

~~~~~  
長期予報研究  
~~~~~

グロースベッター

第24巻 第1号

気候変動の過程に関する一つの考察 高 橋 浩一郎 1

長期予報の立場からみた対流圏・成層圏の
総観的知見と利用 関 根 勇 八 13

1985 年 10 月

L. F. グ ル ー プ

気候変動の過程に関する一つの考察

高 橋 浩一郎

1. はじめに

気候変動は、21 世紀の社会を考える場合の一つの中心となる課題である。1980 年から、世界気候計画が立てられるなど、気象界の最も重要な課題となって来たが、識者の間では、すでに 1950 年頃からその重要性が指摘されている。さらに遡れば、今世紀の初期にも、この問題に関する研究が行われており、1924 年に出版された Jeffreys の The earth には、気候変動の原因に対する学説がいくつか述べられ、いまとあまり違わない外因があげられている。

第 2 次世界大戦後、気候変動に関する理解も進み、また、それに関する研究法も大きく進んだ。しかしながら、気候系はきわめて複雑なシステムであり、いろいろの因子が複雑に絡み合い、気候の状態がどのようにしてきまるかを分析することは容易ではない。人間活動が大きくなって来た今日、人間社会の経済も 21 世紀の気候に影響する可能性が出て来ている。したがって、この問題を解明するためには、各分野の多くの研究者の協力によって初めて可能であり、また、時間もかかるであろう。

筆者も、この問題については、20 年以上も前から関心を持っており、微力ながら研究もして来た。そして、気候変動が起こる過程についても多少考えて来たので、私見ながらそれを紹介し、何等かの御参考に供したい。

2. 気候変動の時間スケール

気候変動を考える場合、まず注意を要することは、その時間スケールであろう。それには、地質時代の変動、歴史時代の変動、数十年の間の変動など、いろいろの時間スケールのものがある。また、年々の異常気象、季節変化などは通常気候変動とは考えないが、拡張して考えるならば、気候変動の中に入れてもよいかもしれない。そして、時間スケールが違ってくると、気候変動の形態、それを支配する主要な因子、法則なども変化してくる。したがって気候変動の原因も違ってくる。これは、1960 年頃から、広く認識されて来たことである。

気候というものは、きわめて複雑なシステムであり、いろいろの因子が複雑に絡み合って気候の状態がきまる。J. P. Peixoto, A. H. Oort の Physics of Climate にも述べられているように、気候は、大気圏だけできまるわけではなく、水圏、雪氷圏、地圏も関係するし、広義に考えるならば、これらを入れたものが気候系になる。さらには、生物圏も含まれる。時間スケールが数ヶ月程度までならば、大気中の初期条件を知り、水圏、その他は境界条件として与えられたものとし、たとえば大循環の数値実験のモデルにより解けば、気候状態がきまってくるであろう。しかし、数年ないし数十年の間の気候変動となると、水圏の中の変動がきわめて重要になり、極端にいうなら、気候

はそれによってきまるともいえよう。さらに、地質学的時間スケールとなると、大陸移動が効いてくるし、また、生物圏の問題が大きくなる可能性が大きい。大気中の CO_2 , O_2 の量は、生物の働きに大きく左右され、そして、その量の変動は、気候にも大きく影響することは、よく知られたことである。

ここでは、数十年程度のグローバルな気候変動を前提として、気候のきまる過程の大筋を少しく考えてみよう。

3. 地球全体の熱収支から見た気候変動の過程

時間スケールがあまりながくない気候変動では、大気大循環の変動が大きく効く。たとえば、ある年のある地域における気温の高低や、降水量の多少には、熱や水の移流の変動が大きく効き、流れの場の違いに大きく左右される。したがって、大気大循環の数値実験などが、有力な研究手段となるであろう。しかし、何十年、何百年の間の変化となると、運動方程式を解く方法には限界があり、熱収支を考えた方がよいのではあるまいか。そこで、地球全体の平均状態を想定し、地表における熱収支により、思考実験的に気候変動の過程を考えてみることにする。

大気中では上下の混合が短時間で充分行われるとし、大気の層の代表的な温度は、地表の温度で表わされるとする。そして、大気の熱容量は一定とする。地表には、太陽からくる熱放射が当り、地表からは熱放射が行われ、長年の平均では、ほぼ放射平衡になるとする。

しかし、ある瞬間では、この平均値からの偏差があり、近似的に熱放射はニュートンの冷却の法則が成立つとする。また、地中あるいは海中では、うず熱伝導で熱が伝わるとし、熱伝導の係数は一定とする。したがって、地表における熱収支は、つぎの式で表わされると仮定する。

$$C \frac{d\theta}{dt} = -\eta\theta + S + K \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_0$$

ここで C は大気の熱容量、 η は冷却係数、 K は地中または海中のうず熱伝導率、 S は太陽からくる放射量、 z は地中または海中の深さを表わす。太陽の放射量が一定ならば、充分時間が立つと平衡状態となり、温度 θ は、 S/η となる。

また、地中あるいは海中では、つぎの熱伝導の式が成立つとする。

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{K_i}{\rho_i C_i} \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}$$

ここで K は熱伝導率、 ρ は密度、 C は比熱で、 i は土または水を示す。

このモデルで気候変動の模様を調べるためには、式中の係数を知る必要がある。大気の熱容量 C は、大気をおおむね対流圏でおさえるとすれば、 250 cal/cm^2 となる。つぎにニュートンの冷却の式の係数 η をきめる必要がある。大気中の雲量がほぼ一定、相対温度もあまり変化しないとし、平均的な温度成層を想定し、いろいろな地表の温度につき、大気の上層から宇宙に逃げていく熱放射

