長期予報係

長期予報研究

グロースベッター

第16巻 第2・3号 合併号

「太陽活動と気象」に関する最近の研究……北 村 正 亟…… 1

「ひまわり」からの太陽粒子データ……河 野 毅……31

冬と夏の天候について（II）……久保木 光 熙……35

合成図解析の統計的意味（解説）……能 登 正 之……47

編集後記……編 集 部……表.3

1978年3月

L. F. グループ

「太陽活動と気象」に関する最近の研究

北　村　正　亟*

目　　　　次

1. はじめに
2. 「太陽活動と気象」の研究に関する国際的な動き
3. 太陽黒点数と気温
4. 太陽黒点数と雨量
5. 太陽黒点数とオゾン
6. 太陽活動とその他の気象現象
7. 磁場と気象要素
7.1 惑星間空間磁場と気象要素
7.2 地球磁場と気象要素
8. 「太陽活動と気象」に関する仮説
9. おわりに

1. はじめに

「太陽活動と気象」に関する問題は，古くして新しい課題である．Gauss, Faraday, Wolf, Kelvin 等の名前もその中に見られる位，この分野の研究は古い歴史をもっている．

「太陽活動と気象」の関係は，太陽黒点周期の発見以来興味をもたれていたことではあるが，研究といっても単に統計の域を脱しきれず，その物理的機構に関する理論と称されるものはまだ確立されてはいない．しかし近年測定技術の発達によって，より良質の観測結果が得られるようになり，更に人工衛星の出現によって，太陽，惑星間空間，磁気圏及び地球大気に関する知識は急速に増大した．このような情勢に刺激されて，「太陽活動と気象」の問題も再度新しい角度から見直しが行われ，両者の因果関係の物理的機構に関する研究が推進される気運が生じてきた．

更にこの研究を推し進める別の面からの付加的要因として挙げられるのは，人口の急増と世界各地で起きたひどい干ばつであろう．人口の急増は必然的に農業生産の向上を必要とし，その結果それに密接な関係をもつ気象及び気候の研究が要請されるからである．

このような背景の中で SCOSTEP (ICSU** Special Committee on Solar-Terrestrial Physics，太陽地球間物理学特別委員会）はこの研究の重要性にかんがみ，1975年の文書 *Solar-Terrestrial Physics and Meteorology*（太陽地球間物理学と気象学）(1975) の中に，「太陽活動と気象」に関する最近における代表的な二つの総合報告を再録した．すなわち，J. W. King (1975) 及び J. M. Wilcox (1975) の報告がそれである．本稿ではこれらの報告を中心にして，それに関連したいくつかの文献の中からこの分野における最近のトピックスを拾ってみたい．

もちろん，この分野のすべてを網羅することは到底筆者の力の及ぶところではないし，近年我が国においてもこの分野の貴重な報告がなされているが，それらはいずれも本稿においては割愛させて頂くことを御了承頂きたい．

一般に「太陽活動と気象」の関係を論ずる場合，太陽活動の指標として古くから用いられているものには太陽黒点数が最も多く，太陽フレアーや地磁気活動指数を用いた解析も多い．最近では人工衛星によって発見された太陽地球間磁場構造（セクター構造，第7.1節参照）と気象要素との関係についても報告がなされている．

一方，気象要素としては気温，気圧，等圧面高度，雨量及び成層圏循環や周極渦の消長等大気の運動に着目した統計から雷活動まで極めて多岐にわたっている．以上の外に太陽活動とオゾンに関する論文も数多くあり，これらの諸現象を統一的に説明することは今後の課題であ

* 気象研究所高層物理研究部
** ICSU : International Council of Scientific Unions (国際学術連合会議)

る.

本稿においては，これら多種多様な現象の内，代表的と思われるものについて若干の分類を行い，第3～5節でそれぞれ太陽黒点と気温，雨量，オゾンとの関係について述べ，第6節において太陽黒点以外の現象と気象要素との関係についての統計結果を，第7節で磁場（惑星間空間磁場及び地球磁場）と気象要素との関係について触れ，第8節において「太陽活動と気象」の機構に関する代表的仮説を紹介することにする.

2. 「太陽活動と気象」の研究に関する国際的な動き

SCOSTEP は「STP-気象」の分野（太陽活動を初めSTP現象と気象との関係を研究する分野）でこれまで長い間力を尽してきた（STP : Solar-Terrestrial Physics（太陽地球間物理学）の略）. 特に E. R. Mustel 及び W. J. G. Beynon 教授は先導的役割を果たし，1970年（レニングラード），1971年（モスクワ）及び1973年（ロンドン）の非公式討論会を開き，又1971年ソ連における IUGG* 総会においてこの問題に関するシンポジウムを持ち，その後引き続き1972年ソ連において，1973年アメリカの NASA において大シンポジウムを開催した. 1975年 IUGG 総会がグルノーブルで開かれたが，その際この分野のシンポジウムが SCOSTEP との共催のもとに開かれた.

以下それらのシンポジウム及びその後の動きの中で「STP と気象」に関すると思われる部分だけを簡単に記してみることにしよう.

1) IUGG Symposium on "Solar Corpuscular Effects on the Stratosphere and Troposphere" (Moscow, 1971)

1971年8月，モスクワで開かれた IUGG シンポジウムにおいて，太陽微粒子の成層圏及び対流圏に及ぼす影響に関する討論が行われた.

2) The First All-Union Conference on the Problem "Solar-Atmospheric Relationships in the Theory of Climate and Weather Forecasting" (Moscow, 1972)

太陽活動と気象との関係について，ソ連閣僚会議主催のもとに1972年モスクワで開かれ，気候及び天気予報の理論における太陽と地球大気の関係の問題について議論が行われ，50の論文が提出された. この会議の報告の中で "Heliometeorology"（「太陽気象学」と仮りに訳しておく）という用語が使用されている.「水文気象にたずさわる人たちのために，heliometeorology の課程を緊急に設ける必要がある」とか「heliometeorology 関係の論文の収集，発行が要求されている」とか，または「heliometeorological station（太陽気象観測所）のネットワークをつくることが望ましい」等々といった議論が注目される.

3) Symposium on "Possible Relationships between Solar and Meteorological Phenomena" (NASA, 1973)

「太陽活動と気象現象」との関係についてのシンポジウムが1973年11月8～9日，アメリカの NASA において行われ，429ページにわたる議事録が発行されている.

4) COSPAR (The Committee on Space Research, 宇宙空間研究委員会) (Varna, 1975)

1975年5月から6月にわたりバルナにおいて会議を開き，太陽黒点及び太陽磁場と気候との関係について議論が行われた.

5) SCOSTEP (Varna, 1975)

1975年5月から6月にかけてバルナにおいて STWR (STP-Weather Relationship)，すなわち太陽地球間物理学と気象に関する研究グループの集りが Mustel の呼びかけでもたれた.

6) SCOSTEP, Working Document (1975)

1975年7月，*Solar-Terrestrial Physics and Meteorology* なる文書が出され，その中で太陽地球間物理学と気象学との密接な関係が力説され，その中に「太陽活動と気象」に関する最近の主要な二つの総合報告が再録されたことは前節で述べた通りである.

7) IUGG 第16回総会 (Grenoble, 1975)

1975年8月25日から9月6日までフランスのグルノーブルで第16回 IUGG 総会が開かれたが，太陽活動及び太陽地球間物理学的現象と気象との関係に関する47の論文がシンポジウム25（惑星間媒質-磁気圏-下層大気の相互作用の全地球的影響）において報告され，更にシンポジウム31（大気電気の高層大気及び宇宙空間における問題）において22の論文が報告されていることより，この方面の研究の最近の世界的動向がうかがわれよう.

8) WMO CAS (Commission for Atmospheric Science) Working Group on Stratospheric and

---

* IUGG : International Union of Geodesy and Geophysics（国際測地学・地球物理学連合）

Mesospheric Problems (世界気象機関，大気科学委員会，成層圏・中間圏問題作業委員会) (Geneva, 1975)

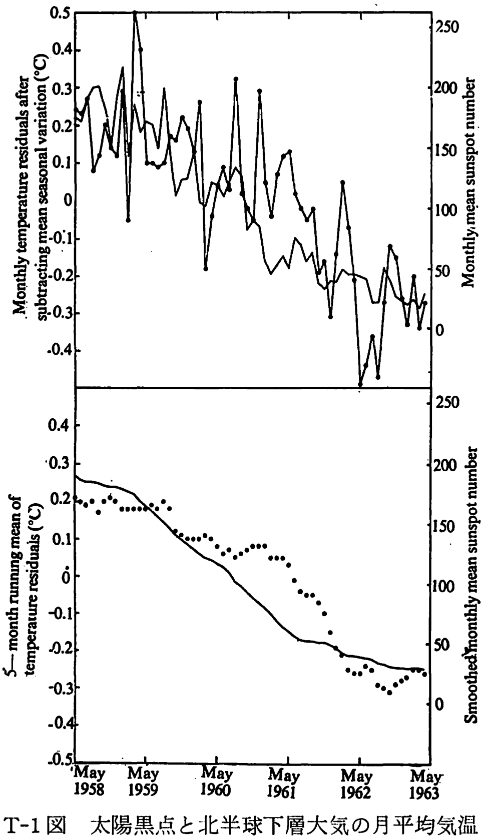
1975年9月8～11日にわたって開かれたこの作業委員会は，その最終報告の中で，SCOSTEP の文書（前述第6項で挙げた *Solar-Terrestrial Physics and Meteorology*) を高く評価し，STP との今後の協力の必要性について述べている．

9) このほか SCOSTEP では 1976～78 年にわたって実施している IMS (International Magnetospheric Study, 国際磁気圏観測計画) に引き続き，APP (Atmospheric Physics Program, 大気物理計画) の一環として1980年の初めより MAP (Middle Atmosphere Program, 中層大気国際観測計画) が計画されている．

Middle Atmosphere とは中間圏及び成層圏を意味し，この領域での研究においては，特に気象学者と太陽地球間物理学者との協力の必要性が強調されている．近い将来に両分野の研究者によって従来の学問領域の壁を破った協同研究が行われ，新しい学問の領域が開拓されることを期待してやまない．

3. 太陽黒点数と気温

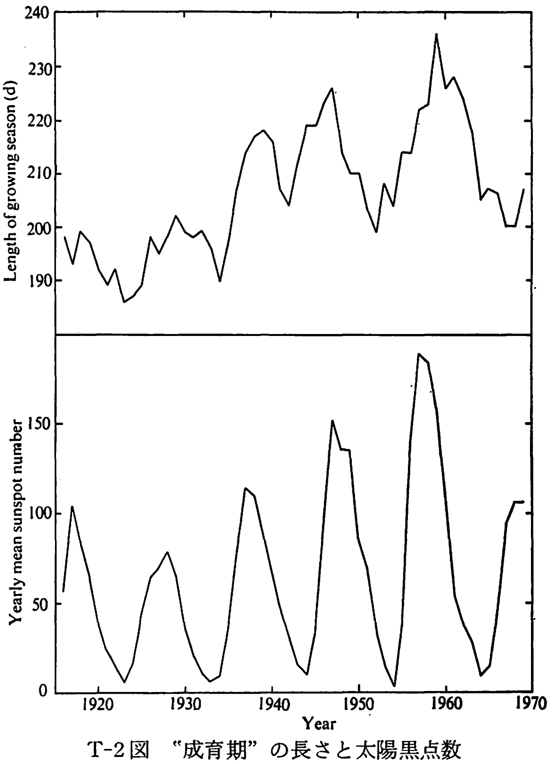
太陽黒点数と気温との関係を示した報告はかなり多く見られる．T-1図は King (1973) によって示されたもので，太陽黒点数と北半球下層大気の気温との関係を表している．太陽黒点数は上図では月平均黒点数，下図では12か月移動平均をとってある．この図で見る限り平均的にはいずれも下降の傾向を示しており，太陽黒点数と北半球下層気温との関係が示唆される．但し，後に述べる GM-1図（第7.2節）と比較するとき，ここに示された気温変化のなかには気温の11年より長期の変動が含ま



T-1図　太陽黒点と北半球下層大気の月平均気温

上図は Starr and Oort (1973) による気温の計算値を用い，月平均気温から季節変化を差し引いた残差と月平均太陽黒点数とを示す．下図は上図の値を平滑化したもの．気温の最初と最後の2点の値は必ずしも正確ではない．

点付き実線および点線は気温，実線は太陽黒点数を表す．(King, 1973)



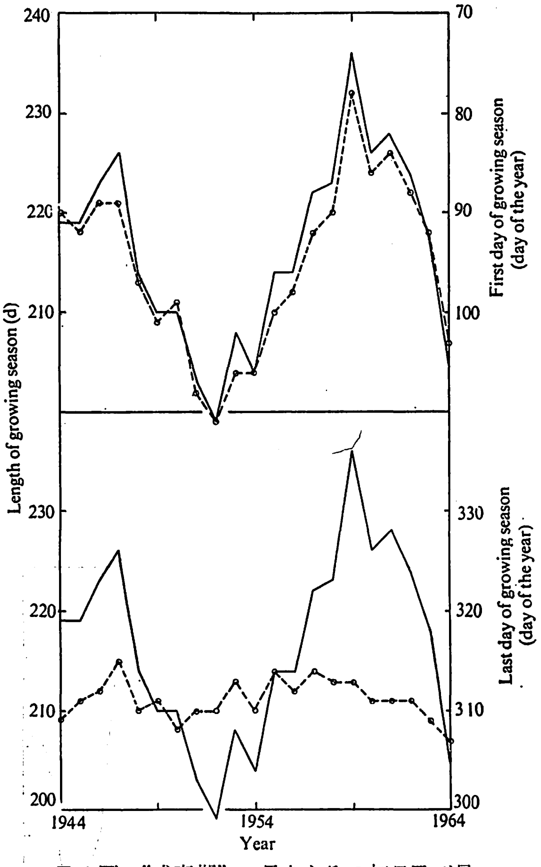
T-2図　"成育期"の長さと太陽黒点数

上図はエスクダルミュア (55°N, 3°W) における成育期の長さ（すなわち日平均気温が 5.6 ℃を超える日の年間日数）．プロットは各年の値(Gloyne, 1973) の5年間移動平均値を示す．下図は年平均太陽黒点数．(King, 1973)

れていないという保証はないが，それは今後明らかにされるべき問題であろう．

T-2図の上図は エスクダルミュア（55°N，3°W）における各年の（植物の）“成育期”の長さ（すなわち日平均気温が5.6℃を超える日の年間日数）を示す．この図から分かるように，いわゆる成育期の長さは太陽黒点数と共に増減する傾向を示している．すなわち，太陽黒点の多い年は暖かい日が多いということになる．

ところで，成育期の長さとその初日及び最終日との関係はどのようになっているのであろうか．それを調べた結果がT-3図に示されている．



T-3図 “成育期”の長さとその初日及び最終日との関係

実線は上下図とも各年の成育期の長さを示し，点線は上図においては成育期の初日（日平均気温がその年にはじめて5.6℃に達した日，元旦から数えた日数），下図においては最終日（その年において日平均気温が5.6℃に達した最後の日）を示す．図示したのはいずれも Gloyne (1973) の求めた各年の値を用いて計算した5年移動平均値である．(King, 1973)

この図が示すように成育期の初日は成育期の長さと極めてよい相関を示しているのに対し，最終日は成育期の長さとは全然無関係でほとんど変化がない．すなわち，その年の成育期の長さを決定するものは春先の気温であることが分かる．このこととT-2図で述べた関係とから，太陽黒点数の大きい年は春が早くやってきて，その年の成育期が長くなるということができる．

T-4図の上図はグリーンランド南西部で捕獲された白熊の数で，下図は規格化された太陽黒点数で，年平均太陽黒点数の相隣る極大及び極小値をそれぞれ N_X 及び N_N とし，その間における任意の年の年平均太陽黒点数を N_Y とするとき，

$$100\ (N_Y - N_N)/(N_X - N_N)$$

で与えられる．すなわち，年平均太陽黒点数の極大及び極小値がそれぞれ100及び0になるように規格化された黒点数である．

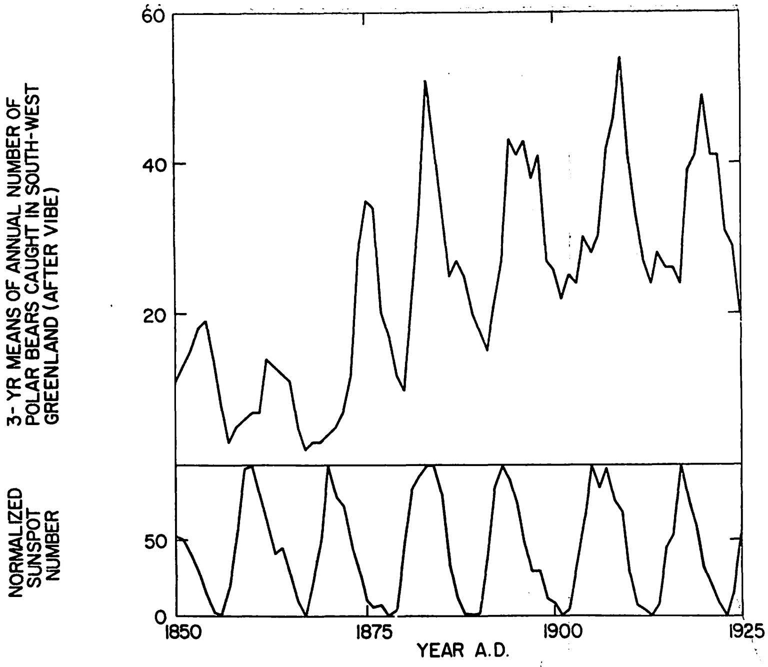
この図で見るように，太陽黒点数極大の年より約2年おくれて白熊捕獲数が極大を示している．この図については色々の解釈があり得るだろうが，Vibe (1967) は太陽黒点数の増大に伴って海氷の運動が激しくなり，海氷に乗って漂ってきた白熊がグリーンランド付近で捕獲され，その数が多くなるものと解釈している．

以上のように気温には太陽黒点周期によって変化する傾向が見られるが，このほかに2太陽黒点周期で変化する部分も見いだされている．T-5図はそれを示す．この図の上図は1750～1880年の130年間の中部イングランドにおける7月の平均気温を平滑化した曲線である (Manley, 1974)．これに対して下図は黒点数を黒点周期ごとに交互に正及び負の方向に図示し，2太陽黒点周期を表す曲線で，全部で2太陽黒点周期の6倍の期間を示すが，この中には矢印で示した12の太陽黒点極小期が含まれている．

この図から，中部イングランドの7月の気温はほぼ2太陽黒点周期で変化していることが分かる．但し，1880年以後は22年周期よりむしろ，11年周期の変化が卓越しているという (King, 1975)．すなわち，気温（次節で述べる降水量についてもそうであるが）に及ぼす太陽活動の影響は，少なくとも太陽黒点周期の変化とその外に22年の周期で変化する部分がある．その原因は何であるのか，それは今後の研究にまたねばならない．

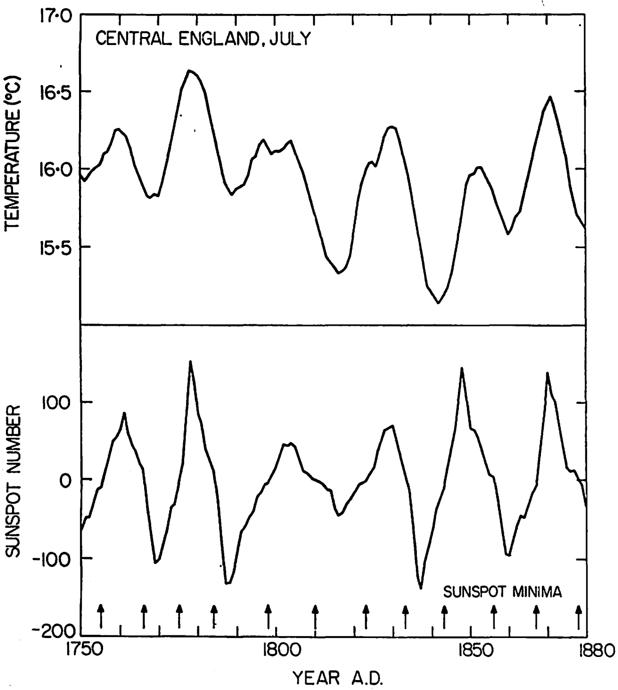
4. 太陽黒点数と雨量

太陽黒点数と雨量との関係についても多くの報告が出



T-4図　グリーンランド南西部において捕獲された白熊の数と太陽黒点周期との関係

上図はグリーンランド南西部において捕獲された白熊の数（Vibe, 1967）の3年平均値で，下図は規格化された太陽黒点数.



T-5図　中部イングランドにおける7月平均気温の22年変化

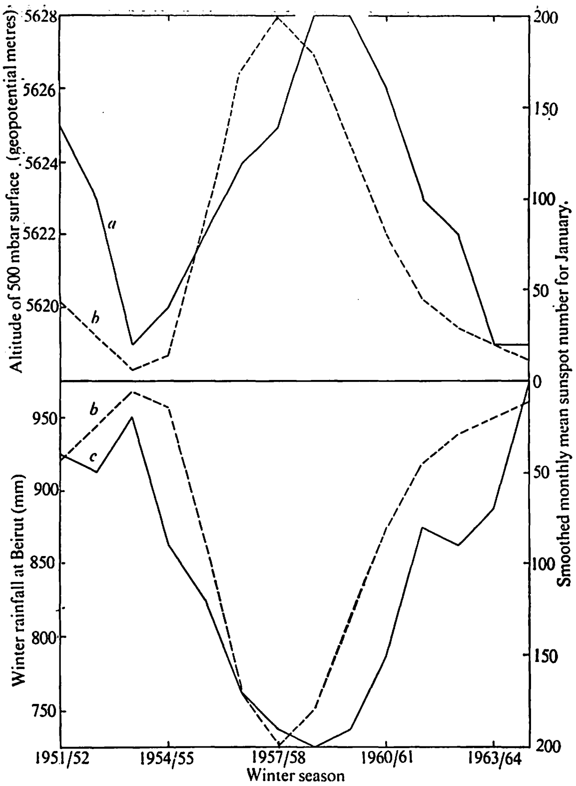
上図は Manley（1974）によって発表された中部イングランドにおける7月平均気温を平滑化した曲線で，下図は2太陽黒点周期を表す曲線．矢印は太陽黒点数極小期.

されている．雨量にも気温と同じく11年周期の外に22年周期の変化が見られ，しかもこれらは地球上の場所により，又は時期によって太陽黒点数変化と正の相関になったり負の相関になったり，かなり複雑である.

R-1図は，太陽黒点数と500 mb 等圧面高度及び雨量との関係を示した図である．上図の太陽黒点数と500 mb 等圧面高度の間には正の相関が見られる．これに対して下図の点線は太陽黒点数（スケールを逆向きにとってある）で，実線はベイルートにおける冬季雨量である．これからベイルートにおける冬季雨量は太陽黒点数と負の相関関係にあることが分かる.

ベイルートにおけるこのような関係（太陽黒点数と年間雨量との逆相関）は果たして普遍的なものであろうか．他の場所ではどのようになっているのであろうか．北半球の三つの緯度帯に沿ってこの関係を調べた結果がある．R-2図がそれである（Xanthakis, 1973).

上図は 70～80°N，157°W～81°E における21地点について，中図は 60～70°N，166°W～41°Eにおける22地点について，下図は50～60°N，177°W～15°E における36地点について，それぞれ年間平均雨量を求めたものである.



