , 1971: 最近の北半球における寒冷化とその仮説的原因論, 天気, 19.
- , 1974: 北半球における気候の寒冷化と大気大循環, 天気, 22, 407-410.
- Kulka, G.J. and H.J. Kulka, 1974: Increased surface albedo in the northern hemisphere, Science, 183, 709-714.
- Kurihara, Y., 1970: A statistical-dynamical model of the general circulation of the atmosphere, J.A.S., 27, 847-870.
- Namias, J., 1963: Surface-atmosphere interactions as fundamental causes of drought and other climatic fluctuations, Proc. WMO/UNESCO, Rome 1961, Symposium on changes of climate, Unesco, Paris, 345-359.
- Williams, L., 1975: Effect of insolation changes on late summer snow cover in northern Canada, WMO/IAMAP Symposium on long-term climatic fluctuations, 287-292.
- Suarez, M.J. and I.M. Held, 1975: The effect of seasonally varying insolation on a simple albedo-feedback model, Ibid., 407-413.