を数値実験で計算してみると、ほぼ温度の1次関数となり、係数 η は $2.5 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{day} \cdot \text{degree}$ となる。

かりに、地表が放射平衡にあるとし、この値を用いて太陽からくる放射量を $0.49 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ とし、ニュートンの冷却の式から気温を計算してみると、 282°K 、すなわち 9°C となる。地球の平均気温 15°C よりは少し低いが、大体の桁はあっており、この値は大体よいであろう。

なお、地表が完全黒体と仮定し、太陽放射と熱放射の平衡で地表の温度がきまっている場合、太陽の放射量が1%の変化した時の地表の温度の変化を計算してみると、 0.7°C の桁となる。一方、ここでの冷却の法則を用い、同じ条件での温度の変化量を計算してみると、 2.8°C となり、4倍も大きい。これは、気温がのぼると、大気中の水蒸気量が増し、それによる温室作用が加わるためであり、ここでの仮定の方がより実際に近いと思われる。

うず熱伝導率 K の値は、地質、海の成層の状況などによって大きく変るが、おおむね陸に対しては $0.0225 \text{ cal/degree} \cdot \text{cm}$ 、海水に対しては $5 \text{ cal/degree} \cdot \text{cm}$ の程度である。そこで、ここでの仮定のもとに、太陽放射量 S の平均値からの偏差が、周期 T の正弦波で変化する場合を計算してみると、気温の偏差も同じ周期の正弦波となり、位相は少しおくれる。しかし、 T が大きくなると、位相差はほとんどなくなり、準熱平衡の状態になることがわかる。そして、周期 T を1年とし、日射量の変動の振幅を $0.25 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ として気温の振幅を求めてみると、陸では 43°C 、海上では 4°C となる。これは、気温の年変化に当る量であり、実測によると、大陸での振幅が 20°C の桁、海洋上では 2°C の桁なので、あまりおかしい値ではない。

図1は、日射量の変化の振幅が、太陽定数の1%とした場合の、陸および海における気温の変化の振幅を、いろいろの周期について計算した結果である。これからわかるように、周期が充分長くなると、気温の振幅は 2.8°C の一定値に近づく、すなわち、準放射平衡とみなせるようになる。しかし、陸では数年以下、海では数十年以下の周期の場合、この状態からは大きくくずれ、気温の振幅はかなり小さくなる。このことは、この程度の時間スケールの変動では、陸地や海の中にたくわえられる熱量の影響が大きく、放射平衡からかなりのへだたりがあることを示す。

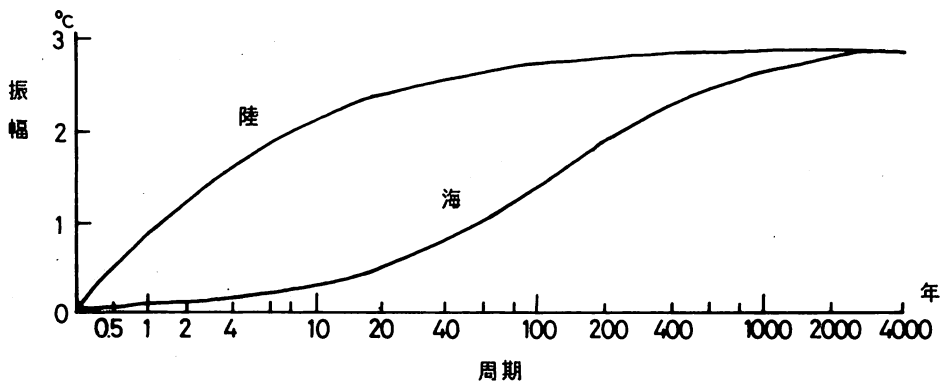


図1 日射量が太陽放射量の1%の振幅で周期的に変化したときの気温の変動の振幅

4. 外因が気候に与える影響の分析

このモデルでもう少し考察を進めてみよう。前節では、日射量の変動として、太陽放射量の変動をとったが、大気中の混濁度や雲量の変動、また、雪氷面の広さの変動などにより、日射量に変化することもあり、これにおきかえてもよいであろう。そして、これが気候変動を起こすであろう。

そこで、1つの例として、ある1年、火山の大噴火があって、日射量が減少した場合、このモデルでどのような影響が残るかを調べて見よう。気候変化を考えており、計算の簡単なため、大気の大気熱容量は省略し、1年間だけ平年の日射量の1%だけ減少した場合の温度の変化を、数値計算で求めてみると、陸では 1.84°C 、海では 0.32°C ほど低下し、翌年、翌々年には急速に回復はするが、5年後くらいでも、 0.05°C くらいの影響が残ることがわかる。

つぎには、年々の日射量がランダムに変化する場合を考えてみよう。この年々の変動の標準偏差が平均の1%とし、正規乱数表により、モンテカルロ法によって300年間の気温の偏差を計算してみると、図2のようになる。これをみると陸地の場合は気温の変動幅も大きく、数年程度の時間変動が現れるが、海洋の場合は気温の変動幅は陸地より小さく、また、長い時間スケールの変動、すなわち、気候変動が現れてくることがわかる。これは、日射量がランダムに変化することは、同じ程度の振幅のいろいろな周期が合成されたことと同等であり、気温には、地殻の大気熱容量のため、短周期の波の影響ほどひどく平滑化されて振幅が小さくなり、長周期の波が残ってくるためである。