R-1図　太陽黒点数と500 mb等圧面高度（上図）及び雨量（下図）との関係

実線aは10月～翌年5月の40°N，110°W～70°Eにおける500 mb等圧面高度，点線bは1月を中心とした太陽黒点数の12か月移動平均値，実線cはベイルート（34°N，36°E）における冬季雨量（Winstanley, 1973）．

この図から分かることは，雨量の変化には明らかに11年周期が存在するということである．但し緯度により，時期によって雨量と太陽黒点数とは正の相関になったり，負の相関になったりしている．すなわち，70～80°N帯では雨量と太陽黒点数とは正の相関であるが，60～70°N帯では負の相関を示し，50～60°N帯では最初の2周期は負の相関で，それ以後は正の相関を示している．緯度による正及び負の相関に対しては，降雨地域の平均的位置が太陽活動の影響によって南北に移動することを考えれば説明される．又機構は分からないが，50～60°N帯で負の相関を示している最初の2周期の間は太陽黒点数変化の振幅の小さい時期に当たっていることは興味あることである．

北半球において示された前図のような変化は南半球においても見られる．R-3図はそれを示している（Bowen, 1974）．この図はオーストラリアにおける緯度の異なる2地点，すなわちケアンズとホバートにおける雨量の年々変化を示している．二つの地点の雨量の極大又は極小はそれぞれ太陽黒点数の極大又は極小に接近して出現している．注目すべきことはR-2図と同様に緯度によって位相が180°異なり，雨量と太陽黒点数が正の相関になったり，負の相関になったりすることである．

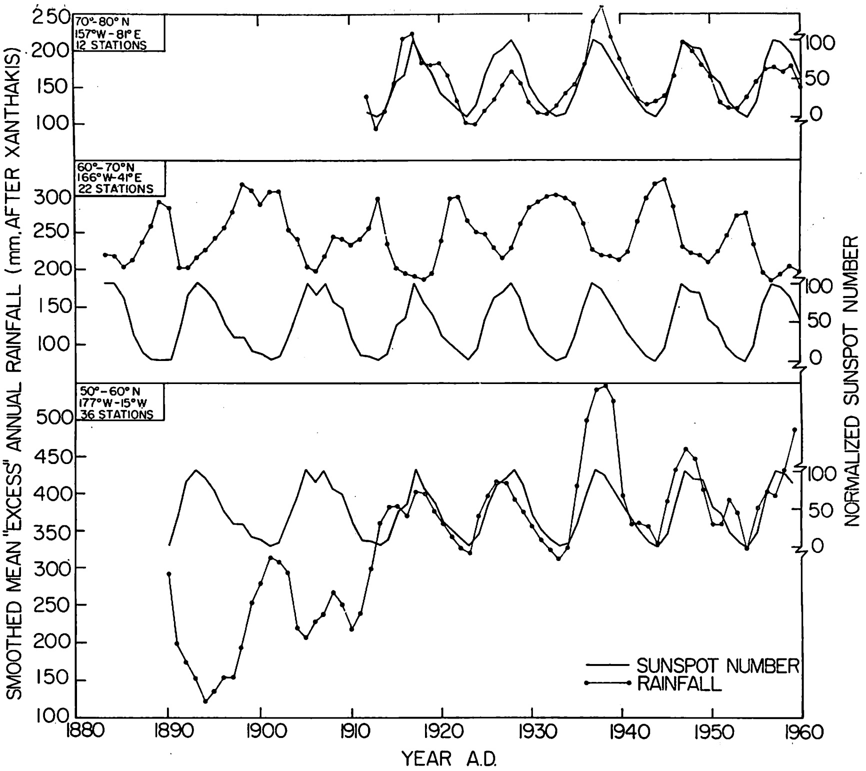
前節において，気温の長期変化には2太陽黒点周期のあることを述べたが，雨量についてはどうであろうか．R-4図において，Markham（1974）が発表した南アメリカのフォルタレザ（4°S, 39°W）における年間総雨量（1865年から1925年までの期間のもの）と太陽黒点数との関係を示す．この図から，フォルタレザにおける雨量の変化は2太陽黒点周期に等しい周期をもつことが分かる．

このような傾向は他の場所においても見ることができる．R-5図は1910年より1960年代に至る期間について南アフリカの3地点，すなわちラステンバーグ（25.7°S, 27.2°E），ベサール（26.5°S, 29.5°E）及びダンディー（28.2°S, 30.3°E）における年間総雨量を平滑化した曲線である（Tyson, 1974）．この図からも分かるように，南アフリカの上述3地点における年間総雨量についても2太陽黒点周期に等しい周期が現れている（King, 1975）．

R-4図及びR-5図とは異なった方法で雨量の2太陽黒点周期の変化の存在を示した結果がある．Cornish（1954）は各年においてその年の初めから累積した雨量がその年の年間総雨量の1/4に達した日をその年の"クォータイル"（quartile）と定義し，オーストラリアのアデレードにおける1844年から1944年の100年間についてクォータイルの10年間移動平均を求めた．それがR-6図の下段の図である．

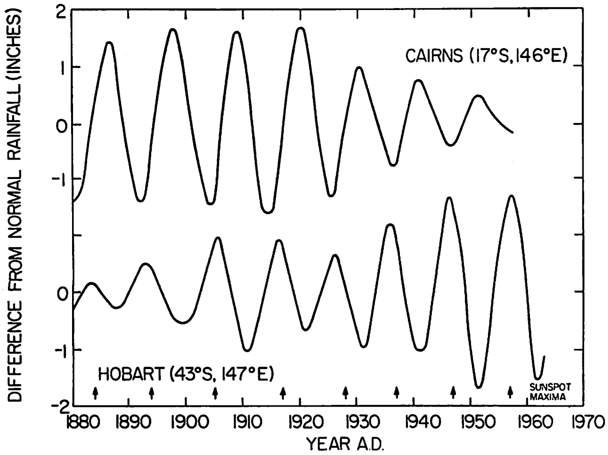
一見して分かる様に，クォータイルは2太陽黒点周期をもって年々早くなったり遅くなったりして変化し，その較差はほぼ6週間である．これは，南半球における高気圧帯の位置の長期変化（2太陽黒点周期の変化）に伴う台風経過の緯度変化によって，オーストラリアの夏から秋にかけての雨量がこのように変化するためと考えられる．

これまでに述べたことから分かるように雨量の長期変化は明らかに太陽活動の影響を受けており，11年変化及



R-2図　北半球の三つの緯度帯における年間雨量変化と太陽黒点数

点付き実線は年間平均雨量（Xanthakis, 1973）で，実線は規格化された太陽黒点数．70〜80°N帯及び60〜70°N帯の解析にはアメリカ，ヨーロッパ及びアジア地域の資料が用いられているが，50〜60°N帯においてはアメリカ地域の資料しか用いられていない．



R-3図　オーストラリアの緯度の異なる２地点における雨量の年々変化

ケアンズ（17°S, 146°E）とホバート（43°S, 147°E）における年間雨量の平均値からの差をインチで表したものである．曲線は８〜15年のフィルターを用いて周期分析したもので，上向き矢印は太陽黒点数極大期を示す．（Bowen, 1974）

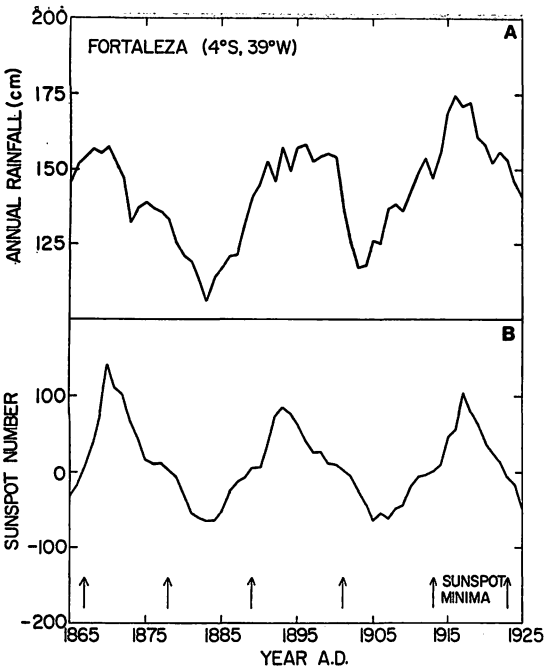
び22年変化を示している．しかも11年変化は緯度により，あるいは時期によって太陽黒点数変化と同位相であったり，逆位相を示したりすることも興味ある事実である（King, 1975）．

5.　太陽黒点数とオゾン

Angell and Korshover (1973) はアローザ（47°N），トロムゼー，上海及びニューヨークにおけるオゾン全量の変化と太陽黒点数変化との関係について調べた．O-1図にその結果を示す．

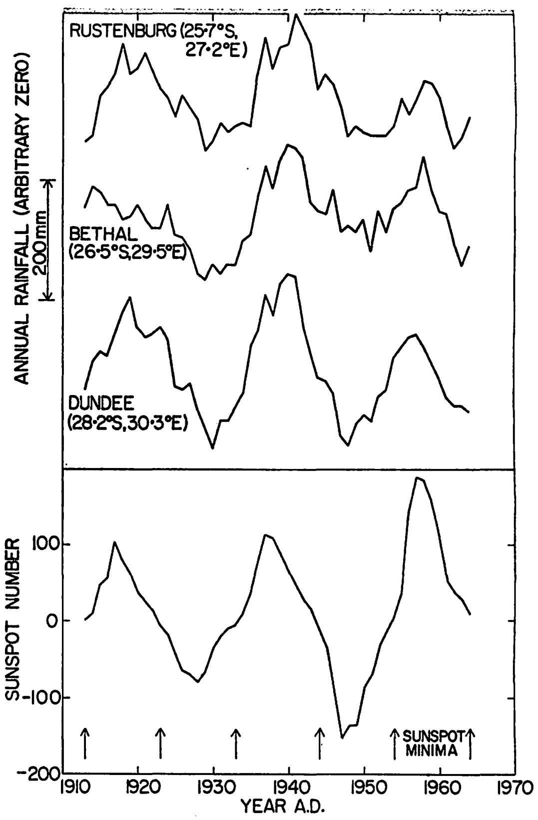
図から分かるように，オゾン全量は位相に若干のずれはあるが太陽黒点周期とかなりよく一致した周期で変化しているのは興味あることである．但しこの曲線はオゾン全量の変化を示すもので，その中には当然大気の運動の影響も含まれており，この図から直接太陽活動とオゾンの関係を議論することは難しいが，しかし両者の関係を示唆する興味ある図である．

太陽活動が直接オゾン量を変化させるのか，そ



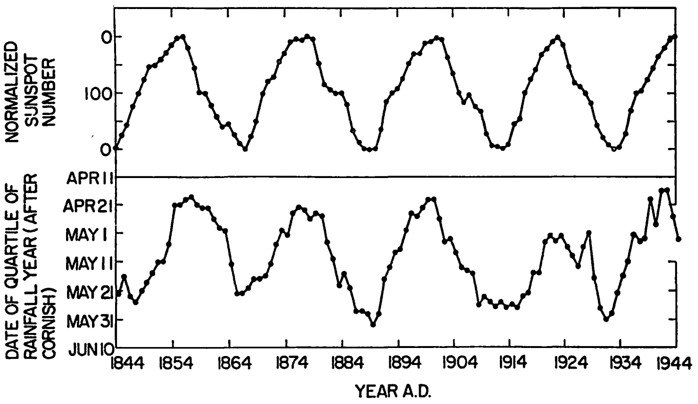
R-4図　雨量の２太陽黒点周期変化

上図Aは Markham (1974) が発表した南アメリカのフォルタレザにおける年間雨量で，下図Bは年平均太陽黒点数を２太陽黒点周期の形式に図示したものである．上向き矢印は太陽黒点数極小期を示し，1865年から1925年までの間に６太陽黒点周期の値が含まれている．



R-5図　南アフリカ３地点における年間総雨量変化 (Tyson, 1974) の２太陽黒点周期

下段の図はこの期間における太陽黒点数を２太陽黒点周期の形式に図示したもので，上向き矢印は太陽黒点数極小期を示す．

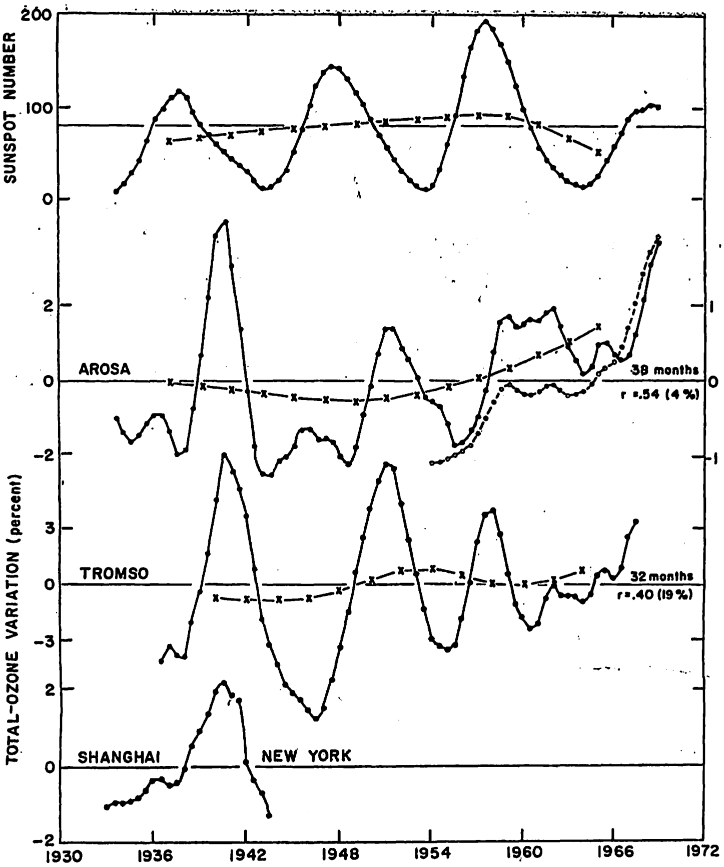


R-6図　“クォータイル”の２太陽黒点周期の変化

上段は規格化された太陽黒点数を２太陽黒点周期の形式に図示したもので，下段は Cornish (1954) によって求められたオーストラリアのアデレードにおけるクォータイルの10年間移動平均値である (King, 1975)．

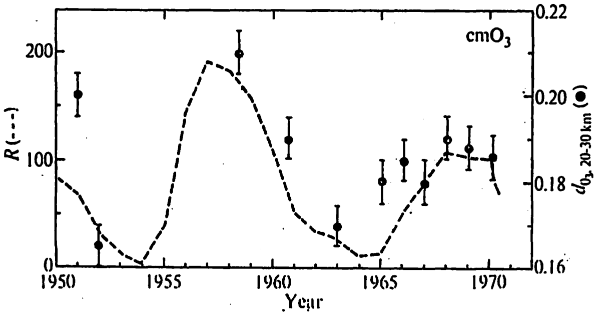
れとも太陽活動が気象に影響を与え，その気象が更にオゾン量を変化させるのかこれだけでは分からないが，いずれにせよ太陽黒点数とオゾン量との間の関係は太陽活動と気象の関係を考える上で重要な事実と思われる．

Paetzold *et al*. (1972) は，中部ヨーロッパ地域（南ドイツのワイゼナウ，ウクル，ベルリンとスイスのアローザ）におけるラジオゾンデによる成層圏オゾンの観測結果をとりまとめて太陽黒点数との比較を行った．O-2. a 図は1951年から1972年にわたる期間において，高度20



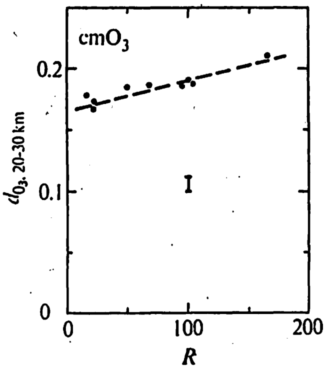
O-1 図　オゾン全量と太陽黒点数との関係

上段の曲線は太陽黒点数，2番目以下はアローザ(47°N)，トロムゼー(70°N)，上海(31°N)及びニューヨーク(41°N)における全オゾン量の変化（%表示）で，いずれも30か月移動平均値を示す．長い破線は11年移動平均値，2段目の右の部分に接近して図示してある短い破線は地球全体の全オゾン量の変化を示す．このスケールは図の右側に付けてある．アローザのスケールに対してトロムゼーのスケールは2倍，全世界変化のスケールは$^1/_2$になっていることに注意．図の右側にある数字は，太陽黒点数とオゾン全量変化の相関係数が最大になるようにずらした月数，r はそのときの相関係数，%は有意水準を示す．(Angell and Korshover, 1973)



O-2. a 図　成層圏オゾン量の変化と太陽黒点数

20〜30 km 高度における成層圏オゾン量の変化（$d_{O_3,\,20\sim30km}$）と太陽黒点数（R）との関係を示す．黒丸がオゾン量（cmO_3）を表し，1点は50〜75個の観測値の平均を示している．破線は太陽黒点数を表す．(Paetzold, 1972)



O-2. b 図　太陽黒点数の関数としての成層圏オゾン量

20〜30 km 高度における成層圏オゾン量の変化（$d_{O_3,\,20\sim30km}$）は，太陽黒点数（R）の極めてよい一次関数として近似される (Paetzold, 1972).

〜30 km の成層圏オゾンの変化と太陽黒点数を示したものである．1972年の値は太陽黒点数（R）の減少に伴って著しく減少しているので，この図には示されていない．

これから分かるように，20〜30 km における成層圏オゾンは太陽黒点数とかなりよい関係にあり，太陽黒点数の増加に伴って成層圏オゾン量の増加が見られる．このことは次のような簡単な式で表される．すなわち20〜30 km 高度のオゾン量を $d_{O_3,\,20\text{-}30km}$ とし，太陽黒点数を R とすると

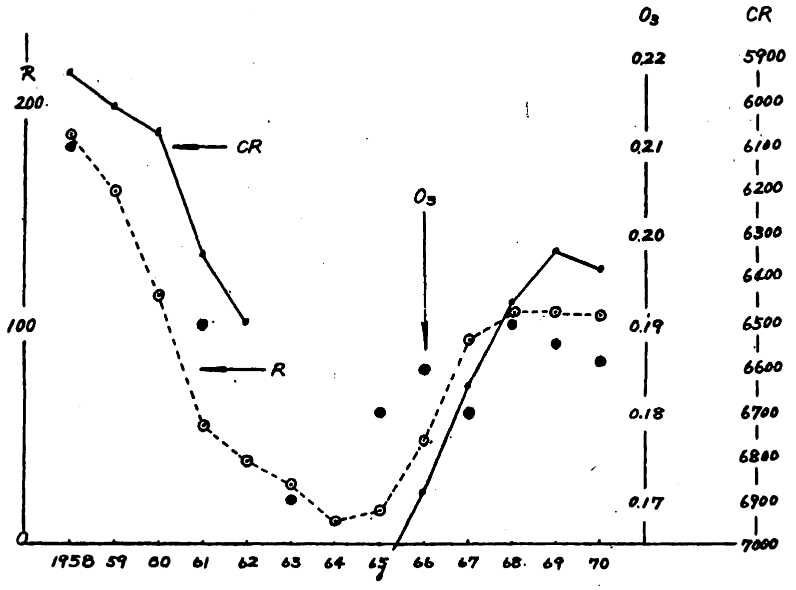
$$d_{O_3,\,20\text{-}30km}=0.161+(2.1\pm0.3)\times10^{-4}R \text{ cm } O_3 \text{ (NTP)}$$

で表される．これを図で示すと O-2. b図のようになり，両者の間にはかなりよい相関がある．これによると下部成層圏におけるオゾン量は太陽黒点周期の間において，普通の場合なら，約10%変化することになる．Paetzold *et al.* (1972) は，これは太陽活動の増加に伴い，太陽からの紫外線の放射強度が強まるためだと考えている．

O-2. a 図に示す成層圏オゾン量に対して太陽黒点数の外に宇宙線強度の長期変化を示すと O-3 図（北村他，1974）のようになる．図中資料の不連続があるが，傾向として太陽黒点数の減少に伴って宇宙線は増加し，オゾン量は減少していることが見られる．今後詳細に検討する必要があるが，太陽活動の減衰に伴って宇宙線強度が増加し，従って上空で宇宙線によってつくられるイオンが増加し，その結果 NO が増加し，NO がオゾンを破壊してオゾン量の減少を来すという過程をこの図は示唆している．

Dobson *et al.* (1929) は地磁気じょう乱日に少量ではあるがオゾン量の増加することを指摘している．これは時間スケールは短いが傾向はO-3図に示したものと同じである．すなわち，地磁気じょう乱時（太陽活動の盛んな時）に紫外線の増加することも考えられるが，一方宇宙線強度は減少し，従って上空での宇宙線によるイオン生成量，ひいては NO の量が減少し，それによるオゾン破壊は少なくなり，結果として地磁気静穏時（太陽静穏時）より相対的にオゾン量が増加することも考えられる．

以上の外，Weeks *et al.* (1972) は太陽プロトンの増加に伴ってオゾン量が減少することを報告している．これは太陽活動に伴ってオゾンが減少するという点で前に述べたことと一見矛盾するように見えるが，太陽プロトンによる電離作用を考えれば，むしろ前述のイオンによるオゾン破壊の考え方を支持するものと思われる．すな



O-3 図　太陽黒点数，宇宙線強度及び成層圏オゾン量の関係

R は太陽黒点数，CR はディープリヴァーにおける宇宙線中性子成分強度年平均値の変化（スケールを逆にとってある），O_3 は 20〜30 km 高度におおける成層圏オゾン量（cm O_3）を示し，O-2. a 図に示したのと同じ（北村他，1974）．

わち太陽プロトンの増加により上空におけるイオンが増加し，その結果NOが増し，それがオゾンを破壊し，オゾン量の減少を来すものと考えられる．

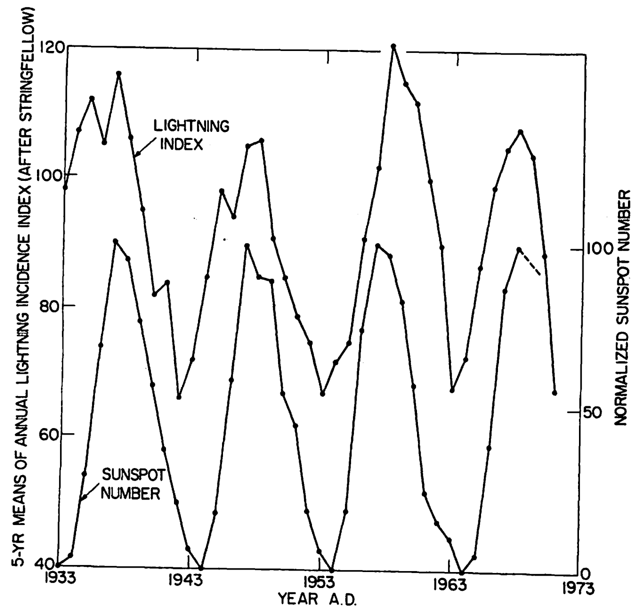
以上述べたことから分かるように，太陽活動がオゾン量を変化させる機構については大別して二通りの考え方があり，一つは太陽活動の盛衰に伴って紫外線が増減し，その結果オゾン生成量が増減するという考え方であり，もう一つは宇宙線及び太陽プロトン等の粒子線が上空でイオンを生成し，その結果NOが生成され，それがオゾンを破壊するという考え方である．この場合，太陽活動に対して宇宙線と太陽プロトンとは変化の傾向が異なり，一般には宇宙線強度は太陽活動が盛んになると減少し，従ってそれは結果的にはオゾン量を相対的に増加させることになるが，一方，太陽プロトンは太陽活動の盛んな時期に多く，結果としてこれはオゾン量を減少させることになる．このように太陽活動が粒子線を介してオゾン量を変化させる過程には増減相反する二つの要素があり，実際はそれらの競争によって決まる．

現在のところ，オゾンが気象を変えるのか，気象がオゾン量を変えるのかまだ明らかではないが，太陽活動と成層圏オゾン量との関係は，太陽活動と気象との関係を論ずる上からも，又成層圏物理学それ自身にとっても重要な問題であるとともに，成層圏環境の面からも重要な問題であるので，この方面の研究は今後益々推進される必要があろう．

6. 太陽活動とその他の気象現象

前節までに述べた気象要素以外にも太陽活動の影響を受けていると思われる現象がある．雷活動もその一例である．また，これまでは太陽活動の指数として専ら太陽黒点数を用いた解析結果について述べたが，太陽黒点数以外にも，太陽フレアーや地磁気K指数（地磁気活動の度合を表す一種の指数）を含めて地磁気じょう乱現象等が太陽活動の一つの指標として用いられることがある．これらと気象要素との関係についてもこの節で述べることにする．

S-1図は太陽黒点数と雷活動との関係を示すものである．両者の間には極めてよい関係があり，雷活動もまた太陽黒点数とともに11年変化をしていることが分かる．



S-1図　雷放電と太陽黒点周期

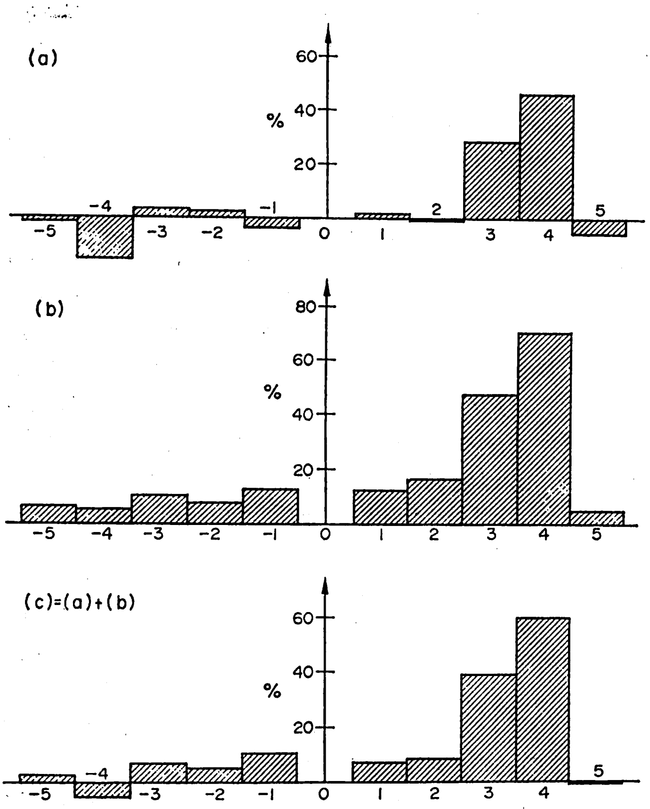
上の曲線は"雷放電指数"とも言うべきもので，イギリス全土に分布している電力施設への落雷度数の5年移動平均値を示したもの（Stringfellow, 1974）．下の曲線は規格化された太陽黒点数を表す（定義により1968年以後の値は，この時点では求められなかった）．

太陽黒点周期という長い期間に対して，数日間という短期間について両者の関係はどうであろうか．それをS-2図に示す．ここでは太陽活動の指標としてHαフレアーを用いる．いずれの期間においてもHαフレアー発生日より3～4日後に雷活動が増加する傾向が見られる．

S-1図（長期の変化）においてもS-2図（短期の変化）においても太陽活動と雷活動の間によい関係が見られるのは極めて興味あることである．これは前節でも触れたように，太陽活動が盛んになるに伴い，宇宙線強度が減少し，その結果，宇宙線による大気の電離が減り，大気電気伝導度の減少等大気の電気的性質を変化させて雷発生に影響を与えるという可能性も考えられる．宇宙線強度の11年変化や太陽フレアー発生後の変化等時間的に符合しているのは示唆的である．機構についてはまだ明確ではないが，太陽活動に伴う大気の状態の変化の一面を表すものとして興味ある事実である．

次に太陽Hαフレアーと成層圏大気の運動に関する観測がある．S-3図はツークスピッツェ（高度2,964 m）において測定した大気中のBe-7及びP-32の濃度である．

これらの図はHαフレアー発生の日から2～



S-2図　Hα フレアー発生日の前後における雷活動
Hα フレアー発生日を0日とし，重ね合わせの方法によって，その前後における雷発生頻度を求めたもの．縦軸は0日の値からの差をパーセントで表示したもので，(a)図は1961～1965年，(b)図は1966～1970年，(c)図は1961～1970年の期間における値を示す (Bossolasco *et al*., 1972)．

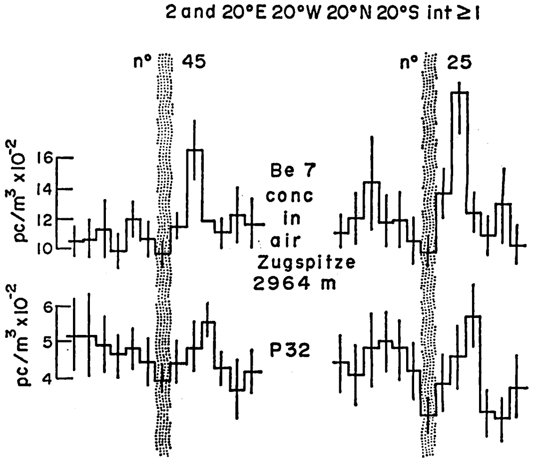
S-3図　Hα フレアーと高度3 km における大気中の Be-7 及び P-32 濃度との関係
Hα フレアー発生の日を0日 (図の中央の広幅の縦線で示す) とし，ツークスピッツェ (高度2,964 m) において測定した Be-7 及びP-32 の濃度につき重ね合わせの方法によって求めた図である．図の上段の2図は Be-7 の濃度，下段の2図は P-32 の濃度を示す．左列の2図はフレアーの強さ2以上の全部のフレアーに対するもの (個数 n_0=45) で，右列の2図はフレアーの強さ1以上のもので，太陽面上におけるフレアーの位置が 20°E，20°W，20°N，20°S の範囲内にあるものに対する観測結果 (個数 n_0=25) である．垂直の棒は標準偏差を表す．(Reiter, 1973)

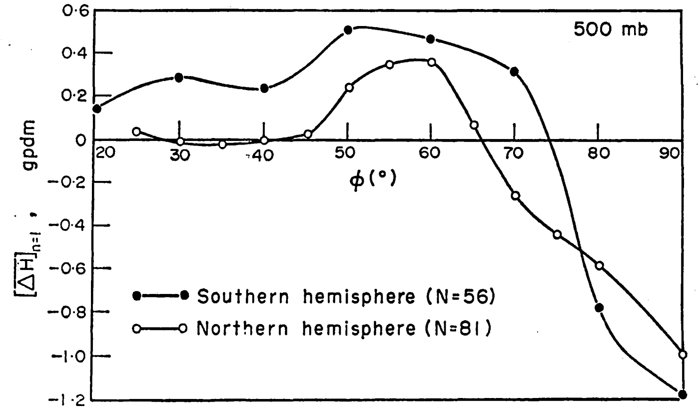
3日後に Be-7 及び P-32 の濃度が増加していることを示す．これは Hα フレアーに代表される太陽活動の影響により上層大気の運動が盛んになり，Be-7 及び P-32 を含んだ成層圏大気が対流圏約3 km の高度まで降下するためと考えられている (Reiter, 1973)．

太陽活動と大気の運動ないし気温に関係するものとして等圧面高度変化の観測がある．Schuurmans (1969) はフレアー発生後の最初の高層観測による500 mb 等圧面高度とその24時間前の高度との差について緯度ごとの平均を求めた．S-4図にそれを示す．両半球ともフレアー発生後に極光帯付近において増加していることは示唆的であり，極に近づく程減少している．

太陽活動の指数として太陽黒点数やフレアーの外に地磁気嵐現象を用いる場合がある．その中で地磁気変化度を表す地磁気 K_p 指数を用い，それと気圧変化との関係を調べたのに Mustel (1972) の仕事がある．彼は1890～1967年の間の12月から2月までの冬期間について地磁気嵐後の北半球各地点の気圧変化を求め，その地理的分布を調べた (S-5図)．日本を含めて極東地域では地磁気嵐後には気圧が減少する傾向が見られる．

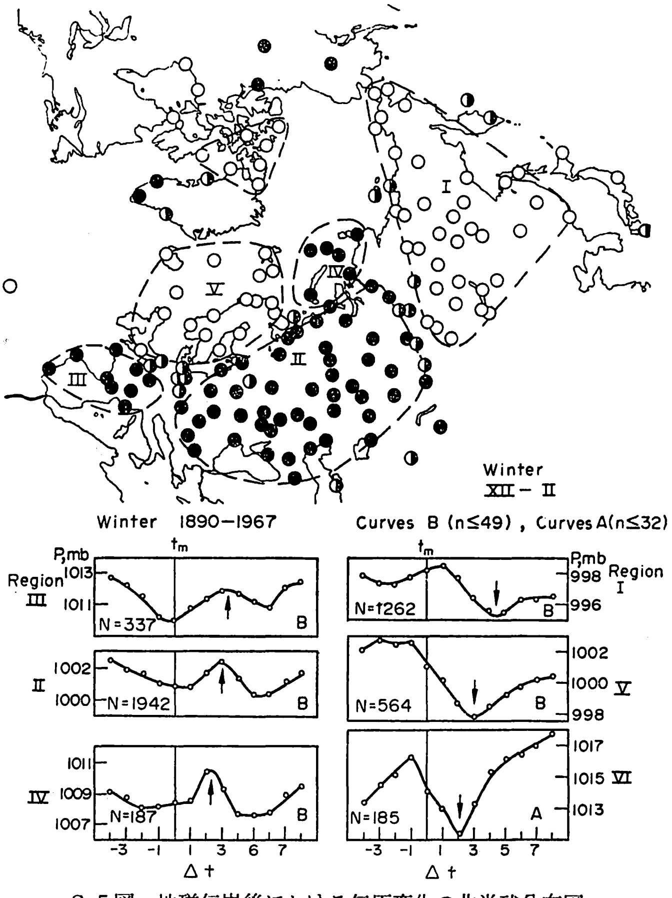
Roberts and Olson (1973) は地磁気嵐による300 mb トラフ指数の変化を調べた．ここでトラフ指数とは気圧の谷の南北の長さと東西の幅の比で定義する．S-6.a 図の斜線部





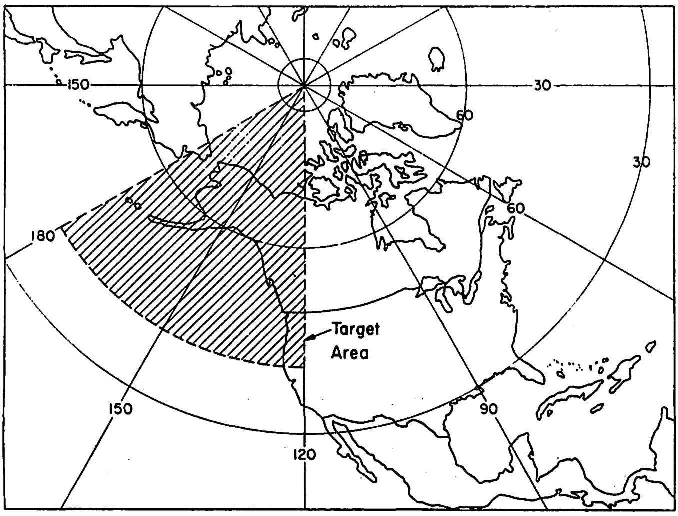
S-4図　フレアー発生後の 500 mb 等圧面高度変化

フレアー発生後最初の高層観測による 500 mb 等圧面高度とそれより24時間前の高度との差で，各緯度ごとに平均したものである．黒丸は南半球，白丸は北半球におけるもので，資料個数はそれぞれ56及び81個である．(Schuurmans, 1969)



S-5図　地磁気嵐後における気圧変化の北半球分布図

1890〜1967年の間における12月から２月までの冬期間について行った統計結果で，図中黒丸は地磁気嵐後気圧が上昇した地点，白丸は気圧が減少した地点に対応する．下の六つの図は上の北半球図の六つの地域に対応する気圧変化を示す統計的曲線である．(Mustel, 1972)



S-6.a 図　北太平洋における標的地域
斜線部分で観測されたトラフにつき，地磁気嵐との関係において統計を行う（Roberts and Olson, 1973).

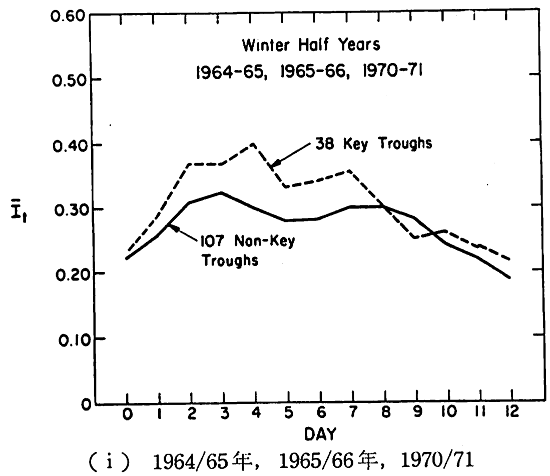
分，すなわち40°N 以北で，かつ120°W から180°までの地域を標的地域とし，地磁気嵐が発生しているときにこの地域で確認されたトラフ又は地磁気嵐後２～４日以内にこの地域で発生したトラフをキートラフとし，前者については地磁気嵐の日を，後者についてはトラフが発生した日を０日とし，それ以後12日間の追跡を行い，トラフ指数の消長を調べた．その結果が S-6.b 図の（i）～（iv）に示されている．

（i）図は1964/65年，1965/66年及び1970/71年の冬半年における平均トラフ指数 $\bar{I}_t$ の日々変化を示す．０日から約１週間，キートラフの方がそれ以外のトラフより $\bar{I}_t$ が大きくなっている

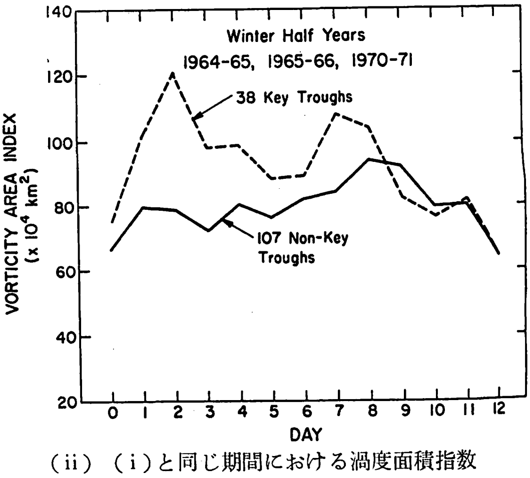
（ii）図は（i）図と同じ期間について平均渦度面積指数の日々変化を示したものである．ここで渦度面積指数とは，渦度 $20\times10^{-5}\,s^{-1}$ の面積と渦度 $24\times10^{-5}s^{-1}$ の面積の和で定義する．０日から約１週間キートラフに対する渦度面積指数がそれ以外のものより大きく，特に２日目は著しく増加しているのが目立つ．

（iii）図は1964～71年の間における冬期間について同様の統計を行ったもので，１～２日目にキートラフ（94個の平均）の渦度面積指数の増加が見られる．但しこれはトラフの発生が確認されて以後の日数を示したもので，地磁気嵐発生以後の日数としては，これに，平均として，３日を加える必要がある．

（iv）図は(iii)図を求めるのに用いたのと同じ資料を期間を二つに分けて平均渦度面積指数について同様の統計を試みたものである．

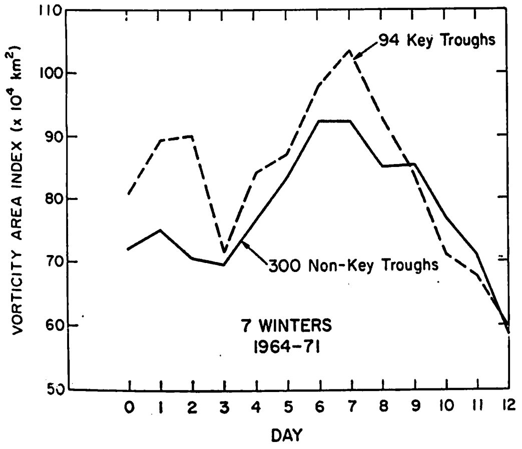


（i） 1964/65年，1965/66年，1970/71年の３回の冬期間における平均トラフ指数 $\bar{I}_t$ の変化

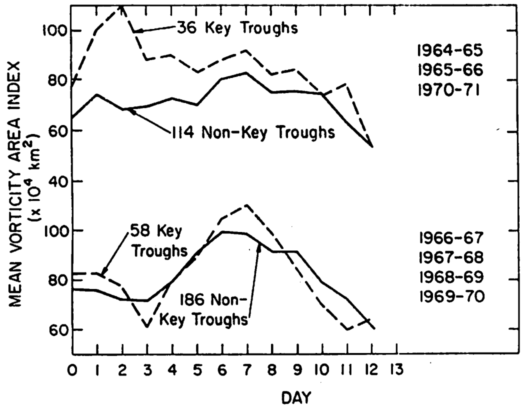


（ii）（i）と同じ期間における渦度面積指数の変化

S-6.b 図　地磁気嵐発生後のトラフ指数及び渦度面積指数の変化
点線はキートラフ，実線はそれ以外のトラフに対する平均値を示す（Roberts and Olson, 1973).



(iii) 1964～71年の7回の冬期間における渦度面積指数の変化



(iv) (iii)で用いた資料を二つの期間，すなわち1964/65年，1965/66年，1970/71年の3回の冬期間（上段の曲線）と1966～70年の4回の冬期間（下段の曲線）に分けて統計した渦度面積指数の変化

S-6.b図 （つづき）

7. 磁場と気象要素

前節までは太陽活動と気象要素との関係について述べてきた．その際，太陽活動の指標として，太陽黒点数，太陽フレアー，地磁気じょう乱現象及びそれを表す地磁気 K_p 指数等が用いられた．これらはいずれも太陽活動の一つの側面を表す指標として有用であるが，更に，磁場と気象との関係を知ることは，「太陽活動と気象」に関する本質的な原因を探求する上にも重要である．すなわち，太陽エネルギーは電磁波及び粒子の形で地球に注がれるが，いわゆる「太陽活動と気象」の本質的な原因が，もし太陽から放射される荷電粒子であるとするならば，その運動は磁場によって支配され，従って磁場と気象との間に何らかの関係の存在することが予想されるからである．

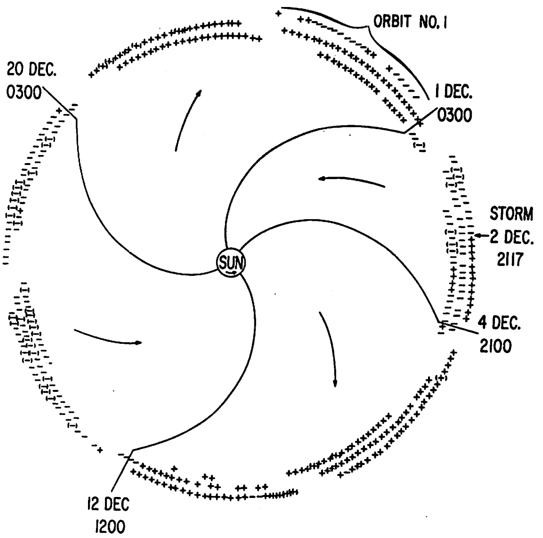
この節では磁場の時間的，空間的変化とそれに伴う気象要素の変化について概観することとする．初めに惑星間空間磁場の変化に伴う気象の変化，次に地球磁場と気象との関係について述べる．

7.1 惑星間空間磁場と気象要素

人工衛星の発達によって，惑星間空間における物理量の直接測定が可能になった．この節で述べようとする惑星間空間磁場もその一つである．そして太陽の支配下にある惑星間空間磁場構造と気象に関する研究も進められてきている．その一端をこの節で紹介したいと思う．

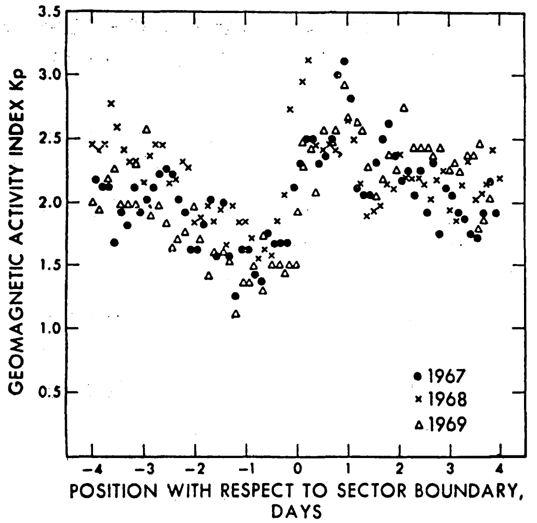
惑星間空間磁場は平均的に IM-1 図に示すような構造をもち，太陽を中心として通常四つの扇形構造を示しており（時期によっては二つの扇形構造になる場合もある），相隣る扇形内の磁場は逆向きで太陽方向か又はその逆方向に向いている．

IM-1 図は1963年の宇宙船 IMP-1 の観測から求められたものであり，空間の平均的な状態を示したもので実際は平均からのずれがあるが，それはここでは示してい



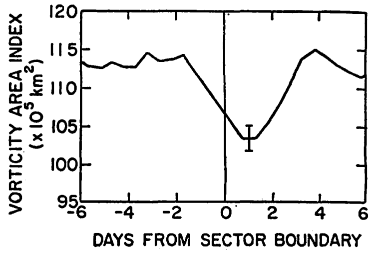
IM-1図　惑星間空間磁場の扇形構造

外縁の円周上の＋符号は太陽から外側への磁場の向きを表し，－符号は太陽方向への磁場の向きを表す．いずれも3時間平均値である．(Wilcox and Ness, 1965)



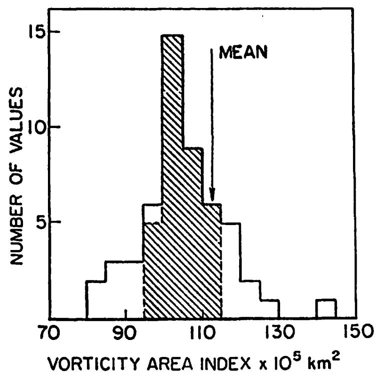
IM-2図　惑星間空間扇形磁場境界地球通過と K_p 指数の変化

K_p 指数（3時間ごと）を用い，扇形境界が地球をよぎった日を0日とし重ね合わせの方法によって求めた．横軸に扇形磁場境界通過日からの日数，縦軸に K_p 指数を示す．(Wilcox and Colburn, 1972)



IM-3図　惑星間空間扇形磁場境界の地球通過による渦度面積指数の変化

扇形境界地球通過の日を0日とし，その前後の渦度面積指数（横軸）を冬季の資料により統計したものである．(Wilcox *et al.*, 1974)



IM-4図　渦度面積指数分布

矢印は全資料に対する渦度面積指数の平均値で，斜線の部分は扇形境界地球通過1日後の分布．斜線の部分が全体の平均より小さいことが示されている．(Wilcox *et al.*, 1974)

ない (Wilcox and Ness, 1965)*.

扇形磁場の境界における地磁気活動度の変化を示すとIM-2図のようになる．K_p 指数は扇形の境界が地球を通過した1日後に増大することが分かる．

一方，冬季における平均渦度面積指数（第6節参照）の変化を見るとIM-3図に示すようになる（Wilcox *et al.*, 1974)．扇形磁場境界が地球をよぎった1日後に渦度面積指数は最大の減少を示しており，その減少量は誤差の範囲より遙かに大きい．

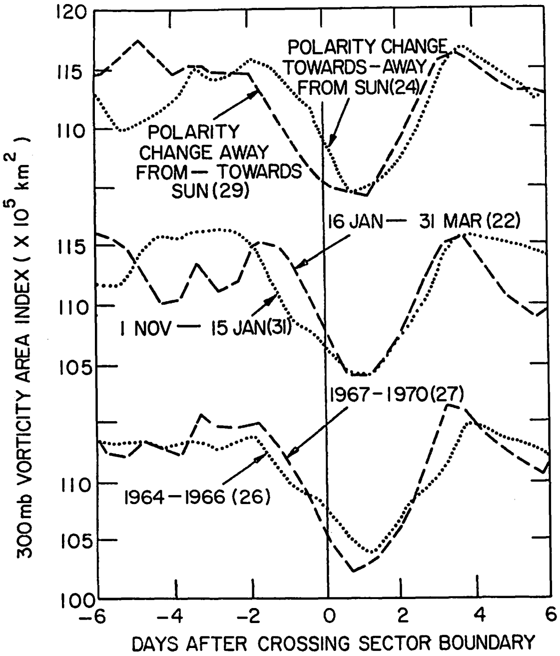
このことはIM-4図の渦度面積指数分布にも表れており，扇形磁場境界通過1日後の渦度面積指数の減少がはっきり認められる．

これらの資料を色々の規準で分類して統計したのがIM-5図である．上段の二つの曲線は53例の扇形磁場境界の内，磁場の方向が太陽方向から逆方向に変わった場合（24例）及びその反対の場合（29例）について，中段は上記冬期間を11月1日から翌年1月15日まで（31例）と1月16日から3月31日まで（22例）の前後2期間に分けた場合について，下段は同期間を1964年から1966年まで（26例）と1967年から1970年まで（27例）の前後2期間に分けた場合について，扇形磁場境界の地球通過前後の渦度面積指数の平均的変化を求めたものである．このような分類を行ったものについてもその統計結果はIM-3図に示した特徴が保たれており，扇形磁場境界の地球通過1日後に渦度面積指数の減少が見られる（Wilcox *et al.*, 1974)．

それでは以上に述べたような扇形磁場境界の通過と渦度面積指数との関係は，どの高度でも，又どの地域でも成立するのであろうか．これに関する Wilcox *et al.* (1974) の研究を以下に紹介しよう．

IM-6.a図には渦度面積指数の200，300，500，700及び850 mb高度に対する変化が示されている．各曲線とも扇形境界通過より±6日の間に極大及び極小が見られ

* このような惑星間空間磁場の扇形構造に対して最近では別のモデルも提唱されているが，ここでは触れない．



IM-5図　冬季北半球渦度面積指数の変化

1964～70年の冬季における扇形磁場境界の地球通過53例を，三通りの規準で資料を2群に分けた場合の各々に対する北半球渦度面積指数の平均的時間変化を示す．横軸の意味は IM-3図と同じ．(Wilcox *et al.*, 1974)

る．渦度面積指数が最小になる日は高度によって少しずつずれているのが見られる．

これに対して，渦度面積を $40\times10^5\,km^2$ 前後の大きいものに限って統計したのが IM-6. b 図である．この場合も IM-6. a 図と大体同じ傾向を示していることが分かる．

IM-6.c図は成層圏における影響を調べたもので，10, 30, 50, 100 mb における渦度面積指数の変化を示す．対流圏において見られた扇形磁場境界通過の影響は成層圏においては顕著ではない．

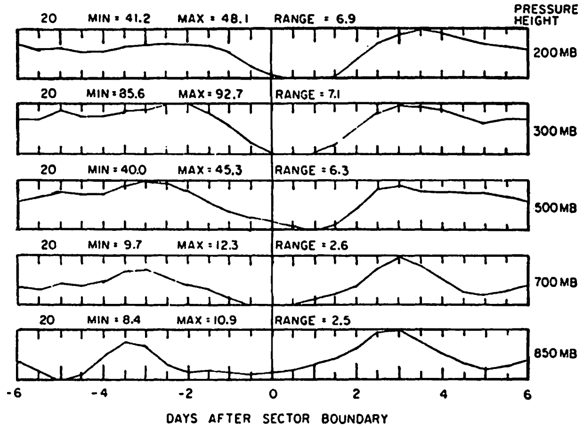
IM-6. d 図は上述の傾向の各経度による違いを示している．この図で見る限り，渦度面積減少の様子は経度により少しずつ異なるが，経度によって特に顕著に現れる場所はない．