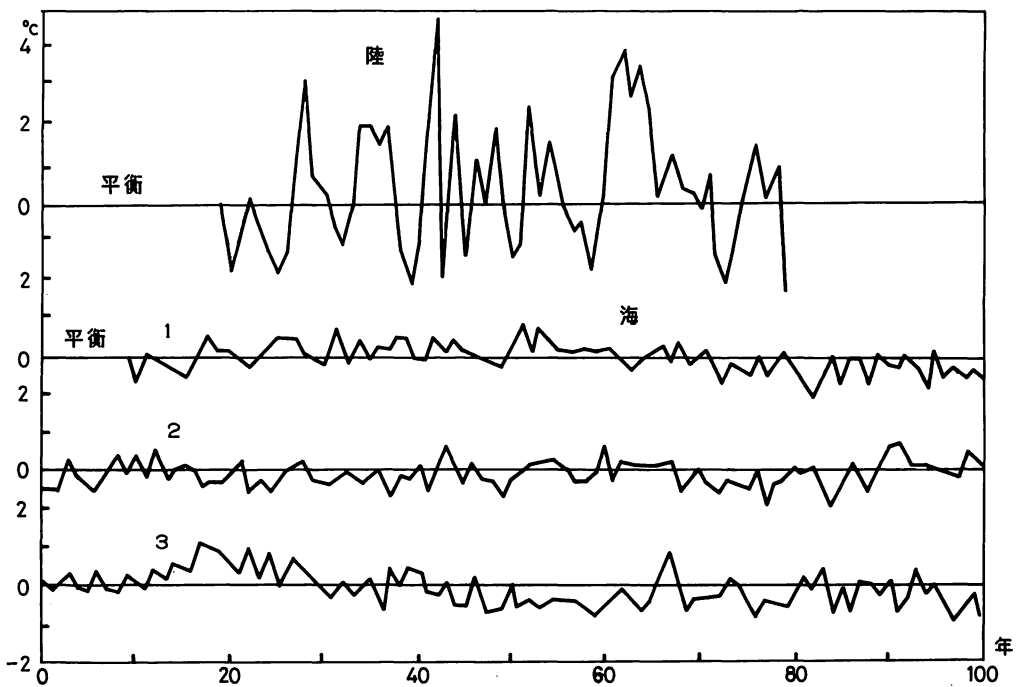


図2 日射量がランダムに変動したときに現れる気候変動

すなわち、気候変動の起こる原因の一つには、陸地や海の熱容量があるといってもよいであろう。

なお、このモデルでは、熱伝導の形式をとっているため、それからは周期的な現象は出てこない、しかし、実際の気候系は、複雑な構造を持っており、それ自身の中の調節作用で周期的な現象が現れてくる場合もある。

5. キイ・アナリシスによる分析

つぎには、長年の観測値を統計的に分析し、気候変動の過程を調べる試みを行ってみよう。これにもいろいろの方法があるが、ここでは、キイ・アナリシスの方法をとることにする。

気候変動は、気候系の自己調節作用で現れることもあるし、いろいろな外因によって生ずることもある。そして、観測される気候変動は、これらが重なり合い、また、絡み合っているであろう。通常の方法では、これをほぐすことはきわめて難しいので、ある特定の現象に目をつけ、その例をなるべく多くとり出し、それを統計してその因子の影響を取り除き、その現象が気候変動に与える影響を検出することを考えてみる。

まず、年平均の気候資料の長年の時系列を集める。年平均をとったのは、季節変化を除くためである。つぎに、この気候に影響を与えられる外因の起きた年を調べる。そして、この年をキイ年として、気候の時系列についてキイ・イヤー・アナリシスを行う。これは、R. A. Craig (1952) などが、地磁気の変動が気象に与える影響を調べるのに用いた方法である。蛇足かもしれないが、簡単に説明しておこう。

まず、いちじるしい外因の起きた年をいくつかえらび出し、キイ年とする。つぎに、気候の時系列から、キイ年を含む場合をとり出し、キイ年を原点として、その年、およびその前後の何年かの各年の気候値の値の平均値を求める。もし、外因と気候との間に、統計的な関連がなければ、平均した各年の気候値は、統計の誤差の範囲内ではほぼ一定になるはずである。そして、平均したある年の気候値が他の年より大きく違っておれば、これは外因が気候に影響を与えていることを物語り、それから外因の影響をさぐることも出来るはずである。

この場合の判定には、分析の誤差が必要である。気候値の時系列がランダムと仮定し、その標準偏差を σ とする。この分析にとり出したキイ年の数を N とすると、キイ・アナリシスでえられた気候値の標準誤差は、 $\sigma/\sqrt{N}$ である。そして、平均した気候値の長年の平均値からの偏差が、この $\sigma/\sqrt{N}$ の 1.5 倍以上ならば 6.9 % 以下、2 倍以上ならば 2.2 % 以下の危険率で統計的に有意であるということになる。なお、気候値にトレンドなどがある場合には、標準偏差にもそれが含まれるので、この方法で求めた危険率は過大評価されることになり、この方法による評価は、充分すぎるともいえる。