渦度面積指数の緯度別の変化を IM-6. e 図に示す．前に指摘した傾向は 30°N 付近において最も顕著に現れていることが見られる．

次はやや話が変わって，惑星間空間の扇形磁場構造と雷雨発生回数との関係を IM-7 図に示す．扇形の幅は必ずしも一定ではないので，ここでは地球の扇形磁場境界通過日数を8日間と規格化し，正扇形（磁場が太陽と反対方向に向いている場合）から負扇形（磁場が太陽方向に向いている場合）に移った日及びその逆の日をそれぞれ0日及び8日とする．この図は1963～1964年の太陽15回転の間の扇形磁場について統計したものである．

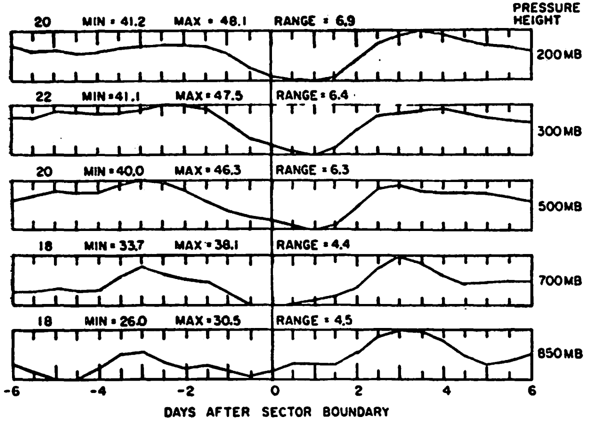
図から分かるように，雷活動は正扇形から負扇形に移るときに最大となる．平均値 $\bar{X}$ と分散 σ とが示されているが，このときの値はほぼ 2σ におよんでいる．扇形磁場の中にはその中で太陽プロトンが放出され，しかもそれが長期間持続し太陽自転と共に回帰するものがあるが，それに対する結果を下図の点線で示してある．結果は実線とほとんど同じ傾向を示している (Markson, 1971)．

以上のほかに惑星間空間磁場の極性によって地球極地気圧に変化があるという興味ある報告もなされている．IM-1 表にそれを示す．すなわち惑星間空間磁場の正の向き（Away）及び負の向き（Toward）に対して，北極付近では負の向きの場合に気圧が高く，反対

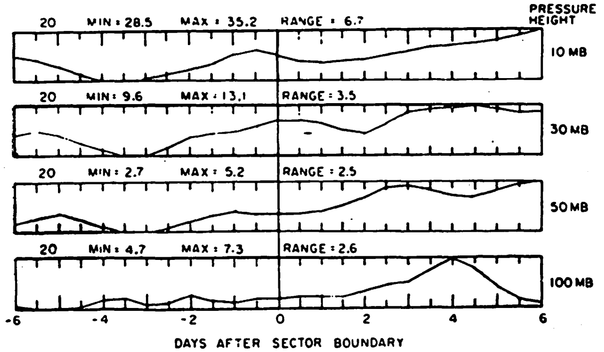


IM-6. a 図　異なる高度における渦度面積指数の変化

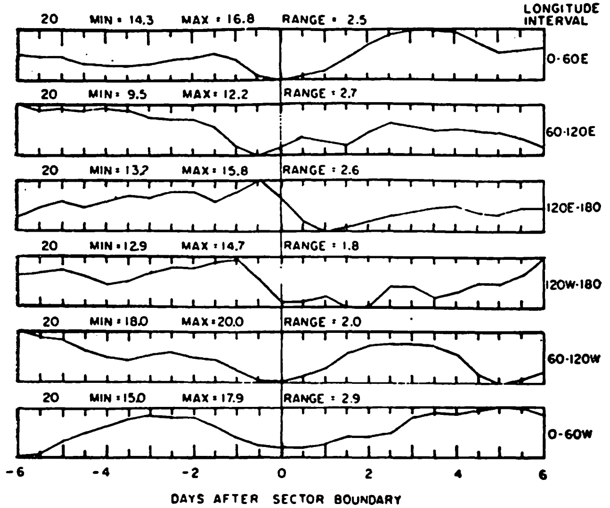
1964年から1970年までの冬季（11月から3月まで）において地球を通過した54の扇形磁場境界に対して 20°N の各高度における渦度面積指数を重ね合わせの方法で求めたもの．ここでは渦度 $20\times10^{-5}s^{-1}$ 以上のものについて計算した．上から 200, 300, 500, 700 及び 850 mb 高度における変化．また図の上側に渦度面積 ($10^5 km^2$ 単位) の最小，最大値及び較差を各高度別に示してある．(Wilcox *et al.*, 1974)



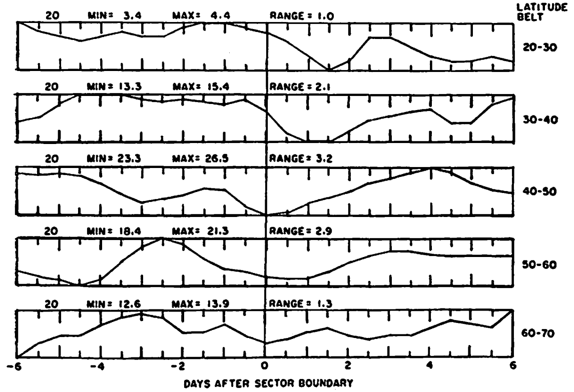
IM-6.b図　異なる高度における渦度面積指数の変化（渦度面積 40×10^5km^2 前後の場合）
渦度面積に対する条件を除けば他は IM-6.a 図と同じ.



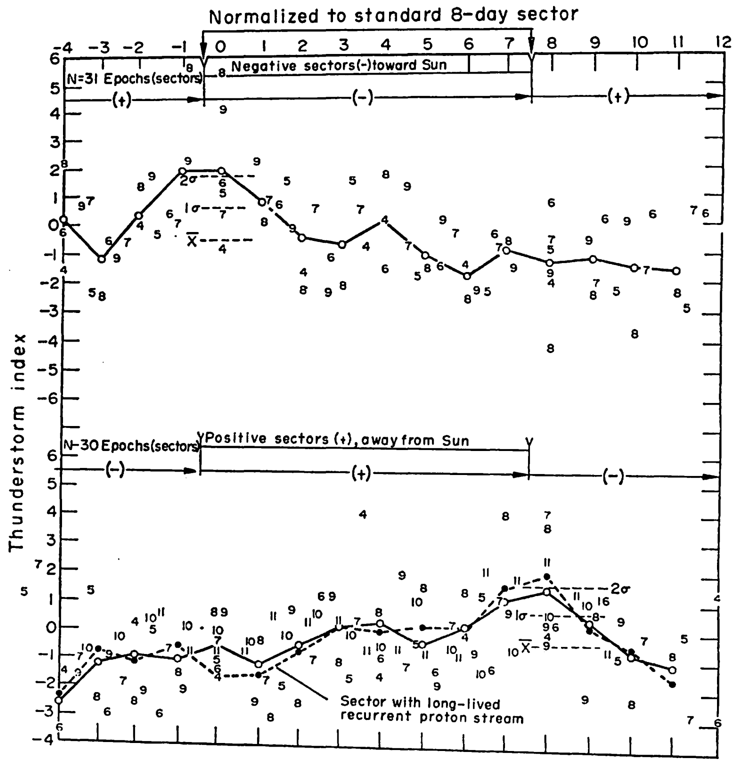
IM-6.c図　成層圏における渦度面積指数の変化
高度の違いを除けば他は IM-6.a 図と同じ.



IM-6.d図　各経度における 300 mb の渦度面積指数の変化
60°間隔の経度をとり，その区間における 300 mb の渦度面積の変化を求めた．他の条件は IM-6.a 図と同じ.



IM-6.e図　各緯度帯における 300 mb の渦度面積指数の変化
20°N から 70°N までの間を 10°間隔の緯度帯に分け，その中における渦度面積の平均的変化を求めた．他の条件は IM-6.a 図と同じ.



IM-7 図 惑星間空間扇形磁場内の地球の位置による雷雨指数の変化

一つの扇形磁場境界通過期間を 8 日間に規格化し，反対極性の扇形に移った日を 0 日及び 8 日とする．縦軸は雷雨指数．上段の図は主として負扇形内，下段の図は正扇形内における雷雨指数の変化を示す．曲線の上下の数字は各扇形内での日数を示す．下段の点線は太陽プロトン流の存在する扇形について求めた結果である．(Markson, 1971)

IM-1 表 惑星間空間磁場の極性と地球極地気圧 (Mansurov *et al.*, 1972)

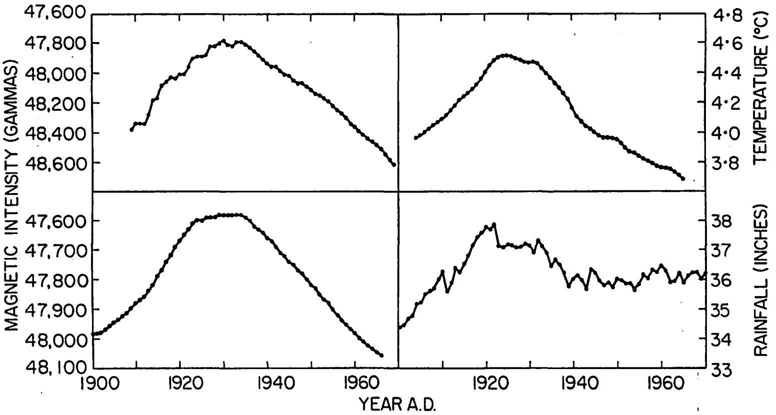
	Interplanetary field	Pressure
Northern polar station	Away	1011.1
	Toward	1016.3
Southern polar station	Away	986.2
	Toward	982.7

に南極付近では正の向きの場合に気圧が高くなっている (Mansurov *et al.*, 1972).

7.2 地球磁場と気象要素

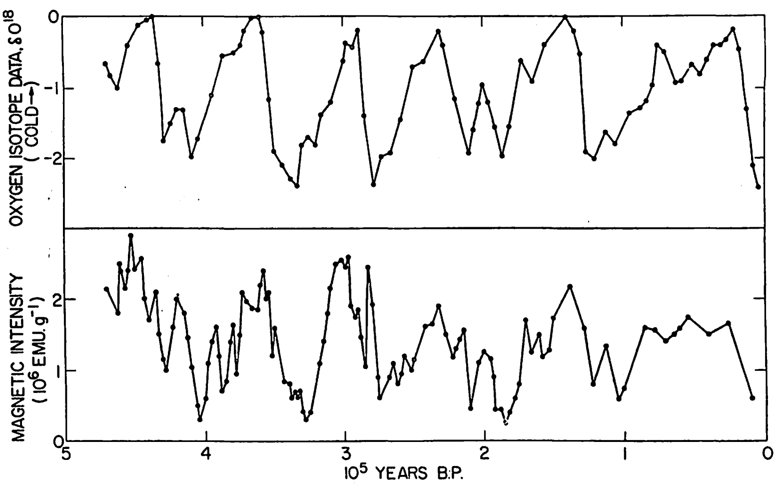
GM-1 図は今世紀初め以来のイギリスにおける地球磁場の変化と気温及び雨量の長期変化の様子を示す(King, 1975). 地球磁場は 1930 年前後に極小値を示し，その後増加の傾向を示している．地磁気の極小期において気温は極大を示し，それ以後低下の傾向を示している．極めて粗い言い方をすれば，地磁気の増加が気温の減少に対応していることをこの図は示している．雨量の極大時期も大体気温のそれに対応している．これらの現象に対してまだ何ら確定した理論はないが，太陽活動に伴う粒子線の役割を示唆して興味ある図である．

Wollin *et al.* (1974) は，有史以前の温度の情報を伝えるものとして深海底堆積物の分析から得られた酸素同位元素 O^{18} の時間変化と古地磁気との比較を行った (GM-2 図). 上段の曲線が O^{18} の年代ごとの変化を示すもので，図左端の矢印で示すように O^{18} の含有量の多い時期が寒冷期に対応する．下段の曲線はその時代の地磁気強度で，地磁気強度の増加の時期が地球の寒冷期に対応しており，GM-1 図で述べたことと同じ傾向を示している．O^{18} と地磁気強度変化の時間変化を 5×10^4 年間隔で読みとって比較すると，それらの相関係数は 0.67 で



GM-1図　地磁気強度変化と気温及び雨量の変化

左列の２図はイギリスのエスクダルミュア（左上）及びストニハースト（左下）における地磁気強度変化曲線（平滑化した値）で，いずれもスケールを逆向きにとってある．右上は Wollin *et al.* (1973) の発表した資料から求めた中部イングランドにおける冬季気温を示し，右下は Wales-Smith (1973) の報告より求めたイングランド及びウェールズにおける年間雨量曲線である．(King, 1975)



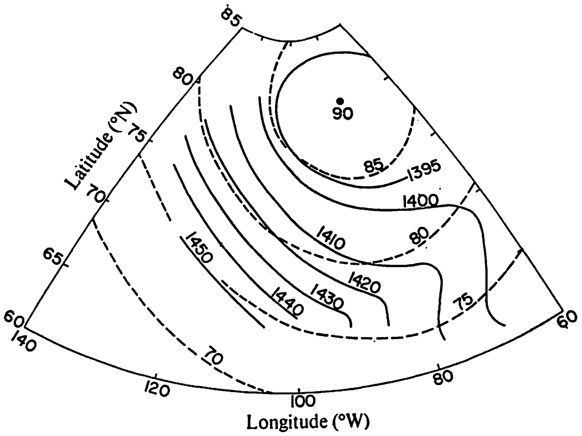
GM-2図　O^{18}変化と古地磁気変化

古い時代の温度の情報を伝えるものとして深海底堆積物の分析から求められた酸素同位元素 O^{18} の年代変化と古地磁気変化とを比較したものである．上の曲線が O^{18} の変化で，含有量の多い時期が寒冷な時期に対応する．下の曲線が約５× 10^5 年前までの地磁気強度変化を示す．(Wollin *et al.*, 1974)

ある．地磁気と気温の逆相関のはっきりした関係が，実は50万年という長い期間にわたっても成立していることが分かる．

Bradley (1973) が発表した1964〜1972年の７月の 850 mb 等圧面平均高度を地理座標の上に図示したのが GM-3図の実線である．同じ図の中に不変量緯度* を点線で示す．この図から分かることは，850 mb 等圧面平均高度の分布は地理緯度よりもむしろ不変量緯度に沿って分布していることである．すなわち，850 mb 等圧面高度は地理的条件よりむしろ地磁気の支配を受けて分布して

* 地球磁場を中心双極子磁場によって近似し，ある磁力線が赤道面と交る点の地心からの距（次頁につづく）



GM-3図　850 mb 等圧面平均高度分布と不変量緯度

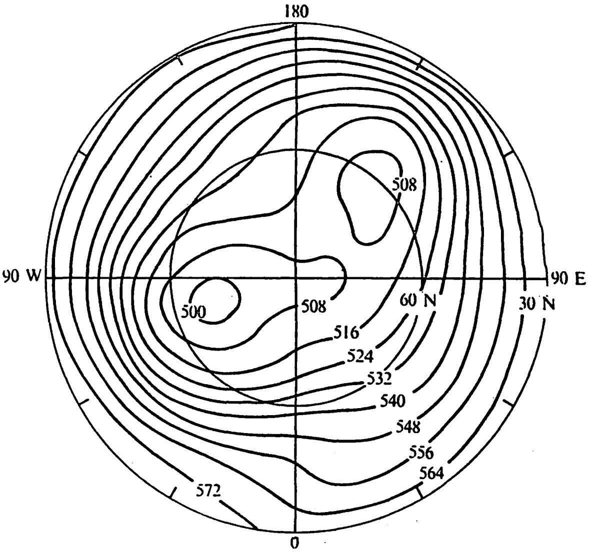
1964～72年の7月の 850 mb 等圧面平均高度 (Bradley, 1973) の分布を地理座標の上に実線で示す．点線は不変量緯度を表す．(King, 1973)

いるように思われる (King, 1973).

同じような研究が他にもなされている．GM-4. a図は Palmen and Newton (1969) によって示されたものである．500 mb 平均等圧面高度分布は，少なくとも高緯度地方においては，地理的緯度に支配されているようには思われない．これに対して GM-4. b 図は1965年における 400 km 高度の地磁気等強度線を示す．これを用いて 400 km 高度における北半球地磁気等強度線を描いたのが GM-4. c 図である．GM-4. a 図と c 図はかなりよく似た分布を示しており，500 mb 等圧面高度分布は地理的緯度よりはむしろ地磁気強度分布に支配されていると King (1974 a) は主張している．

GM-4. a 図から，60°N における1月の500 mb 等圧面平均高度の経度変化を求めると GM-5. a 図の点付き実線のようになる．実線は同様に GM-4. b 図から地磁気強度の経度変化を描いたものである．500 mb 等圧面高度は 1918～58 年の期間の資料に基づくものであり，地磁気資料は 1965 年のものである．図中破線でマークした部分だけが異常に高い値を示しているが，その他の部分では二つの曲線は約 25° の位相差を示しながらかなりよく似た経度変化を示している．

この約 25° のずれを King (1974 a) は次のように考えた．すなわち，上述のように 500 mb 等圧面高度の資料と地磁気の資料との間には時間的にかなりの開きがある．ところで，地磁気パターンは西方に移動することが分かっているので，この時間的ずれが両曲線の位相差を生ぜしめたものと考えた**.



GM-4. a 図　500 mb 等圧面平均高度分布

1918～1958年の1月における 500 mb 等圧面平均高度 (デカメーター表示) の北半球分布を示す．(Palmen and Newton, 1969)

離を r_0 とし，次にその磁力線上のある点と地心とを結ぶ線と赤道面とのなす角を λ とすれば，

$$\cos^2\lambda = r/r_0 \qquad (1)$$

なる関係が成り立つ．ここで

$$r_0 = LR_e \ (R_e \text{は地球半径}) \qquad (2)$$

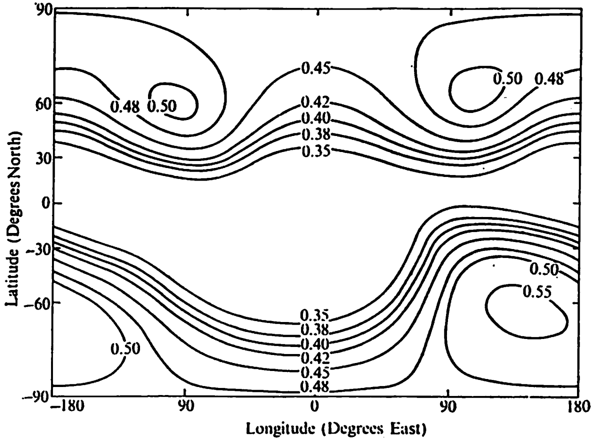
によって定義される量 L を導入する．次に未知の磁力線が地球表面を切る緯度を Λ とすると，(1)及び(2)式から

$$\cos\Lambda = L^{-1/2} \qquad (3)$$

なる関係が得られる．

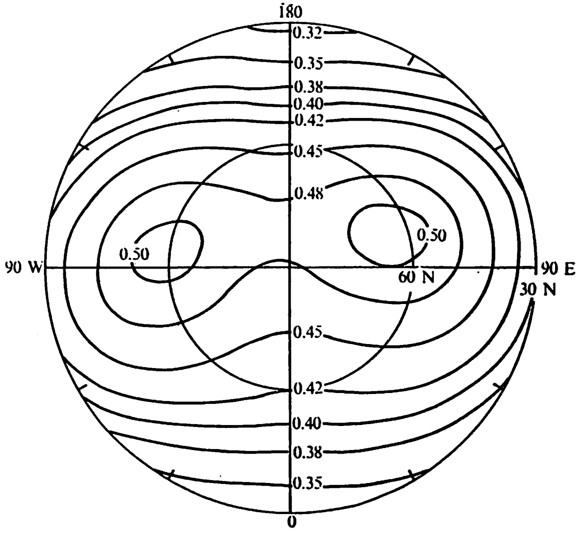
この Λ を不変量緯度という．一般に磁力線に沿って運動する荷電粒子の反射点における磁束密度の大きさを B_M とするとき，双極子磁場中における粒子の運動は (B_M, L) をもって記述される．

** 地磁気パターンの西方移動の速度は10年に約3°といわれているので，GM-5. a 図における 25° の位相差を説明するには移動速度の不均一性か，又は他の原因を考えなければならない．



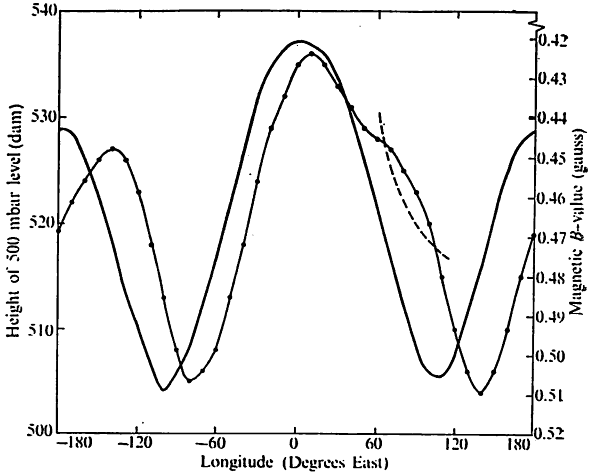
GM-4. b 図
地磁気強度分布

1965 年の 400 km 高度における地磁気等強度線分布を示す.
(Stassinopoulos, 1970)



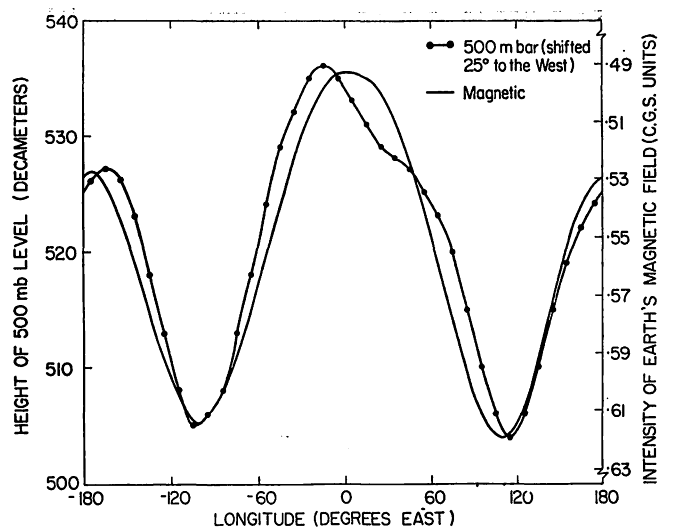
GM-4. c 図
北半球地磁気強度分布

400 km 高度における地磁気等強度線北半球分布図. 1965 年の値で, GM-4. b 図より描いたものである. (King, 1974 a)



GM-5. a 図　60°N における 500 mb 等圧面平均高度と地磁気強度の経度変化

点付き実線は GM-4. a 図から求めた 60°N における1918～1958年の 500 mb 等圧面平均高度, 実線は GM-4. b 図から求めた1965年の地磁気強度. 地磁気強度のスケールは下が強くなるようにとってある. (King, 1974 a)



GM-5. b 図　60°N における 500 mb 等圧面平均高度（25° 西方にずらした曲線）と地磁気強度の経度変化

点付き実線及び実線の意味は前図と同じ（King, 1975).

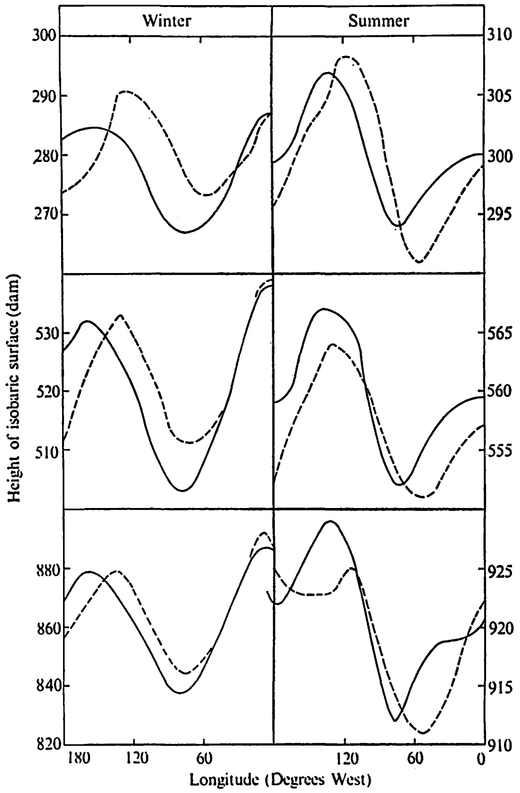
そこでこの図の500mb 等圧面平均高度曲線を西方に25° ずらしてみると GM-5. b 図のようになる (King, 1975). この図に示されるように両者の間にはかなりよい一致が見られる．しかも地球磁場の強い所と 500 mb 等圧面高度の低い所とが対応している．

以上のことは，気象に影響を与えると考えられる太陽粒子線（荷電粒子）が地球磁場に制御され，その結果このような地域分布が生じ，間接的に地磁気が気象を支配するという形になることを示唆している．

以上のような推論が正しければ他の高度についても同様の傾向が現れることが期待されるが，500 mb 以外の高度ではどうであろうか．又，冬季（1月）だけでなく，夏季の高度についても果たしてこのような傾向が現れるであろうか．GM-6図がこの問いに答えている．

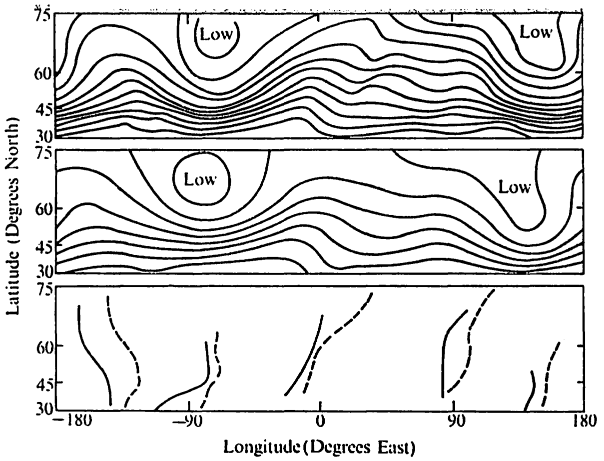
この図から等圧面平均高度は夏冬いずれの季節においても，又図に示したいずれの高度においても，その経度分布は1933年から1951年の間に西方に移動していることが見られる．すなわち，地磁気強度分布の西方移動に伴って，等圧面平均高度分布もまた季節及び高度を問わず西方に移動していると考えてよさそうである (King, 1974 a).

GM-7図は以上に述べたのと同様のことを２次元的に示したものである．この図によっても，1933年から1951年の18年間に 500 mb 等圧面高度の峰も谷もいずれも西方に移動していることが分かり（どの峰や谷についても実線が点線より西側にある），しかもこれらの現象は中高緯度における一般的現象と思われ，気候の長期変動に



GM-6 図　等圧面平均高度経度分布の西方移動

60°N，西半球における 700 mb（上段)，500 mb（中段）及び 300 mb（下段）の等圧面平均高度（デカメーター表示）の経度分布を示す．左列が冬季，右列が夏季に対するもの．破線が1933年，実線が1951年の値である．(King, 1974)



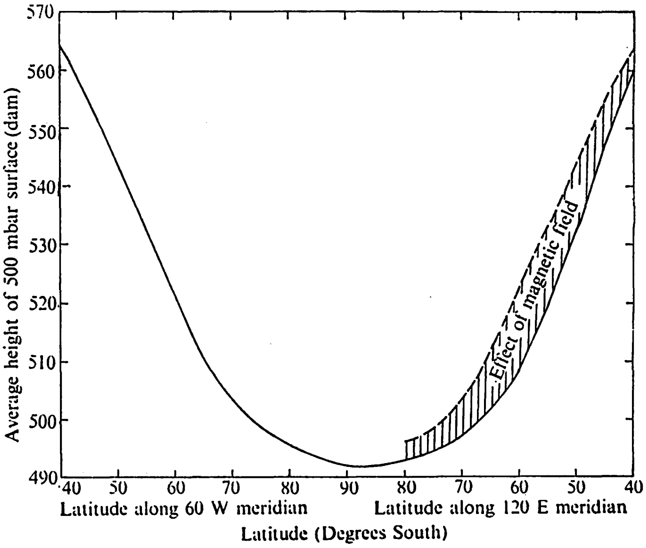
GM-7図　冬季における 500 mb 等圧面高度分布

上段は1933年を中心とした12～2月の等圧面高度分布で，500デカメーターから567デカメーターの間を6.1デカメーターずつ11区分してある．中段は1951年を中心とした前後5年間における1月の等圧面高度分布で，500デカメーターから570デカメーターの間を10デカメーターずつ7区分してある．下段は上，中段二つの図における峰と谷の位置を示したもので，破線は1933年，実線は1951年前後のものを示す．(King, 1974)

何らかの関係を持っているかもしれないことを示唆する興味ある現象である．

これまでは北半球における等圧面高度分布について述べてきたが，南半球ではどのようになっているであろうか．GM-8図は500 mb 等圧面平均高度の緯度変化である．60°S 付近において実線と点線の差が最大になっている．これはGM-4.b図から分かるように地磁気強度の最も強い地域である．この事実もまた気象（500 mb 等圧面高度分布）に対する地磁気の影響であるとKing (1974 a) は考えている．

最後に等圧面高度以外の気象要素の空間分布と地磁気との関係はどのようになっているかを見てみよう．GM-9図は地磁気強度の空間分布 (King, 1974 b) を示すもので，この図の上三段の図は Bean *et al.* (1966) によって発表された北半球，11月における三つの気象要素分布に対応するものである．すなわち，1番上の図はスケールハイト* で対流圏の平均気温に対し，2



GM-8図　500 mb 等圧面高度の緯度変化

120°E 子午線に沿い，40°S より南極を通り，60°W 子午線に沿う 40°S までの緯度変化を示す．実線は観測値，破線は60°W 子午線に沿う曲線（図の左半分）の鏡像．(King, 1974 a)

* 高度 z における大気分子の平均質量，重力加速度，気温及びボルツマン定数をそれぞれ $m(z)$, $g(z)$, $T(z)$ 及び k とするとき

$$H(z)=kT(z)/m(z)g(z)$$

で定義される H は長さの次元をもつ量で，これをスケールハイトと呼ぶ．静力学的平衡大気中において高度 z における気圧及び密度をそれぞれ $p(z)$ 及び $\rho(z)$ とすると，

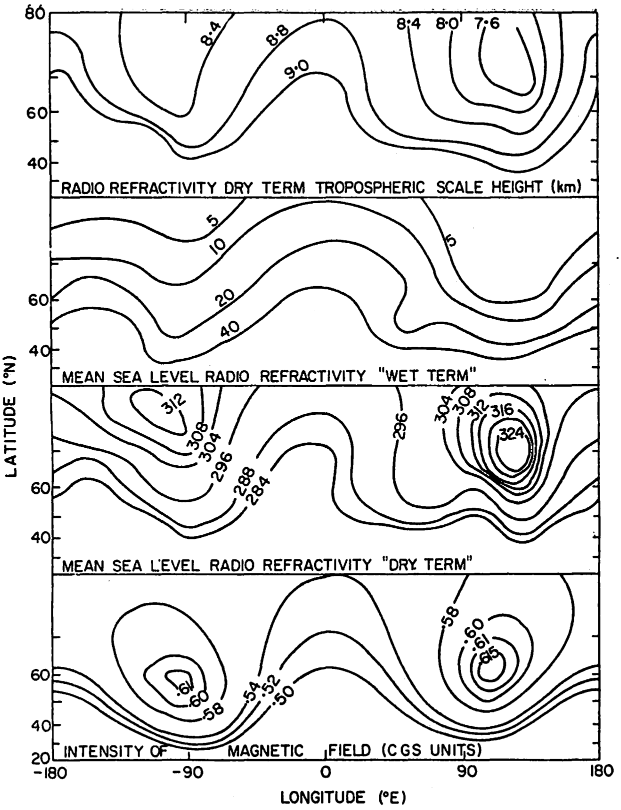
$$dp(z)/dz=-\rho(z)g(z)$$

となり，又 $n(z)$ を大気粒子の数密度とすると

$$p(z)=n(z)kT(z)$$

であるので

（次頁へつづく）



GM-9図　三つの気象要素の空間分布と地磁気強度分布

上の三つの図は Bean *et al.* (1966) によって発表された北半球，11月における三つの気象要素に対応する量の分布を示す．一番上はスケールハイト，2番目は電波屈折率"湿潤項"，3番目は電波屈折率"乾燥項"，最下段は地磁気強度分布図．(King, 1974 b)

番目は平均地上電波屈折率"湿潤項"**の分布で地上湿度の分布に対応する量，3番目は平均地上電波屈折率"乾燥項"**で地上気圧の分布に対応する量であり，最下段は地磁気強度（CGS単位表示）分布図である．

この図において上述の気象3要素の分布はいずれもおおむね地磁気強度分布と似ており，地磁気強度の強い地域において平均気温は低く，湿度は小さく，且つ地上気圧は高くなっているのが特徴的である．すなわち，等圧面高度だけでなくこのような気象要素もまた地磁気の影響を受けていると King (1975) は主張している．

以上のほかに Van Loon *et al.* (1973) の発行した資料による波数1の波の平均振幅の緯度変化をみると，GM-10図上段に示すようにオーロラ帯で最大になり，又 Miles (1974) の資料によって太陽黒点数最大期と最小期における地上気圧の較差の緯度変化をみると，同じくGM-10図下段に示すように，オーロラ帯で最大になるという事実も示されている．

又，GM-11図上段に示された全オゾン量の13年間平均の最大値の分布 (London and Kelley, 1974) が同図下段に示す地磁気B及びL値 (238ページの脚注参照) の分布によく似ている．このような事実も気象要素と地磁気との関係を示唆するものとして King (1975) は指摘している．

$$\frac{1}{p}\frac{dp}{dz}=-\frac{\rho g}{nkT}=-\frac{mg}{kT}=-\frac{1}{H}$$

となる．従って任意の高度における大気圧は

$$p(z)=p(z_0)\exp\left[-\int_{z_0}^{z}dz/H(z)\right]$$

（ここで z_0 は基準高度）

で表すことができる．

等温大気においては

$$p(z)=p(z_0)\exp\left[-(z-z_0)/H\right]$$

で，この場合 H は気圧が基準高度における値の $1/e$ になる高度である．また H は大気の実効的な厚みを表すものと考えてもよい．

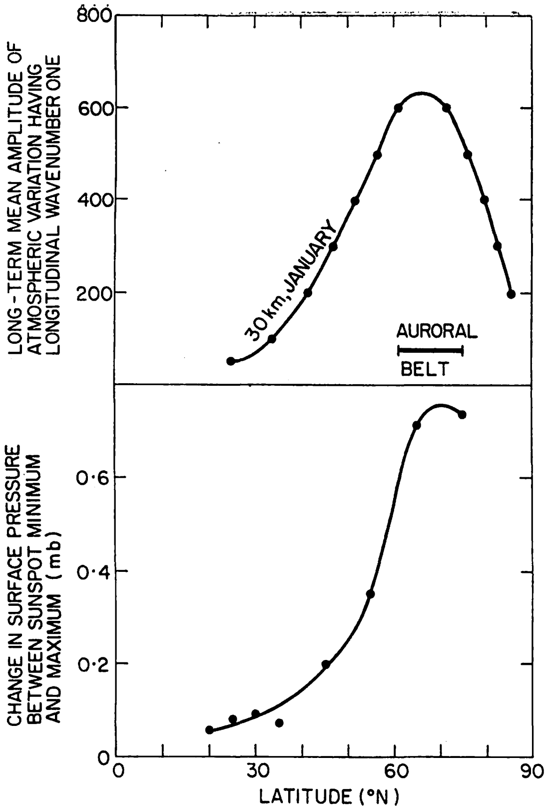
** 電波屈折率を n とすれば

$$n-1=\frac{79}{T}\left(p-\frac{e}{7}+\frac{4800e}{T}\right)\cdot 10^{-6}$$

で表される．ここで T, p, e, はそれぞれ気温 (K)，気圧 (mb)，水蒸気張力 (mb) を表す．いま仮りに $p=1000$ mb, $T=300$ K, $e=10$ mb とすれば，電波屈折率"乾燥項"は $\frac{79}{T}p=263$ となり，"湿潤項"は

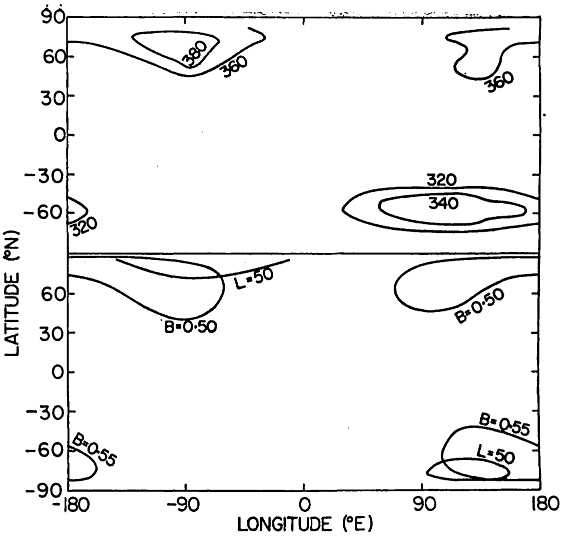
$$\frac{79}{T}\left(-\frac{e}{7}+\frac{4800e}{T}\right)$$

であるが，第1項は第2項に比べて2桁も小さく，結局この値は42となる．



GM-10図　波長１の波の平均振幅並びに
太陽黒点数最大期及び最小期におけ
る地上気圧較差の緯度変化

前者は上段，後者は下段に示される
(King, 1975).



GM-11図　オゾン全量分布と地球磁場
との関係

上段は London and Kelley (1974) によって求められたもので，オゾン全量13年間平均の南北両半球における最大値の分布を示す（単位は milliatmosphere centimeter）．下段は同じく両半球における地磁気Ｂ値及びＬ値の最大値の分布を示す．(King, 1975)

8.　「太陽活動と気象」に関する仮説

太陽活動が何らかの機構を通して気象に一定の影響を与えていることは，前節までに述べたいくつかの事実から認めざるを得ないであろう．それでもまだ疑うとすれば，それを説明するモデルが確立されておらず，理論的背景を持たないということのためであろう．確かに「太陽活動と気象」に関して理論と言い得るものは現時点においては残念ながら皆無である．この問題は気象学だけでなく，太陽地球間物理学，超高層物理学及び成層圏・中間圏大気科学の発展を抜きにしては考えられない．

「太陽活動と気象」に関する本格的理論の確立は今後にまつこととして，この節ではこの問題に関してこれまでに提起されたいくつかの仮説又は可能性について列挙してみることにしよう．

太陽活動の気象に及ぼす影響を考える際，大別して次の三つの原因が考えられる．すなわち，（１）電磁波，（２）粒子線，（３）地球大気の力学的機構，である．それらの各々について以下簡単に触れてみよう．

（１）電磁波

1.1）“太陽定数”の変化

太陽から地球に注がれるエネルギーの大部分は光であり，太陽定数が10％変動すれば氷河期生成の説明もつくと言われている．しかし最近数十年の太陽定数観測によると，0.3％以上の変化はないだろうという結果になっている．大きくみて0.3％の変化を仮定しても，それによる気温の変化は0.6℃程度という見積もりもあるが，現実にはもっと大きな変化が起きているので，その原因のすべてを太陽定数の変化に帰するのは無理のようである．

しかし，もし太陽活動の変化による太陽定数の変化が僅少でもあるとすれば，当然気象はそれなりの影響を受ける訳で，将来この方面の測定技術の開発により，観測の精度向上が望まれる次第である．

1.2）太陽紫外線の変化

太陽フレアーのような短期の太陽活動に伴う太陽紫外

線放射の増加することはよく知られているところであるが，もし太陽黒点11年変化に伴う太陽紫外線放射強度の変化がある（Paetzold, 1972）とすれば，第５節で述べたようなオゾンの11年変化が起こることも考えられ，それを通して大気の熱構造が変化し，気象の11年変化の起こる可能性も考えられる．

（２） 粒子線

2.1） 太陽風プラズマによる大気の加熱

太陽から放射される太陽風プラズマが磁気圏を通過して直接中性大気に与える影響についての考察もある．もしその可能性があるならば，太陽黒点周期の間に惑星間空間磁場，太陽風の速度又は密度等が変化し，それによって太陽風と磁気圏の相互作用が変化することも考えられ，これらの効果を入れた機構が考えられなければならない．

しかし，これが地球大気の運動に直接変化を与えるにはエネルギー的に見て不十分のように思われる（Willis, 1976)．

2.2） 太陽風プロトンによる水蒸気生成

de Turville (1961 a, 1961 b）は太陽風プロトンが地球中性大気中に突入して水蒸気を生成することを示唆した．最近の研究（Mastenbrook, 1971）によると，成層圏の水蒸気は太陽活動の増加に伴って増加していることが明らかになった．この事実が de Turville の指摘した原因によるものかどうかは今のところ不明であるが，興味ある事実である．今後の研究が待たれる．

2.3） 高エネルギー粒子線による大気電離作用とそれに伴うオゾン破壊

宇宙線による大気電離作用の気象への影響の可能性については King (1975) や Ney (1959) 等によっても示唆されているところであるが，詳細な過程については述べられていない．宇宙線による大気電離の結果，次のような化学反応によって大気に影響を及ぼすことも考えられる．すなわち，高層におけるイオン生成の結果，イオン化学反応によってNOが生成され，それによって次のような反応が起こる．

$$NO+O_3 \longrightarrow NO_2+O_2 \qquad (1)$$

$$NO_2+O \longrightarrow NO+O_2 \qquad (2)$$

従って

$$O_3+O \longrightarrow 2O_2 \qquad (3)$$

となり，結局NOの触媒作用により高層大気中のオゾンが破壊されることが考えられる．この結果（i）高層大気の熱構造に変化を与え，それによって大気に一定の影響を与えることが考えられる一方，(ii) 成層圏汚染の問題にとっても重要な過程である．すなわち，人間活動によるオゾン層破壊の影響を論ずる場合にも自然による変化を知っておく必要があるからである．

太陽プロトンについても同様のことが言える．但し，太陽プロトンの地球への入射は高緯度地方に限られること，及びその強度は太陽活動と正の関係にあることが宇宙線の場合と異なる．実際はこれら正負相反する二つの効果の競争によって決まるものと考えられる．

光が直進するのに対して粒子線（荷電粒子）は磁場の影響を受ける．第７節で述べたように気象要素の変化が磁場に支配されている事実から，粒子線による機構の可能性は無視できない問題のように思われる．

（３） 大気の運動

3.1） 準共鳴現象

前にも触れたように，超高層現象が直接下層大気に影響を及ぼすことはエネルギー的に見て困難なように思われる．これに対して Green (1974) は共鳴現象に近い力学的機構が存在すれば，エネルギー的に弱い超高層現象でも下層大気に影響を及ぼし得ることを主張した．しかし，この機構に関するしかるべき研究はいまのところ報告されていないようである．

3.2） 超高層における重力波の反射

Hines (1974) は超高層の熱構造の変化によって，ある条件の場合には上方に伝播する内部重力波エネルギーが超高層から反射され，中性大気を加熱する可能性のあることを指摘した．

9．おわりに

以上，本稿では太陽活動の影響と思われる気象現象の若干の例と，最後に「太陽活動と気象」に関するいくつかの仮説を簡単に紹介したにすぎない．この分野は学問的にはまだまとまった体系をなしておらず，全くの空白地帯というべきである．むしろ今後の問題であるが，当面なすべきことは

i） 現在までの統計結果の追試と拡張

ii） モデルの確立と機構の解明

iii） そのための観測の実施

であろう．

本稿で紹介した例は，いずれも限られた時期の，限られた場所における観測に基づく統計結果であり，その普遍性については今後更に追試されなければならない問題であろう．

最後に紹介したいくつかの仮説は，いずれもまだ理論と称するには足るものではなく，むしろこれらを理論にまで成長させることが今後の課題であろう．それは又，同時に新しい学問分野の開拓でもある．この大事業は気象学者と太陽地球間物理学者及び超高層物理学者との緊密な協力によって初めて成し遂げられるものであろう．

折しも，「中層大気国際観測計画」(MAP) が1980年代初頭に予定され，国際的にも国内的にも関連分野の研究者の協力体制が準備されつつあることは誠に時宜に適したことと言うべく，その成功を期待するとともに，我々もまたその事業に対して積極的に協力する必要があると思われる．

これまで学問的空白地帯であったこの領域が多くの関連分野研究者の協力によって開拓され，「太陽活動と気象」の研究が飛躍的発展を遂げることを心から期待するものである．

謝　辞

本稿をまとめるに当たり，東京大学宇宙航空研究所大林辰蔵教授，同大学理学部等松隆夫教授及び気象庁気象衛星センター河野毅技官にはそれぞれ貴重な文献をお借りした．又，京都大学理学部山元龍三郎教授には文献その他について適切な御教示を頂いた．なお，文献資料の収集整理に際しては屋鋪弘子さんの御協力を頂いた．ここに記して謝辞とする．

参　考　文　献

Angell, J. K. and J. Korshover (1973) : Quasi-biennial and long-term fluctuations in total ozone. Mon. Weath. Rev., **101**, 426-443.

Bean, B. R., B. A. Cahoon, C. A. Samson and G.D. Thayer (1966) : A world atlas of atmospheric radio refractivity. ESSA Monograph 1, U. S. Department of Commerce.

Bossolasco, M., I. Dagnino, A. Elena and G. Flocchini (1972) : Control of thunderstorm activity. Instituto Universitario Navale Di Napoli, lst. Di Meteorologia e Oceanografia, 213-218.

Bowen, E. G. (1974) : Kidson's relation between sunspot number and the movement of high pressure systems in Australia. Proceedings of the Symposium on Possible Relationships between Solar Activity and Meteorological Phenomena, edit. W. R. Bandeen and S. P. Maran, NASA-Goddard Space Flight Center, 56-59.

Bradly, R. S. (1973) : Recent freezing level changes and climatic deterioration in the Canadian Arctic Archipelago. Nature, **243**, 398-400.

Cornish, E. A. (1954) : On the secular variation of rainfall at Adelaide. Austr. J. Sci. Res. A, **7**, (Austr. J. Phys., **7**), 334-346.

de Turville, C. M. (1961 a) : Terrestrial accretion from the solar wind. Nature, **190**, 156.

de Turville, C. M. (1961 b) : Reply to comments by Frith and Harrison on de Turville's paper 'Terrestrial accretion from the solar wind'. Nature, **191**, 1183-1184.

Dobson, G. M. B., D. N. Harrison and J. Lawrence (1929) : Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions——Part III. Proc. Roy. Soc. A, **122**, 456-486.

Gloyne, R. W. (1973) : The 'growing season' at Eskdalemuir Observatory, Dumfriesshire. Met. Mag., **102**, 174-178.

Green, J. S. A. (1974) : No consensus yet on climate. Nature, **252**, 343.

Hines, C. O. (1974) : A possible mechanism for the production of sun-weather correlations. J. Atmos. Sci., **31**, 589-591.

King, J. W. (1973) : Solar radiation changes and the weather. Nature, **245**, 443-446.

King, J. W. (1974 a) : Weather and the earth's magnetic field. Nature, **247**, 131-134.

King, J. W. (1974 b) : Reply to Sawyer's "Geomagnetism and the tropospheric circulation". Nature, **252**, 370-371.

King, J. W. (1975) : Sun-weather relationships. Aeronautics and Astronautics, **13**, 10-19. 'Solar-Terrestrial Physics and Meteorology' : A Working Document (issued by SCOSTEP), 109-125.

北村正亟・池上比呂志 (1974) : 宇宙線と気象に関する二，三の問題．理研シンポジウム講演集，宇宙線と環境，56-68.

London, J. and J. Kelley (1974) : Global trends in total atmospheric ozone. Science, **184**, 987-989.

Manley, G. (1974) : Central England temperatures : monthly means 1659 to 1973. Q. J. Roy. Met.

Soc., **100**, 389-405.

Mansurov, S. M., L. G. Mansurova and G. S. Mansurov (1972) : Preprint 8, Inst. Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radiowave Propagation, Akademgorodok, USSR.

Markham, C. G. (1974) : Apparent periodicities in rainfall at Fortaleza, Ceara, Brazil. J. Appl. Met., **13**, 176-179.

Markson, R. (1971) : Considerations regarding solar and lunar modulation of geophysical parameters, atmospheric electricity and thunderstorms. Pure Appl. Geophys., **84**, 161-200.

Mastenbrook, H. J. (1971) : The variability of water vapour in the stratosphere. J. Atmos. Sci., **28**, 1495-1501.

Miles, M. K. (1974) : The variation of annual mean surface pressure over the northern hemisphere during the double sunspot cycle. Met. Mag., **103**, 93-99.

Mustel, E. R. (1972) : Publication NO. 24. Astronomical Council, USSR Academy of Science, Moscow.

Ney, E. P. (1959) : Cosmic radiation and the weather. Nature, **183**, 451-452.

Paetzold, H. K., F. Piscalar and H. Zschörner (1972) : Secular variation of the stratospheric ozone layer over middle Europe during the solar cycles from 1951 to 1972. Nature Phys. Sci., **240**, 106-107.

Palmen, E. and C. W. Newton (1969) : Atmospheric circulation system. Academic Press.

Reiter, R. (1973) : Increased influx of stratospheric air into the lower troposphere after solar Hα and X ray flares. J. Geophys. Res., **78**, 6167-6172.

Roberts, W. O. and R. H. Olson (1973) : Geomagnetic storms and wintertime 300-mb trough development in the North Pacific-North America area. J. Atmos. Sci., **30**, 135-140.