以下、この方法により、考えられるいくつかの外因が気候に与える影響を調べてみよう。

6. エル・ニーニョが気候に与える影響

海況の異常が気候に及ぼす影響は、古くから注意をされたことであり、近年はエル・ニーニョと異常気象との関連についての研究が大きく進められている。海象と気象との関連は、正確には相互作用であり、一方だけを原因とみることは出来ない。しかし、気象から見ると、海況の異常は、気象の異常をもたらす一つの原因とも考えられるので、とくに顕著なエル・ニーニョの起きた年をキイ年とし、年平均の気象要素、あるいはそれに代るものについてキイ・アナリシスを行ってみよう。表1は顕著なエル・ニーニョの起きた年であり、表2は分析の結果である。なお、表中太字の値は偏差が誤差 ϵ の1.5倍以上の値で、統計的な有意性の高い値である。

これからわかるように、エル・ニーニョの起きた年、ボンベイの気圧ははっきり高くなっている。これは、すでによく知られているように、エル・ニーニョと Walker の南方振動との関連を示す一つの根拠である。また、コペンハーゲンの気圧を見ると、翌年さがり、3年後に上昇している。このうち、3年後への影響はエル・ニーニョの直接の影響ではなく、大循環の自己調節作用によって現れたものであろう。このことは、降水量との関連でも伺われる。

ソウルの降水量では、エル・ニーニョの起きた年に多くなっているが、コロンボやミラノでは3年後に減少している。また、チリーの降水指数では翌年降水量が増しているが、3年後にはやはり減少している。エル・ニーニョの起きた年あるいは翌年、降水量が増すのは、水温が上昇をし蒸発

表1. とくに顕著なエル・ニーニョの起きた年
(Fisheries Bull, 76, No.1, 1978)

1726	1753	1770	1791	1804	1814
1828	1845	1864	1871	1877	1878
1884	1891	1899	1911	1918	1925
1926	1941	1957	1958	1972	1973
1982	1983				

表2. 顕著なエル・ニーニョの起きた年による
気象要素のキイ・イヤー・アナリシス

要素 \ 年差	-4	-3	-2	-1	当年	1	2	3	4	5年	ϵ	標本数
ボンベイ気圧	0.03	0.02	-0.12	-0.16	0.26	-0.10	-0.02	0.04	0.13	-0.09	0.11 mm	12
コペンハーゲン気圧	-0.11	0.14	-0.19	-0.28	0.04	-0.44	0.23	0.44	0.07	-0.21	0.24 mm	18
風水害指数	0	0	-8	0	23	-5	-2	-10	4	-7	6	23
コロンボ降水量	-204	-77	-9	-42	142	82	-70	-196	136	129	110 mm	14
ソウル降水量	57	-12	-73	93	197	23	-20	-110	89	-61	109 mm	17
ミラノ降水量	-102	-8	42	-30	-11	47	37	-86	40	48	49 mm	20
チリー降水指数	-0.16	0.16	0.07	-0.25	-0.07	0.34	0.06	-0.34	0.11	0.16	0.17	22
北半球気温	0.004	-0.016	-0.029	-0.046	0.004	0.024	0.003	0.041	0.013	0.014	0.027 °C	12
米の作柄	2.0	-0.1	-1.3	-2.1	-1.7	1.6	1.5	1.8	-0.7	-0.3	1.2 %	24

が増すとすれば、常識的にも考えられることである。また、注目すべきは、エル・ニーニョの起きた年、日本の風水害がいちじるしく多くなる傾向がはっきりしていることである。これは日本だけではなく、オーストラリアの熱帯低気圧活動が盛んになることが Nicholls (1984) により示されている。

つぎに、気温について調べてみると、一般に降水量ほど明瞭ではないが、北半球の気温は前年さがっており、米の作柄も落ちている。そして、この場合にも3年後は高温で、作柄は増加している。また、興味のあることは、顕著なエル・ニーニョのあった4年前にも、統計的に有意性の高い値が、いくつも見られることである。海況と気象との関連は相互作用であり、エル・ニーニョの起きた年の前に現われるということは、気象の異常がエル・ニーニョを起こすことを物語り、考えられることである。

7. 火山大噴火による気候系の反応

火山の大噴火により、成層圏にうちあげられた噴煙の日傘効果などによって異常気象が起こるという考えは、今世紀のはじめにもいわれたことであり、近年また、これをめぐる研究がすすめられている。ここで注意すべきは、ある地域を限定すると単純に日傘効果で気温がさがるとはいえないことである。時間スケールがあまり長くない場合、気温偏差に主として効くのは移流であり、日傘効果ではない。噴煙の何らかの影響が大循環を加え、それによって異常気象が起こると考えた方が実際に近いであろう。

つぎに、世界のどこかでいちじるしい大噴火のあった年をえらび出し、この年をキイ年として年平均の気象要素あるいはそれに代るものについてキイ・イヤー・アナリシスを行ってみる。表3が大噴火年であり、表4は分析結果である。

この結果をみればわかるように、火山噴火の影響が気候に現れることは非常に確からしい。常識的に予想されるように、大噴火のあった年あるいは翌年、気温がさがる傾向がはっきり出るが、地点によってはもっとおくれる場合もある。北半球全体の平均気温では0.05℃さがる程度で、小さいが統計的には有意である。北半球全体の平均気温では移流の影響が消え、これが日傘効果の桁であろう。各地点では0.2～0.5℃程度であり、これには移流の影響が大きく入っていると思われる。

表 3. とくに大きな火山噴火のあった年 (VEI5 以上,
またはそれに相当する年, Smithsonian Institution : Volcanoes of the World, 1981)

1500 ?	1641	1663	1667	1700	1739
1755	1783	1815	1822	1835	1875
1883	1886	1902	1907	1912	1932
1956	1980	1982			

表4. 火山大噴火年によるいろいろな気象
要素のキイ・イヤー・アナリシス

要素 \ 年 差	-3	-2	-1	当年	1	2	3	4	5年	ϵ	標本数
北半球気温	-0.005	-0.004	0.003	-0.047	-0.032	0.009	0.047	0.019	0.007	0.030 °C	7
ベルリン気温	0.27	0.14	0.11	-0.17	-0.48	-0.16	0.02	0.29	-0.21	0.22 °C	13
米の作柄	2.4	-2.2	0.2	-4.1	0.2	-0.1	-1.6	2.4	0.7	2.1 %	14
ボンベイ降水量	-117	126	-4	273	-54	-54	-104	143	86	116 mm	10
ガルベストーン降水量	15	176	-73	-184	128	149	8	-129	-107	116 mm	7
コペンハーゲン降水量	-31	-50	36	10	37	2	25	123	11	78 mm	10
ケリー降水指数	-0.06	0.12	0.18	-0.06	-0.06	0.12	0.50	-0.06	0.06	0.25	16
ボンベイ気圧	0.00	0.09	0.00	-0.08	0.08	0.22	-0.09	0.12	0.10	0.13 mb	8

つぎに、降水量をみると、キイ年にボンベイのように増すところもあれば、ガルベストーンのように減少する地点もある。火山灰は、日傘効果を行うだけではなく、氷晶核の作用もすることが知られており、人工降雨の場合のように降水現象に直接影響をし、降水量の変動をもたらすのかもしれない。

つぎに注意すべきは、エル・ニーニョの場合と同様、火山大噴火の影響が3年くらいあとに有意に現れることがあることである。コペンハーゲンの降水量では、4年後、チリーの降水指数では3年後、ボンベイの気圧では2年後に現れている。すなわち、火山大噴火は、数年後の気候にも影響を与えることがあり、数年先の気候予測の可能性を示している。そして、これはおそらく大気大循環の自己調節作用によるものであろう。

8. 太陽活動の変動による気候系の変動

太陽活動と気候変動との関連も古くから注目された問題である。太陽活動としては、太陽定数がわかりやすく、その正確な測定が今世紀のはじめ頃から行われたが、現在の段階では、あまりはっきりした変動は検出されておらず、あったとしても0.3%以下であろうとされている。この程度の変動では、あまりはっきりした気候変動は期待出来ない。それにもかかわらず、太陽活動の変動を、たとえば黒点数で表現してみると、その変動と気候変動の間にはある程度の相関が見られる。

表5は、年の黒点数が90以上で極大の年を太陽活動が盛んな年、反対に6以下で最小の年を弱い年とし、これらをキイ年として、いくつかの気象要素についてキイ・イヤー・アナリシスを行った結果である。これを見ると、気温では、黒点数の極大の2年前に気温がさがり、2年後に上昇する傾向が有意に出ている。つぎに、降水量を見ると、ボンベイでは黒点数の極大の年に降水量が減る傾向があり、ミラノやチリーでは、3年後に降水量が減る傾向が有意に出ている。前者はおそらく黒点の直接の影響であり、後者は大循環の自己調整作用が入ったものであろう。

この例のように、太陽活動の変動が気候に影響を与えていることは、ほぼ確かのようにあるが、

表 5. 太陽黒点数による気象要素のキイ・イヤー・アナリシス

表中の「多」は太陽活動が盛んな年を,「少」は太陽活動が弱い年を,「差」は「多」から「少」を引いたものを,それぞれ表わす。

年 差		- 4	- 3	- 2	- 1	当年	1	2	3	4	5	6年	ϵ	標本数
ニューヨーク 気 温	多	0.83	0.46	0.29	0.40	0.61	0.43	0.73	0.59	0.81	0.74	0.67	0.33 °C	9
	少	0.73	0.41	1.14	0.84	0.60	0.15	0.38	0.61	0.46	0.65	0.88	0.35	8
	差	0.10	0.05	-0.85	-0.40	0.01	0.28	0.35	-0.02	0.35	0.09	-0.16	0.48	
セイロン 気 温	多	-0.12	-0.04	0.02	-0.06	-0.02	0.17	0.10	0.00	0.17	0.04	-0.10	0.12 °C	6
	少	0.12	0.13	0.32	0.18	0.00	0.02	-0.14	0.08	0.10	0.07	-0.10	0.12	6
	差	-0.24	-0.17	-0.30	-0.24	-0.02	0.15	0.24	-0.08	0.07	-0.03	0.00	0.17	
米 の 作 柄	多	5.9	4.5	2.3	9.5	5.9	12.3	11.8	8.3	4.0	5.5	6.0	2.4 %	11
	少	12.3	5.9	8.2	9.1	6.8	7.7	1.8	7.8	7.7	10.5	10.5	2.4	11
	差	-6.4	-1.4	-5.9	0.4	-0.9	0.46	10.8	1.0	-3.7	-5.0	-4.5	3.4	
ボンベイ 降 水 量	多	763	844	962	934	661	865	824	816	722	769	833	195 mm	8
	少	712	552	682	789	1221	700	636	600	631	1015	578	205	8
	差	51	292	280	145	-560	165	182	216	91	-246	255	282	
ミ ラ ノ 降 水 量	多	890	947	1032	972	1008	905	1045	1084	982	959	886	67 mm	10
	少	952	1054	927	972	994	989	1014	1256	1039	929	998	67	10
	差	-62	-107	105	0	14	-84	31	-172	-57	30	-112	95	
チ リ ー 降 水 指 数	多	0.40	-0.23	0.23	-0.08	-0.15	-0.15	-0.23	-0.15	0.15	0.15	-0.08	0.23	13
	少	0.18	0.18	0.27	0.27	0.09	0.18	0.18	0.55	0.18	0.27	-0.09	0.25	11
	差	0.22	-0.41	-0.04	-0.35	-0.24	-0.31	-0.41	-0.70	-0.03	-0.12	0.01	0.34	