Schuurmans, C. J. E. (1969) : The influence of solar flares on the tropospheric circulation. Royal Netherlans Meteorological Institute, De Bilt, The Netherlands.

SCOSTEP (1975) : Working Document : 'Solar-Terrestrial Physics and Meteorology'.

Starr, V. P. and A. H. Oort (1973) : Five-year climate trend for the northern hemisphere. Nature, **242**, 310-313.

Stassinopoulos, E. G. (1970) : World maps of constant B, L and flux contours. NASA SP-3054.

Stringfellow, M. F. (1974) : Lightning incidence in Britain and the solar cycle. Nature, **249**, 332-333.

Tyson, P. D. (1974) : Report by J. Boekkooi of work by P. D. Tyson, Johannesburg Star, 22 April.

Van Loon, H., R. L. Jenne and K. Labitzke (1973) : Zonal harmonic standing waves. J. Geophys. Res., **78**, 4463-4471.

Vibe, C. (1967) : Arctic animals in relation to climatic fluctuations. The Danish Zoogeographical Investigations in Greenland, **170**, Nr. 5, C. A. Reitzels Forlag, Copenhagen.

Wales-Smith, B. G. (1973) : An analysis of monthly rainfall totals representative of Kew, Surrey from 1697 to 1970. Met. Mag., **102**, 157-171.

Weeks, L. H., R. S. Cuikay and J. R. Corbin (1972) : Ozone measurements in the mesosphere during the solar proton event of 2 November 1969. J. Atmos. Sci., **29**, 1138-1142.

Wilcox, J. M. and N. F. Ness (1965) : Quasi-stationary corotating structure in the interplanetary medium. J. Geophys. Res., **70**, 5793-5805.

Wilcox, J. M. and D. S. Colburn (1972) : Interplanetary sector structure at solar maximum. J. Geophys. Res., **77**, 751-756.

Wilcox, J. M., P. H. Scherrer, L. Svalgaard, W. O. Roberts, R. H. Olson and R. L. Jenne (1974) : Influence of solar magnetic sector structure on terrestrial atmospheric vorticity. J. Atmos. Sci., **31**, 581-588.

Wilcox, J. M. (1975) : Solar activity and the weather. J. Atmos. Terr. Phys., **37**, 237-256.

Willis, D. M. (1976) : The energetics of sun-weather relationships : magnetospheric processes. J. Atmos. Terr. Phys., **38**, 685-698.

Winstanley, D. (1973) : Recent rainfall trends in

Africa, the Middle East and India. Nature, **243**, 464-465.

Wollin, G., G. J. Kukla, D. B. Ericson, W. B. F. Ryan and J. Wollin (1973) : Magnetic intensity and climatic changes 1925-1970. Nature, **242**, 34-37.

Wollin, G., D. B. Ericson and J. Wollin (1974) : Geomagnetic variations and climatic changes 2,000,000 B. C.-1970 A. D. Colloques Internationaux du C. N. R. S., No. 219, Les methodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pléistocene, 273-288.

Xanthakis, J. (1973) : Solar activity and precipitation, Solar Activity and Related Interplanetary and Terrestrial Phenomena. edit. J. Xanthakis, Springer-Verlag, 20-47.

（きたむら　まさとし）

「ひまわり」からの太陽粒子データ

河　野　　　毅*

1. 太陽活動度指数

太陽活動と気象との関係を調べる場合，黒点数や，Kp 等の地磁気指数が使われることが多い。太陽活動とは何か，太陽活動度をあらわす最も本質的なパラメータは何か，といったことが依然不明である以上，種々のパラメータをとりあげてみる試行錯誤はさけられない。太陽活動の特徴的な現象のひとつに太陽フレアがある。フレアの機構についても解らないことが多いが，フレアの起きている太陽表面領域から，多量の高速荷電粒子（陽子・電子・アルファ粒子など）が放出されることが知られている。これらの粒子は太陽—地球間の磁場に支配されながら地球周辺空間まで伝わって来，地球磁場のために主に南北両極近くの大気に突入する。この，フレアに伴う高速荷電粒子も，太陽活動をあらわすひとつの重要な指数であると言えよう。

第1表 「ひまわり」による太陽粒子観測項目

チャネル名	粒子種類	エネルギー範囲 (MeV)	G (cm²・st)
P1	陽子	1.2−4	0.0421
P2	〃	4−8	0.0421
P3	〃	8−16	0.0421
P4	〃	16−34	0.389
P5	〃	34−80	0.389
P6	〃	80−200	0.389
P7	〃	200−500	0.389
A1	アルファ	9−70	0.0421
A2	〃	30−70	0.0421
A3	〃	65−170	0.389
A4	〃	130−250	0.389
A5	〃	320−370	0.389
E	電子	>2	0.389

GとはGeometric Factor（幾何学的要素）上の13項目が約16秒に1回ずつ観測される。

1977年7月に打ちあげられ，今年4月から本格運用に入ろうとしている静止気象衛星「ひまわり」には，画像取得のメイン・ミッションの他に，上述の太陽粒子の観測装置が搭載されている。ミッションとしての名前は「宇宙環境モニタ」（SEM：Space Environment Monitor）である。

SEMは，太陽フレアに伴って放出される陽子・アルファ粒子・電子を第1表に示すような13チャネルに分けて観測する。ウォルフ数と呼ばれる黒点数は，それの持つ物理的意味があいまいであるということはよく言われる。これに比べ，粒子データは，その粒子種類や，エネルギーが解っているだけに“何らかの”

* 気象衛星センター

定量な取扱いが可能である。

太陽活動―気象関係の研究に使える，いまひとつのパラメーターとも考えられるこの粒子データが「ひまわり」から得られており，自由に使える状態であることをお知らせするとともに，このデータの現状について簡単に紹介しておきたい。

2. 観測の現状

観測方法に関するくわしい内容については，近く発行される予定の気象衛星センター技術報告No.1を参照されたい。

GMSは昨年（1977年）7月に打ちあげられてから，10月いっぱいまでのミッション・チェック期間，11月はじめから今年（1978年）1月末までの仮運用期間，2月はじめから3月末(予定)の試験運用期間を経て，4月から本格運用に入る予定である。地上のシステムもこのスケジュールに合せて段階的にレベル・アップされてきた。これに伴いSEMのデータ取得期間も以下のようになっている。

(1) '77年7月～'77年10月末

各機器のチェックのため，定期的データ取得はなく，断片的にとれているに過ぎない。ただし，9月に起こった大きなフレアをカバーするため，バック・アップ局である筑波宇宙センターの協力をお願いして，9月18日～26日の9日間についてのデータを特別に編集し，現在清瀬の衛星センターに保管している。その1例を第1図に示す。

(2) '77年11月4日～11月30日

毎日午前10時～11時半の1時間半のみ。

(3) '77年12月1日～'78年2月4日

上記の午前中1時間半に加え，夜中11時半から約3時間，合せて毎日約4時間半分のデータがある。

(4) '78年2月5日～現在

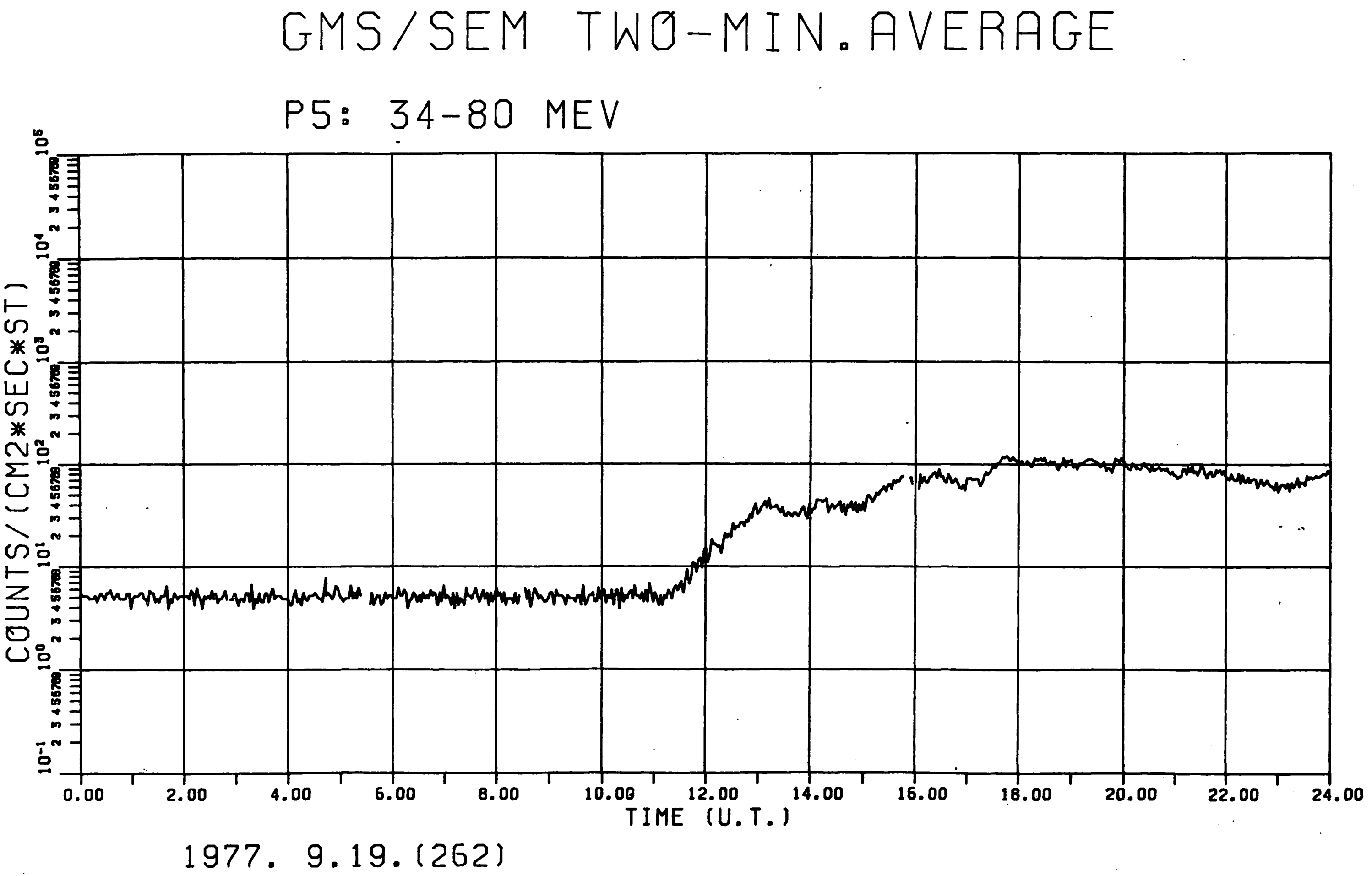
毎日，24時間のデータが累積されている。ただし，計算機の不意のダウン等による若干の欠測時間はある。

データの質としては，いくつかのチャネルにかなり高い雑音がみられることを注意しておきたい。第1図に示すように，大きなフレアの場合はこのノイズレベルを越えて観測にかかるが，このレベル以下の小さなフレアに対しては感じにくいという点を記憶しておく必要がある。

3. データ利用の手引

3－1 出版物による利用

衛星センターから毎月発行される予定の「月報」（仮称）に約10頁をSEMにあて，各チャネル



第１図：1977年9月19日の大きなフレアに対する「ひまわり」からのSEMデータの１例

の１時間平均値が，１か月分まとめて印刷される予定である。

この月報は主な気象官署や研究所・大学などに送付されるが，その他の希望者にも無料で別刷を送付するよう計画されている。また，数字のみではクイックルックに向かないため，１か月単位で代表的なチャネルのカウント数をグラフで示すことも現在計画しているが，プログラムの整備とルーティン業務の関係で実現性ははっきりしない。

３－２　計算機による利用

衛星センターに入っている計算機はFACOM 230－75で，SEMの時刻付き生データはすべて磁気テープ（MT）に納められ，保管されている。センターでは通常，ビット密度6250 B.P.I.のMTを使っているが，これを1600もしくは800 B.P.I.に変かん，コピーすることは容易である。MTのトラック数は9トラック（8ビット＋パリティ）である。センターにはカードパンチャがないのでカード出力はできない。

現在センターには，上の生データから，２分平均値を求め，プロットするプログラムや，１日ごとに１時間平均値を打ち出すプログラムなどができている。

センター外部からのデータ利用に関する具体的な形態は，間もなく詳細が決められようが，基本的には全く自由に使えるようになるという見通しを筆者はたてている。データフォーマットなど，データ利用に関して何でも知りたいことがあれば筆者まで問い合せられたい。

冬と夏の天候について（II）

久保木　光　熙*

1. まえがき

前回，寒冬・冷夏（'74）や暖冬・干ばつ（'73）の例をあげて，大循環のバックグランドがなくとも，この過程をどう考えるか，予報の現場ではすでに避けて通るわけにいかない事情をのべた。前報の冷夏の過程に対して，ここでは暑夏の過程を議論しよう。

2. 寒冬・暑夏の一般的経験則

暖冬・冷夏の経験則に対する暑夏の一般的経験則は次のようである。第9表**は1946年以後の北海道の大寒冬（－1.7℃≧）以外の寒冬の順位を示したものである。ここでも理解を便利にするために東北地方の気温を併記した。またこれらの年の初冬（11月）の環流の一断面と冬に続く夏（7, 8月）の気温を示す。

初冬の亜欧大陸の偏西風の流れの特徴は，いずれもヨーロッパの気圧の谷と西シベリアの尾根の発達を指摘することができる。

第9表　寒冬・暑(並)夏の経験則

1946～'77

	NoV.		冬 △T		夏(7, 8月)			メモ
	*1) ヨーロッパ	*2) ウラル	北海道	東北	北海道	東北	西日本	
1976/77	−3 m	25 m	−1.6	−0.9	−0.0	−0.5	0.5 ℃	7月カラ梅雨，西日本一部少雨
67	−31	142	−0.7	−0.6	0.5	0.9	1.0	㊋干ばつ
75	−35	17	−0.6	−0.5	0.5	0.6	0.5	㊊8～9月干天，一部干害
61	−39	54	−0.6	0.0	0.8	1.0	1.2	カラ梅雨，東日本7～8月50%
51	−63	37	−0.6	−0.1	1.1	0.6	−0.4	㊋干ばつ
70	−91	70	−0.5	0.0	0.4	1.2	0.6	少雨，7～8月70%
47	−9	27	−0.1	−0.6	0.2	0.5	0.5	㊥干ばつ

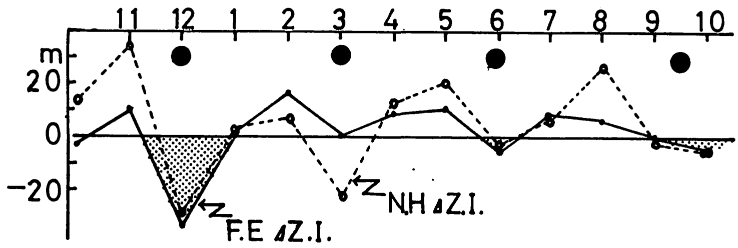
*1）60N, 10E, 50N, 10E, 20E △Z　　*2）50N, 60E △Z

第9図はこの6例の平均的な東西指数の経過を示したものである。冬の前半で，北半球的にも低指数循環が発達するが，2月には回復にむかう例が多い。この一時的な回復が，大寒冬と寒冬との経過の差であるかもしれない。寒冬の後，おおよそ3か月ほどのリズムで南北交換を繰り返し，夏

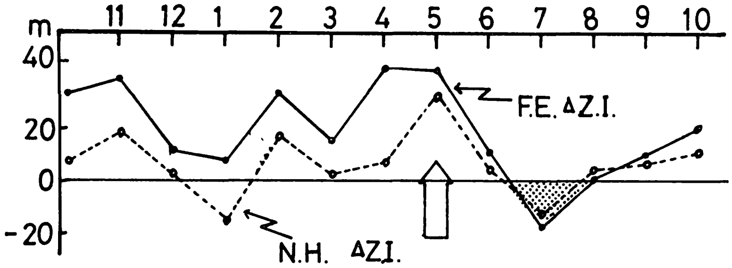
---

* 気象庁長期予報課

** 図・表および引用文献は前報に続く。



(a) 寒冬・暑夏年（47, 51, 61, 67, 70, 75,）



(b) 暖冬・冷夏年 (56, 58, 59, 71, 76 / 62, 54, 64, 65, 66)

第９図　東西指数偏差の経過

には高指数となっている。日本の夏の天候の特徴は全般的に少雨傾向が目立っている。また，指数のこの経過は暖冬・冷夏の一般過程（第７表，１０例平均）と対照的な経過をたどっている。

寒冬・暑夏年に少雨，干ばつ傾向が目立つことは，１８９７～１９４５年のこのような寒冬年18例（表，略)を選ぶと一層明白である。干ばつの記録は１１例，その他の年も例外なく，少雨が目立っている。

試みに１８９７年以後の日本の干ばつは２７例指摘されている[1]（第１０表)。この中の１５例(56％)は第９表に示したこの種の寒冬・暑夏年に対応し，暖冬・暑夏年は３例，その他の９例は夏の北冷傾向の年の西日本中心の干ばつであった。

第９表，第９図に示されたこの一連の環流および天候の経過は寒冬・暑（並）夏の一般的経験則と名づけよう。*

3. 暖冬・暑夏の過程

ときにこの一般則を乱すものは暖冬・暑夏の過程である。これらの年を指摘したのが第11表である。暖冬・暑夏もまた尋常な環流型ではない。しかし第11表を見る限り，初冬の亜欧大陸には優勢な気圧の尾根が発達していることが注目される。代表的な環流の模様を第10図に示そう。

(1)：(a)図　'59年11月の例である。ヨーロッパは気圧の谷，モスクワ方面は＋100 mの正偏差域で，気圧の尾根が発達している。この特徴はその他の年についても同様で，第９表に示した寒冬年の前兆現象と似ている。

(2)：(b)図　このような初冬の環流に続く冬には大陸の尾根が発達してくる。しかし日本付近の流

＊ 寒冬年の冷害は1897年（明治30年）の１例である。

冬季（北海道－0.4℃，東北－0.4℃)，夏（北海道－1.2℃，東北－0.3℃）

第10表　近世の干ばつと夏の天候型

1897～1977

年　　月	地　　域	程度	夏の天候型		
明治30年（1897）7～8月	九州，四国	中			B●
明治33年（1900）5～7月	北九州，山陰				●
明治36年（1903）7～9月	西日本，東海	中			●
明治37年（1904）7～9月	西日本，東海	大	○		
明治42年（1909）6～8月	和歌山,愛知,岐阜				●
大正2年（1913）6～8月	西日本，東海	大			A●
大正6年（1917）6～7月	西日本	中			●
大正11年（1922）6～9月	西日本，中部日本	大	○		
大正12年（1923）5～8月	近畿，中部日本	中	○		
大正13年（1924）6～8月	西日本，中部日本	大	○		
大正15年（1926）7～8月	西日本，中部日本	中			A●
昭和2年（1927）5～8月	近畿，中部日本	中	○		
昭和3年（1928）7～9月	新潟，山形			△	
昭和4年（1929）5～9月	西日本，東日本	大	○		
昭和8年（1933）7～8月	西日本	中	○		
昭和9年（1934）6～8月	西日本	大			A●
昭和14年（1939）5～9月	西日本，中部日本	大	○		
昭和17年（1942）7～8月	全国	大	○		
昭和18年（1943）7～8月	東北		○		
昭和19年（1944）6～8月	西日本	中	○		
昭和22年（1947）7～8月	西日本	中	○		
昭和26年（1951）7～8月	西日本，中部日本	大	○		
昭和33年（1958）3～7月	西日本，中部日本	大			●
昭和35年（1960）7～8月	西日本，中部日本	中		△	
昭和42年（1967）7～9月	九州，四国	大	○		
昭和48年（1973）6～8月	全国	大		△	
昭和50年（1975）8～9月	東北		○		

(注)　○：寒冬・暑夏　△：暖冬・暑夏　A●：冷害年　●：北冷傾向

れの場はいわゆる“なべ底型”（'49年12月，北冷）の帯状流（'54年12月，暖冬）であったり，ブロッキング型（'60年1月，北冷）であったり，あるいは冬型の持続が1か月くらい（'47年12月，'55年1月，寒冬）で，いずれも一時的なものに終っている。

(3)　暖冬・暑夏のモデル

前述の4例の合成図を作成し，この過程の特徴を緯度平均偏差図で模図的に示したのが第11図である。

(a)　初冬には亜欧大陸では尾根が発達し，70°～60°Nでは強い正偏差となっている。

(b)　これに続く冬には北半球，極東領域とも高緯度では正偏差，50°Nででは負偏差である。しかし寒気の南下は一時的で，冬平均では40°～30°Nでは正偏差である。

(c)　極東の7，8月は高指数型で，亜熱帯高気圧は北上して発達する。

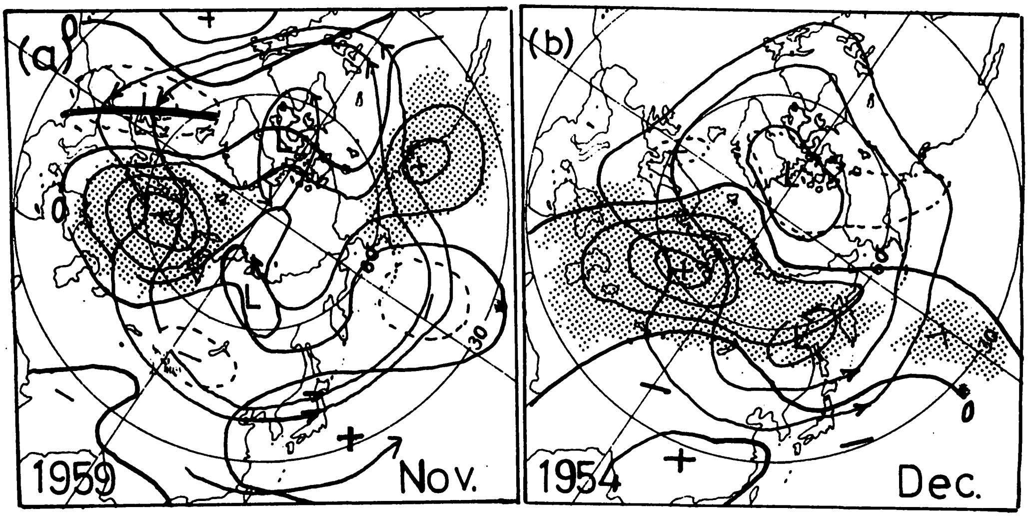
つまり暖冬・暑夏の過程は寒冬・暑夏の一般的経験則と対比すると，“冬型循環の流産”と考え

第11表　暖冬・暑夏の過程

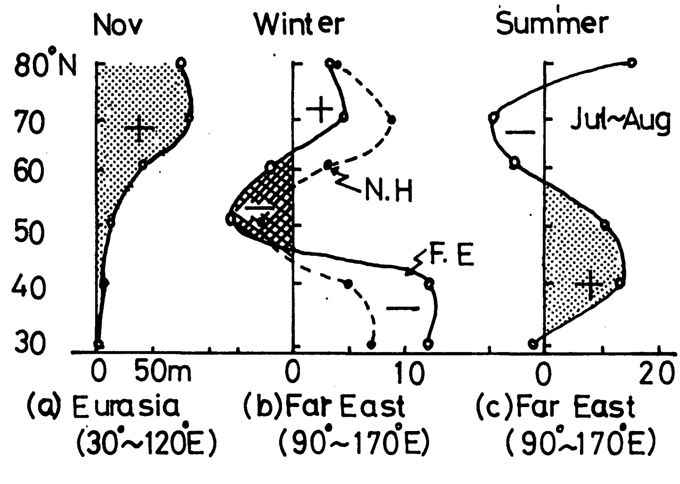
1946～'77

	NoV.		冬 △T		夏(7,8月)			メ　モ
	ヨーロッパ	ウラル＊	北海道	東北	北海道	東北	西日本	
1954／55	谷	76 m	0.8℃	0.6	1.9	1.9	0.3	7月東日本猛暑，50％
50	谷	82	0.2	0.7	2.5	1.8	−0.4	猛暑，7月北陸26％
60	谷	23	0.1	1.0	0.7	0.4	0.9	㊥ 干ばつ
48	谷	79	0.3	−0.7	1.4	0.7	−0.3	北陸，7～8月55％

＊）50N，60EのΔZ



第10図　暖冬・暑夏の年の冬の天気図



第11図　暖冬・暑夏の過程（モデル）

ると都合がよい。冬の予報もしばしば失敗する。

4. 暖冬・冷夏の過程（追補）

(1) 暖冬・冷夏の一般的経験則の問題点

北海道の暖冬年（0.6 ～ 1.4℃）に続く75％は冷夏であることをのべた。しかし①冷夏と冷害の判定。②夏の寒気南下の環流型——冷夏の領域。③前線帯の活動する位置などはまた別の資料によらねばならない。