分析の結果では火山活動ほど大きくはないようである。また、その関連の道筋もよくわかっていないが、近年は微粒子流や紫外線の変動が注目されている。これらは、エネルギー的には小さいが、相対的には変動が大きい。そして、それが超高層にははっきりした影響を与えており、オーロラや地磁気の変動にははっきり現れる。また、火山活動は、黒点の少ない年に大きくなる傾向があり、火山活動を媒介として現れるのかもしれない。また、ボンベイの結果などから見ると、黒点数が大気中の氷晶核の数に影響をし、降水の増減を起こすのかもしれない。

9. 流星雨が気候に及ぼす影響

宇宙塵は氷晶核となるので、流星雨があると、あと降水量が増すらしいことは、Bowen の研究でよく知られている。また、守田康太郎(1937)は、大分前に、流星雨があった年の後には、異常気象が起こりやすいことを指摘している。そこで、とくに顕著な流星雨があった年をキイ年とし、それによっていろいろな気象要素のキイ・イヤー・アナリシスを行ってみよう。

表 6 の年次は、理科年表にのっている、いちじるしい流星雨のあった年をもとし、同一年に複数の流星雨があった場合、また、2 年つづけて流星雨があった場合をとくにいちじるしい流星雨年

表 6. 顕著な流星雨が複数見られた年, あるいは翌年も顕著な流星雨が見られた年

1566	1602	1666	1698	1799	1833
1866	1872	1916	1922	1926	1933
1946					

表 7. 顕著な流星雨年による気象要素のキイ・イヤー・アナリシス

要 素 \ 年 差	- 3	- 2	- 1	当年	1	2	3	4	5 年	ϵ	標本数
カルカット降水量	10	-58	5	163	-63	50	-20	21	-54	64 mm	8
ソウル降水量	-117	-99	96	199	-8	79	-33	-85	27	140 mm	9
コペンハーゲン降水量	8	-23	-54	66	35	-40	-47	15	26	28 mm	8
ケリー降水指数	-0.32	-0.13	-0.31	0.05	0.32	-0.13	-0.13	-0.04	0.05	0.21 mm	13
コペンハーゲン気圧	-0.23	0.44	0.30	-0.30	-0.50	-0.35	0.00	0.13	-0.06	0.26 mb	7
イギリス気温	-0.16	-0.01	-0.14	-0.03	-0.04	0.39	-0.10	0.02	0.07	0.18 °C	11
米の作柄	-0.3	-1.4	-2.5	-0.9	-1.4	4.2	-2.0	3.6	0.8	3.7 %	9
台風襲来数	0.1	0.0	-0.4	-1.0	-0.9	0.9	0.2	0.7	-0.4	0.6	12

として示したものである。そして、表 7 は、これをキイ年として、いろいろな気象要素についてキイ・イヤー・アナリシスを行った結果である。

これを見ると、顕著な流星雨があった年には、降水量が統計的に有意に増す地点がかなりみられ、Bowen の仮説を裏付けているように思われる。また、チリーでは翌年降水が減少している傾向があり、表にはあげてないが、日本でも同じ傾向が見られる。また、台風の襲来数は、顕著な流星雨のあった年、翌年、減少する傾向がみられる。また、イギリスの気温は 2 年後に上昇するようであり、有意性は高くないが、日本の米の作柄も同じ傾向を示している。これから見て、流星雨が気候にも影響を与えていることは確からしい。

なお、一言ふれておきたいことは、流星雨は黒点数の少い年に多いことである。これは統計的に確かめられ、おそらく黒点が多いと太陽風が強くなり、宇宙塵が吹きとばされてしまうからであろう。そして、太陽活動と気象との関連は、宇宙塵を媒介とした可能性も考えられる。

10. ま と め

以上、気候変動の起こる過程の荒筋を、ごく簡単な熱収支モデルで考察し、さらに過去の長い観測資料を用い、外因と思われるものの影響を統計的に分析してみた。その結果、(1) 地殻、とくに海洋の熱容量により、数十年、数百年程度の気候変動が起こりうること、(2) エル・ニーニョ、火山大噴火、太陽活動、流星雨が気候変動の一つの原因となっているらしいこと、(3) それには、直接的な影響と、おそらく大循環の自己調節作用も働いて、おくれであられる間接的な影響があること、(4) これらの性質を利用すると数年先のある程度の予測も可能なこと、などを知った。

外因には、このほか潮汐力の長周期変化も考えられ、気候にしばしば現れる9年周期とか18年周期は、それによって生ずるものであろう。また、CO₂の濃度の増加が21世紀の気候に重大な影響を与える可能性がある。これについてはすでにくわしい研究がすすめられているので、ここにはふれなかった。また、ここでは数十年程度の時間スケールの気候変動を中心として考えたが、さらに長い時間スケールとなると、熱収支モデルだけでは解けない。外因としても、地球の軌道の長周期変化、大陸移動などによる地殻変動、生物圏の変動なども効いてくるであろう。これらについては、別の観点からの考察が必要であろう。

文 献

- Graig, R. A., 1952 : The surface pressure variations following geomagnetically disturbed days and geomagnetically quiet day. *Journal of Meteorology*, **9**, 126–138.
- Bowen, E. C., 1956 : The relation between rainfall and meteor shower. *Journal of Meteorology*, **13**, 142–151.
- Jeffreys, H., 1924 : The earth. Cambridge, at the University Press.
- Mitchell, J. M. (ed.), 1952 : Causes of climatic change. U. S. National Academy of Sciences.
- 守田康太郎, 1937 : 気温変動に及ぼす流星雨の影響。天気と気候, **4**, 363–368。
- Nicholls, N., 1984 : The Southern Oscillation, sea-surface-temperature and inter annual fluctuations in Australlian tropical cyclone activity. *Journal of Climatology*, **4**, 661–670.
- 高橋浩一郎, 1957 : 大気の熱経済におけるオーダーの見積り。気象研究ノート, **8**, 103–113。

長期予報の立場からみた対流圏・成層圏の総観的知見と利用

関根 勇 八*

目 次

— まえがき —	14
1. 資料の充実と予報技術の変遷	15
2. 長期予報と広域立体解析の必要性	15
3. 長期予報の立場からみた立体解析	16
(1) 超長波の動向と異常天候	16
(2) 冬の天候と対流圏・成層圏の循環	17
(3) 成層圏の突然昇温と長期予報	19
(4) ブロッキング現象の立体解析	19
ア. ブロッキング現象と対流圏・成層圏の東西指数の変動	20
イ. 対流圏・成層圏循環場からみたブロッキング高気圧発生までの過程	20
ウ. 極うずの動向とブロッキング現象	20
エ. 成層圏の尾根や谷の動向とブロッキング現象	21
(5) 立体的にみた梅雨季のパターンと天候	22
ア. 対流圏循環場の特徴	22
イ. 月平均 100 mb 循環場にみられる特徴	22
ウ. チベット高気圧の動静と梅雨季の天候	23
エ. 太平洋高気圧の動静と梅雨季の天候	23
オ. 短い時間スケールでみた 100 mb 循環場と梅雨季の天候	24
カ. 100 mb 面の極うずの動向と梅雨季の雨量	24
(6) 上層の高気圧と夏季の天候	24
ア. 夏の日本の天候を支配する代表的な要素	24
イ. 夏季の亜熱帯方面の高気圧の立体構造	25
ウ. 亜熱帯方面の高気圧の季節変化	25
エ. 100 mb 循環と夏の天候型	26
オ. チベット高気圧の動向と短期的にみた天候の変化	28
カ. 100 mb 循環と夏の降水量	29
(7) 立体的にみた残暑・早冷のパターン	29
4. 各季節の異常天候の際の対流圏・成層圏のパターン	30
(1) 冬季の顕著な北暖西冷型の例（1963 年 1 月）	30
(2) 全国的寒冬の例（1984 年 2 月）	31
(3) 暖冬の例（1964 年 1 月）	33

* 現在日本気象協会研究所，（執筆当時，気象庁気候変動対策室）

(4) 寒春の例（1965年3～4月）	34
(5) ブロッキング型の冷春の例（1971年4～5月）	35
(6) 暖春の例（1983年4月）	37
(7) 梅雨季の低温の例（1974年梅雨季）	38
(8) 冷夏の例（1980年8月）	39
(9) 北暑型から全国低温型への移行の例（1972年8月）	40
(10) 暑夏の例（1984年8月）	40
(11) 残暑型・早冷型のパターン（合成図解析）	41
(12) 暖秋の例（1982年11月）	42
(13) 冷秋の例（1981年11月）	43
5. 長期予報技術の開発に向けて	44
——あとがき——	45

— まえがき —

2年程前に、気象研究ノート編集委員会から“新しい長期予報”をまとめたいという話がだされた。相次ぐ異常気象の出現、エル・チチョン火山の噴火、今世紀最大規模のエル・ニーニョ現象の発現などで、気象界はもちろん社会一般からも気候変動・長期予報に対する関心が強く寄せられていたところである。

その企画の中には、“長期予報の現状”を紹介する一項目があり、ここでは統計的方法論・総観的方法論・超長波の特性などとともに、“広域立体解析”が取上げられることになった。さらにこの中には、標題に掲げた①対流圏・成層圏の総観的知見と利用の他に、②成層圏循環、③熱帯循環も予定されていた。

長期予報的な技術の開発は、国内でも国外でも新しいデータが集積されてきたことや、前述のような異常気象の頻発などのため活発に行われている。したがって現状の紹介はまだしも、新しい長期予報の取りまとめとなると大変な労力を要することになる。このようなことや、執筆予定者の大半が新しいポストにつかれたという事情等もあって、この企画はこの度再検討されることになったそうである。

この報文は、このような過程の中で一応まとめたものであるが、今回本誌の編集子から若干手を入れて掲載してはどうかとのお誘いをうけた。しかしよく考えてみると、本誌の読者はそのほとんどがその道のベテランであって熟知されていることが大部分であるし、また内容の大半は諸先輩・同僚が指針や解説書に書かれているものを配列し直したというに過ぎず、わずかに4節に斬新さがみられる程度なので、いささか気に悩んだわけである。—気象研究ノートとなると読者も各分野にまたがり、この報文のような紹介でもある程度意味があると思われたのだが—。