また暖冬に先行する晩秋～初冬の亜欧大陸の偏西風によって，典型的暖冬と北暖西冷型や冬型くずれの暖冬を区別する必要がある。

(2) 北暖西冷型とその後の冷夏

第12表　顕著な北暖西冷型とその後の冷夏

1897 ～ 1977

	冬季（△T）			夏（7,8月）			メモ
	北海道	東北	西日本	北海道	東北	西日本	
1962／63	1.4	0.4	−1.3	−0.1	−0.5	0.2	豪雪，九州地方豪雨，早冷
68	0.5	−0.1	−1.5	−0.2	0.0	−0.5	豪雪，飛騨川豪雨，早冷
74	1.4	0.1	−1.0	−0.3	−0.8	−0.2	豪雪，七夕豪雨
*(56)	1.0	0.8	−0.1	−2.3	−1.5	−0.2	多雪，冷害
(57)	−0.2	0.0	−0.4	−0.6	−0.2	−0.4	諫早豪雨，早冷
34	1.3	−0.2	−1.1	−1.6	−1.7	1.0	豪雪，冷害・干ばつ㊅
26	0.9	0.7	−0.4	−1.1	−0.5	0.1	冷害・干ばつ㊥
18	1.0	−0.3	−1.9	0.0	0.9	−0.3	

*（　）は典型的ではない。

第13表　真冬の極端な低指数とその後の経過
（500mb，極東域）

1946 ～ 77

月	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	低指数の順位*)
1962／63	46	38	① −191	−53	9	99	149	83	11	−7	9	17	冬，北半球 −66① 1月，北半球 −128①
68	−9	−73	③ −99	① −168	31	19	−32	31	2	−27	48	−2	冬，極東 −113① 2月，北半球 −107①
56	9	2	−53	③ −96	62	40	64	−10	−53	4	6	54	1月，北半球 −78③ 2月，北半球 −64③
74	−1	−49	② −109	14	③ −75	22	33	−6	−23	−2	−4	12	
57	−81	① −165	40	−64	−59	81	−7	−38	−62	−18	−35	46	

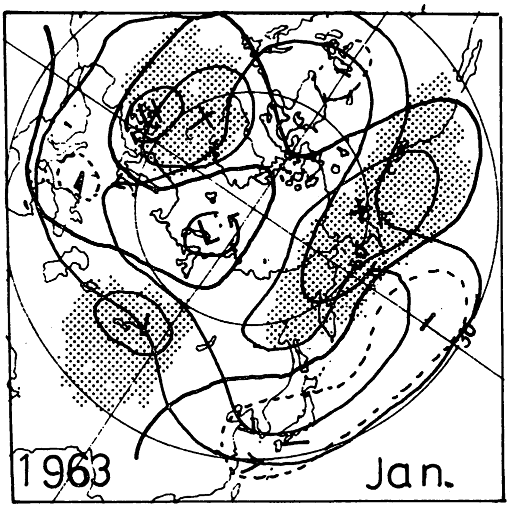
*) ①，②，③は'46年以後の低指数の順位を示す。

一般則に対し，北日本の暖冬にもかかわらず，大規模な極東の北暖西冷型は特異な冬の天候として注目される。第12表はこれらの年である。初冬の亜欧大陸には気圧の尾根が発達するがその位置は一致しない。しかし冬には極端な低指数循環が現われ（第13表），また第12図に示すようにアラスカ方面のブロッキング高気圧の発達に大きな特徴がある。日本の冬は顕著な北暖西冷の傾向と日本海側の豪雪型として知られている。

夏は戦後の記録では低温害の起こるほどの冷夏ではないが低指数循環で，顕著な悪天や早冷現象が起こっている。古い記録では，1926（大正15年）や'34（昭和9年）の北冷西暑の年が注目される。

(3) 暖冬年の特異な夏の天候

一般的経験則として，暖冬・冷夏の年には11月の西シベリヤには気圧の谷が発達している。これに対し暖冬・暑夏（または寒冬・暑夏）の年には気圧の尾根がみられ，夏の気温と正相関関係である。しかし気圧の谷でも，尾根でもなく，中緯度が高圧で帯状流の流れが強いならば，その後の日



第 12 図　顕著な北暖西冷の天気図

第14表　暖冬・冷夏の特殊な型

1946 ～ 77

	11月亜欧大陸 40°N $\overline{\Delta Z}$	冬季		夏の極東△Z.I と天候型*)		メモ
		北海道	東北	7月	8月	
1968／69	14 m	0.6 ℃	1.0	−37 m ◒	−76 ◓	7月西日本悪天，8月冷害，北陸豪雨
52	36	0.1	0.2	− 3 ◒	−23 ◓	梅雨活発
49	5	3.0	2.9	14 ◒	−16 ◒	北陸・北海道干ばつ
72	17	1.1	0.4	−14 ◒	29 ◒	S.47年7月豪雨，8月北干天
73	22	2.0	2.2	−25 ◑	19 ○	㊅干ばつ，8月北日本大雨

*) ◓：北冷西暑，◒：北暑西冷の傾向を示す。

本の冬には暖冬をもたらすであろう。しばしば南北交換は季節的におくれて3月ころ ── 晩冬から早春に現われることが多い。第14表はこれらの年のリストである。これに続く夏のある時期には低指数循環が現われる。しかし天候は時間的にも，地域的にもきわめてコントラストの強い変動の大きな天候が多い。第13図にいくつかの天気図を示そう。

(a)図：'51年11月。この種の典型的な初冬の循環である。極うずはタイミル半島上空にある。中緯度は全般に高圧で，とくに注目している亜欧大陸は帯状流が強い。シベリヤ大陸で尾根が発達してくるのは2月であった。

これに続く夏の環流をみると

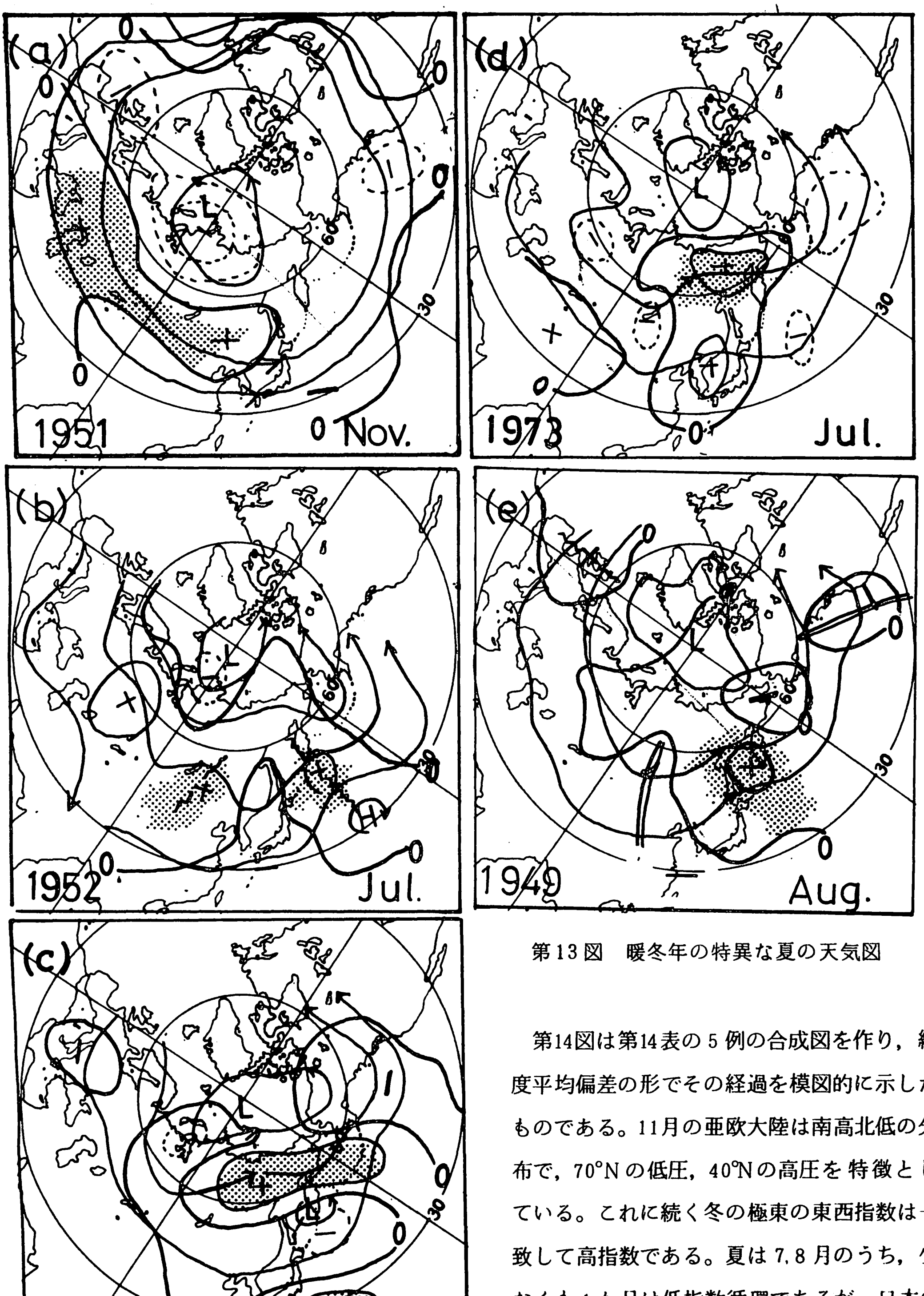
(b)図：'52年7月。極東域は低指数循環。悪天の中心は西日本で降水平年比147％，全国の気温分布は北並西冷型。

(c)図：'69年8月。7月は西日本中心の悪天（166％）であったが，8月には一転して北冷西暑型。道南から北陸地方では集中豪雨，西日本は48％の少雨であった。天気図は真夏の低指数循環である。

(d)図：'73年7月。日本海付近の偏西風帯の尾根の影響が強く，全国的に干ばつの年である。が，一方ときどき北方高気圧が強まり，道東（網走－0.7℃）や三陸（宮古－0.2℃）地方は一時的にその影響をうけている。環流は低指数型である。

(e)図：'49年8月。西谷の傾向が強く，悪天の中心は南岸，東・西日本では130％の降水，一方北陸地方や北海道では干ばつが起こっている。北暑西冷型。*

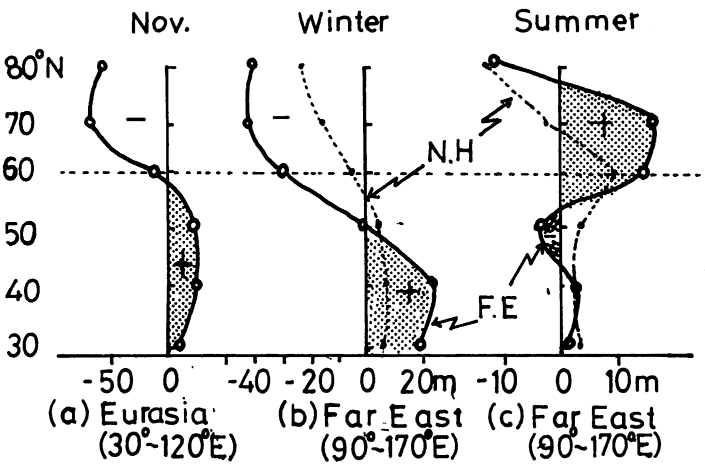
＊ 北陸地方の夏の少雨はこの型に多い。また北海道の数少ない干ばつ年はオホーツク海高気圧圏内の晴冷型（'54），チベット高気圧の影響をうけた(d)図（'73,'49年7月）のほかは，この(e)図の型（'16,'38,'49,'72,'73各8月）が最も多く，北偏した太平洋高気圧の影響と思われる。



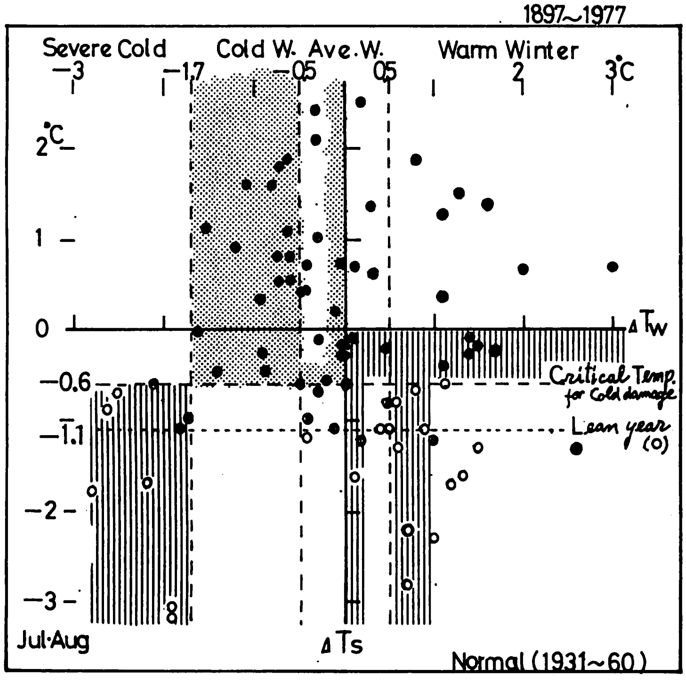
第13図　暖冬年の特異な夏の天気図

第14図は第14表の５例の合成図を作り，緯度平均偏差の形でその経過を模図的に示したものである。11月の亜欧大陸は南高北低の分布で，70°Nの低圧，40°Nの高圧を特徴としている。これに続く冬の極東の東西指数は一致して高指数である。夏は７,８月のうち，少なくも１か月は低指数循環であるが，日本の天候は地域差や時間的な変動が大きい。

第14図と，すでにのべた暖冬・暑夏年の第



第 14 図　暖冬年の特異な夏の過程（モデル）



第 15 図　北海道の冬と夏の気温の対応　(0)：冷害年

11図と対比すると，初冬～冬から夏にかけて，環流の特徴は対照的に異なっているのがわかる。夏の天候は尋常でなく，予報はむずかしい。低指数循環を考慮し，“暖冬・冷夏の流産”と考えると都合がよい。

5. 季節予報上の問題

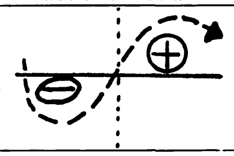
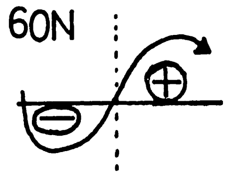
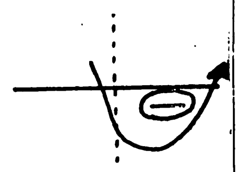
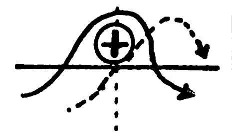
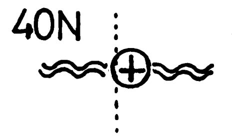
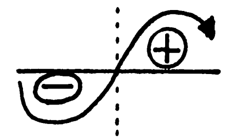
前報の第 5 表に示した北海道の冬と夏の気温の規則的な対応を図示したのが第15図である。一見するまでもなく，過去80年間のうち，冷害の記録は大寒冬と暖冬の年に起こり，寒冬の年には 1897（明治30年）の 1 例であった。日本の夏の天候はこの北海道の冷夏がどこまで，どのような環流型で影響するかを考えると都合がよい。第15表はこのような考えで夏の日本の天候を拡張して予想するための要点をまとめたものである。

① 大寒冬や顕著な北暖西冷・豪雪の年は誰の目にも，真冬の異常現象からスタートすることになる。要点は冬 3 か月の時間スケールの大規模な平均状態で判断する必要がある。

② 寒冬・暑夏や暖冬・暑夏の年には初冬の西シベリヤには気圧の尾根が発達する。逆に暖冬・冷夏の前年には気圧の谷が発達する。日本の夏の天候は正相関関係と考えてよい。これは理由のある規則性と考えられる。

③ 最も予想の困難な年は，第14表にかかげた暖冬年の後の特異な天候（Ⅳ－(3)）である。低温

第15表　冬の天候と対応する夏の天候の経験則

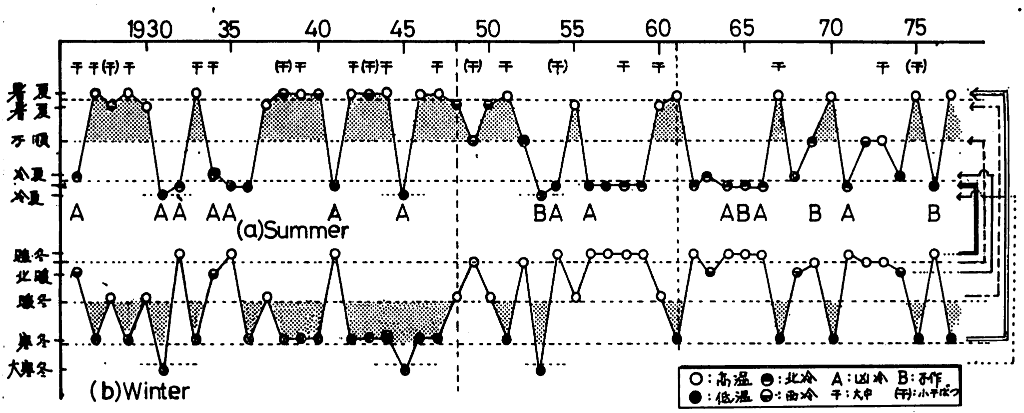
	初冬の亜欧大陸偏西風の特徴*)	冬　期（北海道）	夏　期（7,8月）	メ　　モ
(I)		大寒冬（−1.7℃>）	冷　夏（冷害）	不作（−0.6℃）または凶冷のおそれがある。冷夏の領域は西日本にも及ぶ。初冬の大陸高気圧は強い。（表6）
(II)		寒　冬（−0.6℃ 〜 −1.6℃）	暑　夏（並）	〔寒冬・暑夏の一般則〕危険温度（−0.6℃）以下の冷夏になることはない。むしろかなりな暑夏や本州の少雨・干ばつのおそれがある。（表9）
(III)		並　冬（±0.5℃）寒冬傾向……　暖冬傾向……		冷夏とも暑夏ともいえない。強いて傾向をいうならば〔寒冬・暖冬に準ずる〕。13／14 例に冷害の記録はない。暑夏傾向5例／冷夏傾向9例
(IV)−(1)		暖　冬（0.6℃<）	冷　夏（冷害）	〔暖冬・冷夏の一般則〕①冷夏と冷害の区別　②寒気南下の環流型，冷夏の領域　③前線帯の位置などは他の資料によらねばならない。（表7）
−(2)		北暖・西冷	冷　夏（冷害）	冬季：極端な低指数循環，顕著な北暖西冷。夏季：悪天，早冷など不順。冷害のおそれはある。（表12）
−(3)		暖　冬	やや不順	冷害のおそれは少ないが，夏に低指数循環が現われる。天候の傾向は一様でなく，時間的空間的にも変動大。（表14）
(V)		暖　冬	暑　夏	〔冬型の流産〕夏，本州では干ばつの年もある。（表11）

*）Nov. の 500mb ほぼ 50°N〜60°N の流れ。左方はヨーロッパ，右方は西シベリヤに近い。

と干ばつと大雨の相矛盾した現象が地域的にも時間的にもコントラストの大きいところに問題がある。極めてラッキーなことは，このような変動の大きな年には冷害の記録は少ない。

6. まとめと考察

(1)　前回の報告で，種々の御教示をいただいた。福田（1955）[17]は初冬のエニセイスク（58°N, 92°E）の気圧の変化に注目し，その後松倉（1972）[18]は11月の循環に続く冬と夏の天候を予報則と



第16図　北日本の冬の天候に対応する日本の夏の天候傾向（1926～1977）

してまとめている。エニセイスクの低圧は暖冬・冷夏を意味しており，強い高圧は顕著な北暖西冷型や異常な寒冬をとらえていると考えると都合がよい。

ここでは「暖冬・冷夏」,「寒冬・暑夏」の一般則に対する「大寒冬・冷夏」,「暖冬・暑夏」の過程を明らかにした。このためには寒気の新鮮な影響をうけやすい北海道の資料が有利なことは，1946年以前の資料にさかのぼると一層はっきりしてくる。

(2)　第16図は昭和に入ってからの北日本の冬の天候に対応する日本の夏の天候の傾向を模図的に示したものである。暑夏や冷夏の程度を問題にしないならば，前節で議論したことは定性的にかなり対応していよう。

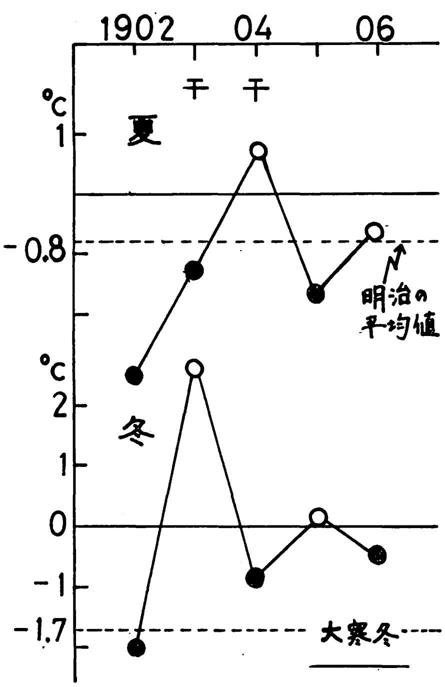
1930～40年代の寒冬期に起こった昭和初期の冷害群は2回の暖冬と1回の大寒冬と北暖西冷の年に対応している。しかし数多い寒冬・暑夏に対応する干ばつも目立っている。

戦後間もなく暖冬期が現われた。この時期に'50年代，'60年代半ばの暖冬・冷夏群が頻発している。そして時々現われる寒冬年に暑夏干天が起こった。

このような現象がよく成立っているのは，1921年以後の顕著な特徴である。気候変動の教えるところによると，前世紀末から今世紀の初期（明治後半から大正の初め）には気候の寒冷な期間があったことがわかっている[19]。つまり，冬の天候が暖冬でも寒冬でも大寒冬でも夏は寒冷であったのである。しかしこのような期間でも当時の平均値（1897～1920）によって冬は0.3℃，夏は0.8℃の補正を行なうと今までの議論がほとんど成立するのに驚くのである。

(3)　冷害群の中に現われる高温年，例えば1955，1933年が寒冬型循環から出発しているように明治後半にも，明治35年（大寒冬・冷夏），36，38年（暖冬・冷夏）の冷害年に対し，37年は寒冬・暑夏だったのである（第17図参照）。

(4)　なぜこのような暖冬・冷夏や寒冬・暑夏が成立ってくるのであろうか。つまり今までの議論で当然のことのように，″冬の北西風が強いと夏の南東季節風も強い″という仮定に立っていたが，



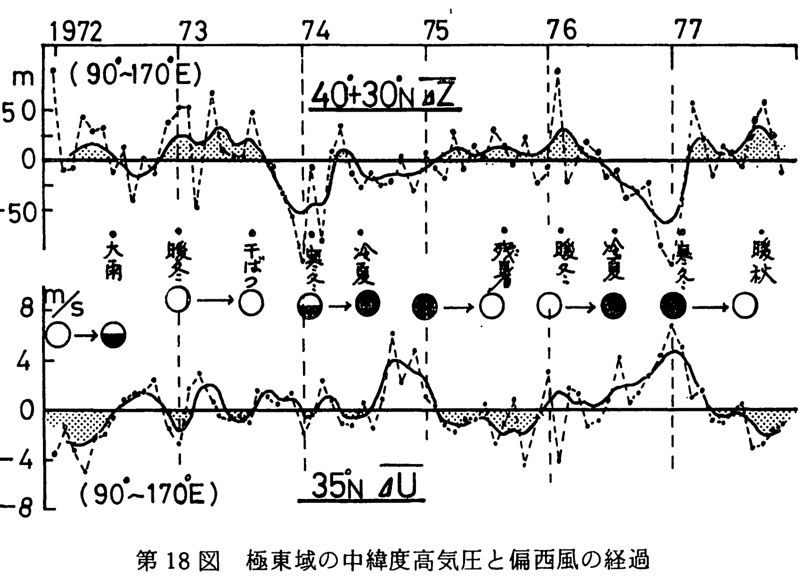
第 17 図　冷害群の中の寒冬・暑夏年

その必然性についてはよくわかっていない。

すでにのべた山本の学説[20]によれば，日本付近の西風の強（弱）い時代には冬，夏を通じて強（弱）いという。第 18 図は最近 1972 ～″77 年の極東域の中緯度（30°＋40°N）の 500mb 高度偏差（上段）と 35°N の偏西風の東西成分（△u）の月々の経過を示したものである。日本付近にジェット気流が南下して強まってくると，中緯度高気圧は南偏し，また弱まり，逆に中緯度高気圧が北偏して強まると，35°Nの風速は平年より弱い。

① 寒冬・暑夏（’75，’77 年）は日本付近の風速が強い状態から弱まる過程—— 中緯度高気圧が弱い状態から強まる過程。

② 暖冬・冷夏（’76）は風速が弱い状態から強まる過程。



第 18 図　極東域の中緯度高気圧と偏西風の経過

③ 北暖（西冷）・冷夏（’74）はジェット気流が絶えず日本付近に南偏している状態。

④ 暖流・暑夏（’73）はジェット気流の北偏状態。

と考えてよいだろうか。これらの変動は’70 年代はたまたま 20 数か月の変動（準 2 年周期）を

繰返している。日本の夏の天候はこれに対応して1年ごとに様相の異った異常天候が現われている。

この考えは山本の学説と矛盾しないかどうか，資料を整えて今後の課題としよう。一方，中緯度高気圧と日本付近の偏西風の変動は同時関係であって，冒頭に掲げた〃冬の北西風が強いと夏の南東季節風も強い〃という必然性を説明することになるだろうかという意見もある。いわんや夏の予報と全く同様に夏の偏西風の強弱を予想することは困難であろう。

(5) 松倉（1970）[21] は秋の循環と夏の循環の関連性について論じている。平年の500 mb 循環の特徴をみると，夏の間，定常的に存在した北太平洋中部の気圧の谷は，10月から11月にかけて日本付近に現われ，11月から冬の特性が明瞭に現れる。日本付近の定常的な谷が再び北太平洋中部に転移するのは5月である。アメリカ大陸の東側の谷は季節変化が不明瞭で，アジア大陸と北太平洋地区で大きく変化するのが冬と夏の特性で，ここに問題を解く大きな鍵がありそうである。

松倉はまた，暖冬・冷夏の仕組として極の位置と，500 mb 極うずは対称的な変動をし，極の位置が東半球にあるときは極うずは西半球にあることを多くの例をあげて指摘している。極運動のチャンドラ周期を考慮すると，11月と6月には，その位置がここでも対称的である。つまり初冬に東半球にあった極点は夏には西半球に移る。これに対応する極うずは冬に西半球にあり（極東の暖冬），夏は東半球に偏よる（極東の冷夏）。これが，暖冬・冷夏の説明である。

(6) 問題は次のようである。初冬の平年の循環（谷や尾根）を弱める（高指数型）と北極寒気は強まる。その後南北交換の段階で，梅雨型循環を持続させる。この過程で，東半球では春に大規模な冷・熱源分布が交替する。この究明が今後の課題となろう。

大方の御批判を期待する。（1978. 2月）

参考文献

17）福田（1955）：冷害気象とその予報，日本農業気象学会

18）松倉（1972）：北日本の冷夏とその予報，季節予報指針（下巻）

19）斉藤（1962）：北海道における気候変動（プリント），札幌管区気象台

20）山本（1977）：日本の気候の季節風的性格の変動と西風ジェットの関係，気候学・気象研究報告（筑波大学）

21）松倉（1970）：秋季循環と夏季循環との関連性について，日本気象学会東北支部講演会資料

合成図解析の統計的意味(解説)

能　登　正　之*

1. 合　成　図　法

ある変量の観測値が一定の条件下で示す値が，その条件に特有の傾向を示すならば，同じ条件で観測された変量の平均値も，その条件に対応する特徴的な値を示すはずである。このような考えから，ある変量の平均値の空間分布の特徴を利用して，その条件とその変量の間の関係を考察することができる。この場合，条件としては，観測に先行する条件でもよいし，観測に追随する条件でも，あるいはまた，同時的関係でもよい。このような，観測値の平均値の分布図を「合成図」と呼ぶが，いくつかの成分を合成して得られるという意味ではないから，あまり良い用語とは思えない。言うならば，「平均図解析」あるいは，単に「平均図」というのが妥当のように思えるが，ここでは慣用に従って「合成図法」あるいは「合成図」と呼ぶことにする。

この技法は，長期予報の現場ではしばしば利用されてきたが，同時関係としては，異常天候が現われた場合の対流圏中層の等圧面高度場の特徴を調べるのに利用されたり，異常（あるいは特徴的な）天候に先行する500mb高度場の特徴を調べて，天候の予想に利用し，また，現在あるいは現在までの気圧配置や天候の特徴などを先行する条件として，それから一定時間経過後の高度場がどのような特徴的パターンを示すかを「合成図」を用いて調べ，総観的解析や予報に利用している。「合成図」は，平均値の空間分布についてだけでなく，時間変化に対しても作ることができる。ある特定の場所，あるいはある地域に対して代表性のある観測値について，一定の条件下での観測値の平均的時間変化を示す図も「合成図」のひとつである。

「合成図」法は，このようにいろいろな場合に適用できるが，その簡便さのために，あるいはその直観的な単純さのために，その統計的な意味や，取扱い上注意すべき点などについては，ほとんど解説されていないようである。筆者は統計学の専門家ではないが，これらの点について，若干気がついた点を述べることにする。

2. 平　均　値　の　差

ある条件が，ある変量の観測値の分布あるいは時間変化に影響あるいは関係があるとすれば，その条件に対応する観測値の平均値の分布はその条件に対応する特徴を示し，関係のない不規則な変動は平均化の結果として消去される。とくに観測値の分布の日常的な観察をとおして，その観測値の通常の変動特性や分布の特性がよく知られているときには，この一定の条件下での観測値の（平

* 気象庁長期予報課

均値の）分布と通常の状態とを暗に比較して，その条件に特有の観測値の分布パターンを認識，把握することができる。

「合成図」法が利用される根拠はこの点にあるのだが，一定条件下での観測値の分布と，通常または，その他の条件下での観測値の分布との比較が，主観的な経験や勘に頼っているのでは，きわめて心もとない。

ある一定条件のもとでの観測値と，他の条件下での観測値という２つのグループの観測値の，おのおのの平均値について，両者の間に少なくとも統計的な意味で差があると言えるかどうかを調べるには，平均値の差の検定に依る。すなわち，２つの条件下で観測された変量 x を，母集団１と２から，ランダムに n_1 および n_2 個ずつ抽出して得られる平均値 $\overline{x(1)}$，$\overline{x(2)}$ を用いて，これらの母集団の平均値（母平均）に差があると言えるかどうかを検定する。具体的な検定方法にはいくつかの方法があるが，２つの母集団の分散（母分散）が等しいときは t 検定により，また，等しいという確信のないときは v 検定か，近似法による。等分散の仮定は，２つの母集団からの試料について得られた不偏分散を用いて，一定の有意水準での F検定によって確かめることができる。n_1 と n_2 とがあまり違わないときは，t 検定と v 検定との差は実用上ほとんど差がない。

検定法の詳細は本稿の目的ではないので，関心のある方は適当な教科書を参照していただくことにして，ここでは，母分散は未知であるが，等しいと考えられるとき，２つの（母）平均の差の検定法を見ることにしよう。

２つの母集団からランダムに抽出した，それぞれ n_1，n_2 個の変量 x についての平均値および，平方和をそれぞれ $\overline{x}(1)$，$\overline{x}(2)$ および $s(1)$，$s(2)$ とするとき，

$$t = \sqrt{\frac{n_1 n_2}{n}} \cdot \frac{|\overline{x(1)} - \overline{x(2)}|}{\sqrt{\frac{s(1) + s(2)}{n-2}}} \geqq t\,(n-2,\ \alpha) \qquad (1)$$

のとき母平均値の差は有意水準 α で有意であると判定する。ここで $n = n_1 + n_2$ である。$t\,(n-2,\ \alpha)$ の値は，自由度を $n-2$，有意水準を α として，t 分布表から求めればよい。

「合成図」上の平均値の有意性は，暗に比較の対象となっている条件下での x の平均値や不偏分散などから，一定の有意水準に対して判定される。ただし，ここで言う有意な差は $\overline{x(1)}$ と $\overline{x(2)}$ の相対的な比較によるもので，$\overline{x(1)}$ が特徴的な値をもたなくても，$\overline{x(2)}$ $\overline{x(1)}$ に対して特徴的であれば有意差を生ずることになる。したがって，より詳しい「合成図」の解釈には，$\overline{x(1)}$，$\overline{x(2)}$，および t の分布図を相互に参照する必要がある。とくに，t 値による有意性の判定によって，見掛けの平均値の差は小さくともその分散 $\sqrt{s(1)+s(2)}$ に比べて大きな領域を「合成図」上で識別することができる。たとえば，半球上の等圧面高度や気温に関する合成図では，一般に低緯度における平均値の極大・極小値は，高緯度のそれに比べて小さいが，実際には，高緯度以上に有意な場合がある。そのような領域は，t 値の分布図や後に述べる相関係数の分布図に依らなければならない。

3.　1変量の線型判別関数

判別関数というと，多変量判別関数を指すのが普通で，1個の変量による判別関数について議論することにはあまり価値はない。しかし，ここでは，平均値の比較が，1個の変量による判別関数に相当することを示し，判別解析の立場からみた「合成図」の意味を考えてみたい。

まず，ごく簡単に2つの母集団1, 2についてのp個の変量による多変量判別関数の説明から始めよう。母集団1, 2について，それぞれn_1, n_2個のp変量観測値（$x_1, x_2, \cdots, xp$）が得られているとき，新しく得られたp変量観測値が，1, 2のいずれの母集団に属するかを統計的に判定する方法のひとつが，多変量線型判別関数法である。

p個の数量が母集団1, 2において分散が等しく正規分布をするとき，判別を誤る確率を最小にする合成変量Zは，x_1，x_2，…，xpに関する1次式で表わされる。すなわち，判別関数Zは

$$Z = \alpha_1 x_1 + \alpha_2 x_2 + \cdots\cdots + \alpha p\, xp + const \tag{2}$$

の形をしている。係数α_1, α_2, … αp　は，

$$(\alpha_1\ \alpha_2 \cdots\cdots\cdots \alpha p) = \begin{pmatrix} S_{11} & S_{12} \cdots\cdots & S_{1p} \\ S_{21} & S_{22} \cdots\cdots & S_{2p} \\ \vdots & \vdots & \\ Sp_1 & Sp_2 \cdots\cdots & Spp \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \vdots \\ d_2 \end{pmatrix} \tag{3}$$

で与えられる。ここで，(　　)$^{-1}$は逆行列を表わし，また $d_i = \overline{x_i(1)} - \overline{x_i(2)}$で，$i$番目の変量$x_i$の，母集団1及び2に関する平均値 $\overline{x_i(1)}$，$\overline{x_i(2)}$ の差である。S_{ij}（$S_{ij} = S_{ji}$ ）としては，変量x_i，xj（i，j = 1, 2,…，p）についての積和・平方和，分散・共分散，あるいは相関係数などが用いられるが，もっとも標準的な方法では，母集団1及び2についてそれぞれ分散・共分散を求め，それらを積算した値が用いられる。すなわち，(3)式のSの代わりに，

$$s_{ij}(1) + s_{ij}(2) = \frac{1}{n_1 + n_2 - 2} \sum_{g=1}^{2} \sum_{k=1}^{ng} (x_i - \overline{x_i(g)})(x_j - \overline{x_j(g)}) \tag{4}$$

を用いる。$\overline{x_i(g)}$は，母集団g（g = 1, 2）からのn_1個の観測値x_iの平均値である。

判別係数 α_i（i = 1, 2 …，p）の値は(3)式のSが何であるかによって違ってくるが，その場合，の判別係数α_i'とα_iとの比は，iに依らず一定であり，これらの判別関数は本質的には同じものである。

本稿では，便宜上，(4)式によるs(1)+s(2)の値を用いて得られる判別関数を標準型判別関数と呼ぶことにする。

標準型式の判別関数の定数項は，真には母集団1に属するものを誤って母集団2に属すると判断したときの損失コストをc(2|1),この逆の誤りの損失コストをc（2|1）で表わすと，

$$const. = -\frac{1}{2}(\alpha_1\ \alpha_2 \cdots\cdots \alpha_p)\begin{pmatrix} x_1(1)+x_1(2) \\ x_2(1)+x_2(2) \\ \vdots \\ x_p(1)+x_p(2) \end{pmatrix} - ln\frac{q_2\ c\ (1|2)}{q_1\ c\ (2|1)} \tag{5}$$

である。q_1，q_2はそれぞれ母集団1, 2の先験的な出現率で，これらが未知の場合には，その不偏推定値 n_1/n，n_2/n が代わりに用いられる。$q_1c\ (2|1) = q_2c\ (1|2)$ のときは(5)式の第2項はゼロとなる。

このようにして，判別関数(2)がきまるが，新しく得られた観測値（x_1, x_2 …, x_p)が，1, 2いずれの母集団に属するものであるかどうかの判定基準の理論値は $Z = 0$ で，$Z \geqq 0$ のときその観測値は母集団1から，$Z < 0$ のときは母集団2からの観測値と判断する。但し符号は便宜的に母集団1に含めてある。実際的には，必ず一方に判定するのもひとつの方法ではあるが，判定を保留し，他の判定方法に依るという方法もあろう。

このような多変量線型判別関数を，型式的に1変量，すなわち $p = 1$ の場合に適用してみよう。多変量の場合に準じて，1変量線型判別関数を

$$Z = \alpha x + const \tag{6}$$

と書くと，α および $const$ は，

$$\alpha = \frac{n-2}{s(1)+s(2)}\ (\overline{x(1)} - \overline{x(2)}) \tag{7}$$

$$const = -\frac{\alpha}{2}(\overline{x(1)} + \overline{x(2)}) - ln\frac{q_2\ c\ (1|2)}{q_1\ c\ (2|1)} \tag{8}$$

となる。多変量の場合の判別関数による判別の効率は，マハラノビスの距離 D^2

$$D^2 = \alpha_1 d_1 + \alpha_2 d_2 + \cdots\cdots + \alpha_p d_p \tag{9}$$

によって表わされる。D^2 が大きいほど，判別関数による判定の適中率が高い。

1変量の場合も同様に考えることができ，マハラノビスの距離 D^2 は

$$D^2 = \alpha d = \frac{n-2}{s(1)+s(2)}\ (\overline{x(1)} - \overline{x(2)})^2 \tag{10}$$

である。

判別関数の有意性検定は，両母集団の母平均ベクトル（p 変量）に差がないとする仮説について，

$$F(p,\ n-p-1) = \frac{n_1 n_2}{n}\ \frac{n-p-1}{p(n-2)} D^2 \tag{11}$$

が自由度 p，$n-p-1$ の F 分布に従うことを利用している。F 分布表から，自由度(p, $n-p-1$)の 100α%の $F(p,\ n-p-1,\ \alpha)$ を読み取り，

$$F(p,\ n-p-1) \geqq F(p,\ n-p-1,\ \alpha) \tag{12}$$

が成立つとき，母集団1と2における平均値ベクトルの間に有意な差があると判定する。この有意性検定は $p = 1$ のときにも適用してよい。

1変量の場合，(11)式のF値は，$\overline{x(1)}-\overline{x(2)}$が大きく，$s(1)+s(2)$が小さいとき大きな値をとる。また，(11)式に(10)式を代入すると，その平方根は，平均値の検定のところでみた t（1式）と完全に同じであることに注意されたい。これらのことから，「合成図」法は，1変量による判別解析法と同様の意味のあることが理解できる。「合成図」を利用する狙いは，まさに，この点にあると言えよう。

4. 回帰型式の判別関数

重回帰式を求めるのとまったく同様の方法によっても線型判別関数を求めることができる。前述で述べたような母集団1と2について，それぞれn_1, n_2の多変量観測値が得られているとき，$n=n_1+n_2$とおいて，母集団1からの観測値に対して$y=n_2/n$，母集団2からの観測値に対して$y=-n_1/n$ のようなダミー変数を定義すると，観測値(x_1, x_2……, x_p)のyに対する線型回帰式，

$$y=b_0+b_1x_1+b_2x_2+\cdots\cdots\cdots\cdots+b_px_p \tag{13}$$

もまた前に述べた線型判別関数と本質的に同じである。

このとき，標準型式の判別関数(2)式の係数 α_i と上の回帰型式の判別関数の係数biの関係は，

$$\alpha_i=\frac{n(n-2)}{n_1n_2(1-R_m^2)}b_i,\ (i=1,2,\cdots\cdots\cdots,p) \tag{14}$$

となる。ここで，Rm は変量(x_1, x_2, ……, x_p)のyに対する重相関係数である。また，理論上の判別基準は，

$$y \gtreqless \frac{n(1-R_m^2)}{n_1n_2(n-2)}\ ln\frac{q_2c(1\ 2)}{q_1c(2\ 1)}-\frac{n_1-n_2}{2n}R_m^2 \tag{15}$$

となる。判別関数による判定の効率を与えるマハラノビスの距離D^2（9式）と重相関係数R_m^2との間には

$$D^2=\frac{n(n-2)R_m^2}{n_1n_2(1-R_m^2)} \tag{16}$$

の関係がある。重相関係数の検定は

$$F(p,\ n-p-1)=\frac{n-p-1}{p}\ \frac{R_m^2}{1-R_m^2} \tag{17}$$

によるが，これはD^2を用いた判別関数のF検定（11, 12式）とまったく同じである。したがって，D^2の代りに重相関係数R_m^2を判別関数の効率を表わすものとすることができる。

これらのことは，1変数（$p=1$）の場合にも同様である。その場合は重相関係数の代わりに，xとyとの間の単相関係数を用いればよい。

先に定義したダミー変数yとxとの相関係数rは，

$$r = \frac{\Sigma(x-\overline{x})(y-\overline{y})}{\sqrt{\Sigma(\overline{x}-\overline{x})^2\ \Sigma(y-\overline{y})^2}} = \sqrt{\frac{n_1 n_2}{n}}\ \frac{\overline{x(1)}-\overline{x(2)}}{\sqrt{\Sigma(x-\overline{x})^2}} \tag{18}$$

となり，多変量の場合の重相関係数Rmが平均値ベクトルの差と関係があったのと同様に，rもまた平均値の差$\overline{x(1)}-\overline{x(2)}$に関係している。

各母集団についてのxの平方和$s(1)$，$s(2)$および(18)式から，(18)式のxの平方和は，

$$\Sigma(x-\overline{x})^2 = s(1)+s(2)+\frac{n_1 n_2}{n}(x(1)-x(2))^2$$

$$= s(1)+s(2)+r^2\Sigma(x-\overline{x})^2, \qquad \text{したがって}$$

$$\Sigma(x-\overline{x})^2 = \frac{s(1)+s(2)}{1-r^2} \tag{19}$$

を得る。

単相関係数の，t分布を用いた無相関検定（$n<100$の場合）は，

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{1-r^2} \geqq t(n-2,\ \alpha) \tag{20}$$

のときに，相関が無いという仮説を捨てる方法であるが，(18)および(19)式を用いると，

$$t = \sqrt{\frac{n_1 n_2}{n}}\ \frac{\overline{x(1)}-\overline{x(2)}}{\sqrt{\frac{s(1)+s(2)}{n-2}}} \tag{21}$$

となって，最初の平均値の検定の方法とまったく同じものであることがわかる。有意性の限界値$t(n-2,\ \alpha)$に対応するrの値は適当な統計数値表を参照すればよい。

5. 2系列相関係数

ここでは，これまでの問題と少し違うが，やはり平均値の差に関係のある2系列相関係数について紹介しておきたい。

正規分布をする変量xとyがあって，これらはいずれも連続量であるとする。いま，真には正規分布をする連続量yを人為的に2分し，改めてその一方に対して$y=1$，他を$y=0$のように変量yを定義する。このとき，人為的に定義した変量yとxとの線型関係の深さを表わすのに，2系列相関係数r_bが用いられる。r_bは，

$$r_b = \frac{n(\Sigma' x)-n_1\Sigma x}{na\sqrt{n\Sigma x^2-(n\overline{x})^2}} = \frac{\sqrt{n_1 n_2}}{a}\sqrt{\frac{n_1 n_2}{n}}\ \frac{\overline{x(1)}-\overline{x(2)}}{\sqrt{\Sigma(x-\overline{x})^2}} \tag{22}$$

によって与えられ，これもまた平均値の差の問題のひとつであることが分かる。式中，n_1，n_2はそれぞれ$y=1$，$y=0$の場合の数，$n=n_1+n_2$，$\Sigma' x$は$y=1$の場合のxの合計，Σxは全部のxの合計，$\overline{x(1)}$，$\overline{x(2)}$はそれぞれ$y=1$と$y=0$の場合のxの平均値である。また，aは超過確率が

n_1/n の点における標準正規分布の高さ（正規確率密度関数の値）である。ただし，$n_1/n \leqq 0.5$ とする。$n_1/n > 0.5$ のときは超過確率が n_2/n の点に対する a の値を用いる。

この2系列相関係数と1変量の回帰型判別関数のところでみた相関係数との関係は，

$$\frac{r_b}{r} = \frac{\sqrt{n_1 n_2}}{na} \geqq 1.25 \qquad (23)$$

で，n_1 と n_2 によってきまる定数である。r_b と r は形式的には1対1対応する値であるが，その意味には質的な差があり，その差が r_b と r の比と言うことができよう。

2系列相関係数は，たとえば気温のような正規分布をする変量をある一定値によって2分し，他の正規分布をする連続変量である等圧面高度との線型関係の深さを評価するのに用いられる。

2系列相関係数の検定については，手もとに適当な参考書がなく，残念ながらここでは紹介できない。

6. 合成図の統計的意味と利用上の注意（まとめ）

以上，合成図の統計的意味を理解するために，平均値の差に関連した問題について異なった角度からの取り扱い方をいくつか見てきた。

こうしてみると，いわゆる「合成図」というのは，ある条件を満足する場合と満足しない場合の一方における平均値の分布図で，我々が「合成図」$\overline{x(1)}$ を観察するときは，いまひとつの平均値 $\overline{x(2)}$，あるいは全体の平均値 $\overline{x}$ と暗に比較しているのである。$\overline{x(1)}$ と全体の平均値 $\overline{x}$ との比較ということは，$\overline{x} = (n_1 \overline{x(1)} + n_2 \overline{x(2)})/n$ であるから，$\overline{x(1)} - \overline{x} = (\overline{x(1)} - \overline{x(2)})n_2/n$ となり，結局 $\overline{x(1)}$ と $\overline{x(2)}$ を比較することと同じであるが，n_2/n の分だけ，その見かけの差は縮小されている。

平均値の差の検定には，正規性や等分散などの条件はあるが，t（1式）や r（18式）を用いて「合成図」を検定することができる。

等圧面高度の平年偏差値を用いた「合成図」では，平均値の地理的分布は高緯度で変動が大きく，低緯度で平担である。検定によって，見かけ上大きな値がでている領域でもそれが有意でない領域や，反対に平均値はゼロに近いが，$\overline{x(2)}$ との差や分散に対しては有意な領域を識別することが可能となる。とくに後の例では，ゼロに近い $\overline{x(1)}$ が「合成図」上での大きな特徴ということになり，「合成図」をみる上で注意を要するところである。

したがって，「合成図」の適正な解析には，$\overline{x(1)}$，$\overline{x(2)}$（または $\overline{x}$），および t（または r）の分布図を合せて用いることが必要である。平年偏差値を用いた解析では，平均値と平年値がほとんど同じであれば，$\overline{x} = 0$ により図を1枚省略してもよい。

「合成図」解析の結果は総観気象（候）学や動気候学的立場からさらに吟味されるべきことは言うまでもないが，それらは今回の解説の目的ではない。以上，編集部の求めに応じて急いで書き上

げたので，表現の不適当なところや思い違いもあるかも知れないが，それらについては卒直な御指摘と御批判をお願いしたい。

参　考　書

o 平均値の検定について

日本規格協会編（1977）：ＪＩＳハンドブック　品質管理，日本規格協会

藤代　宏（1968）：ステップ式による統計的方法，ＱＣ　テキストシリーズ　10，日科技連出版社

o 判別関数について

奥野忠一ほか（1971）：多変量解析法，日科技連出版社

守谷栄一・井口晴弘（1972）：多変量解析とコンピュータープログラム，日刊工業新聞社

北川敏男編　塩谷　実・浅野長一郎（1967）：多度量解析論，情報科学講座　Ａ・５・３　共立出版K.K.

編　集　後　記

- グロースベッター第16巻2・3号をおおくりします。できるだけ年度内にお手もとにとどくようつとめましたが，不手際な点はご容赦ください。
- 北村さんの「太陽活動と気象」に関する最近の研究は，測候時報に掲載されたものです。太陽一地球の遥かな道程は全くの空白地帯でしたが，人工衛星の発達によって，この空白地帯にも次第に何かの影が見られる可能性が急速に高まって来ました。そこで，太陽一地球間の問題で最近知られたこと，将来の開発できる可能性について会員の方にお知らせするため，関係者のご厚意で再録させていただきました。
- 河野さんには，1978年4月から本格運用に入ろうとしている静止気象衛星「ひまわり」から取得される各種要素の観測計画について紹介していただきました。
- 久保木さんには，前号の寒冬につづく冷夏についての続編として，今回は寒冬につづく暑夏について議論していただきました。自然の複雑さにわれわれはいかに対応すべきかということで興味ある問題と思います。
- 合成図解析は長期予報の現場でしばしば利用される方法ですが，編集部の能登がその解説を試みました。

御多忙のところご協力いただいた執筆者の方々に厚くお礼申し上げます。

- **会費納入のお願い**

次回は次の役員（昭和53年会計年度）に引継ぐことになりますが，昭和52年度会費（600円）を未納の方は至急納入してください。納入については次の口座のいずれかをご利用ください。

(1)　郵便口座

　　口座番号：東京5－165913

　　加入者名：L.F.　グループ

(2)　銀行口座

　　富士銀行本店営業部（店番号：110）

　　口座番号：203156

　　加入者名：L.F. グループ　（代表者：山本純一）

- **訂　正**

第16巻第1号45ページ下から11行め　昭和50年度を昭和51年度に，下から10行目　昭和51年度を昭和52年度　に訂正します。