もともとこの“広域立体解析”の章は、②の成層圏循環と③の熱帯循環が理論的裏付けに支えら

れて提題されている項目であって、①のこの報文の内容などは長期予報の現場でよく用いられている — というよりいた — 総観的な見方であり、①だけでは“帯に短し襷に長し”の感を免れない。しかし、折角のお誘いでもあるし、統計的手法など他の方法による技術開発を行うような場合に何らかの参考になればと思い、掲載させていただくことにした。

成層圏循環まで含めた総観的な見方で異常天候を予測し得たケースを何度か体験したことが、この報文をまとめる気持ちにさせたひとつのはずみであることは間違いない。

1. 資料の充実と予報技術の変遷

わが国の長期予報は、北日本の冷害対策として夏に対する季節予報からスタートした。

もちろんその可能性は別問題であり、とにかく要望が先に立って始められたことが特徴的である。よく“1か月予報も十分でないのに6か月先などはとても!!”といった声を聞くが、これは“明日の予報”が“短時間予報”に先行して行われた事情と対比できないこともない。もちろん夏期各月の各要素の予報とか、日単位の入・出梅の予想とまでなると問題であるが、梅雨全体の特性とか暑夏か冷夏かといった概略的な見通しを予想することは、必ずしも1か月予報技術の延長線上にあるとは思えないのである。

ところで、日本で長期予報が本格的に行われるようになった1950年代前半ごろは、使用できる資料としては極東域の地上資料が主なものであった。その後、地上・高層天気図も極東域からしだいに亜欧域から北半球全域について作成されるようになり、500 mb 天気図が長期予報資料の主体となってきた。

さらに、ベルリン自由大学刊行の成層圏各層の天気図も利用できるようになって多くの知見が得られるようになり、長期予報にとっての主対象である異常天候の出現が、成層圏にまで及ぶような現象と関連していることがわかるてきた。

気象庁において、南半球にまでわたる各層の天気図が作成され始めたのは1970年代の半ばからであり、その後は大気大循環の立場からの理解が飛躍的に深められてきている。今後の一層の成果が期待される。

ここでは、これまでに成層圏循環場までを取り組んで調べられた総観的な見方と、その長期予報への利用を、主として季節を追ってまとめてみた。

図表は、ほとんどが“季節予報指針、上・下巻”か“1か月予報指針”などから転用させていただいた。

2. 長期予報と広域立体解析の必要性

間もなく実用化されようとしている1か月予報の力学的数値予報にしても、物理過程をモデル的に取り入れ各層の資料を必要とするのは当然である。

これまでも、長期予報を組み立てるに際しては、広域の立体的な複雑なパターンから“より本質的なものは何か”を抽出し、立体構造によって異常気象現象などの強弱の程度、持続性などを推測する方式がとられてきた。さらに、長期予報では季節変化の遅速が問題となるが、この季節変動に効くのは成層圏循環と関連している対流圏循環と考えた方がよい。このような観点から、成層圏循環に着眼した予報則がいろいろと開発されてきた。

高緯度の成層圏にみられる突然昇温の遅速と夏季の天候の関係、中緯度の成層圏内の風の場合と梅雨季の天候の関係、さらには秋の成層圏の亜熱帯高圧帯の動向と冬季の天候との関係など、その対応が直接長期予報に用いられてはいるが、これらは恐らく地球全体の大気大循環の一環として説明されるべきものであろう。

広域解析のうち統計的総観的な解析および予報法については他の文献に譲り、以下には広域の立体的な解析結果について例示することにする。

3. 長期予報の立場からみた立体解析

(1) 超長波の動向と異常天候

表1は、1月に日本のいずれかの地域でかなりの高温・低温が現れた場合の60°Nと40°Nにおける

表1 1月に高温・低温だった場合の60°Nと40°Nの超長波の振幅

年		気 温 偏 差		振 幅 (単位: m, カッコ内は平年差)					
				60°N			40°N		
				波数 1	波数 2	波数 3	波数 1	波数 2	波数 3
高 温 年	1954	西 日 本 沖 本 縄	+ 1.6 °C + 2.0 °C	66 (+20)	136 (+42)	78 (+31)	83 (±0)	22 (-23)	68 (-2)
	1969	沖 本 縄	+ 2.3 °C	104 (+58)	96 (+2)	52 (+5)	59 (-24)	60 (+15)	54 (-16)
	1972	中部日本 西 日 本 沖 本 縄	+ 2.5 °C + 2.3 °C + 2.2 °C	102 (+56)	174 (+80)	40 (-7)	49 (-34)	32 (-13)	73 (+3)
	1973	北 日 本	+ 1.8 °C	100 (+54)	127 (+33)	90 (+43)	65 (-18)	26 (-19)	49 (-21)
	1979	中部日本 西 日 本	+ 1.8 °C + 1.7 °C	103 (+57)	112 (+18)	49 (+2)	72 (-11)	54 (+9)	74 (+4)
低 温 年	1953	北 日 本	- 1.7 °C	90 (+44)	101 (+7)	62 (+15)	118 (+35)	78 (+33)	67 (-3)
	1963	中部日本 西 日 本 沖 本 縄	- 1.6 °C - 3.0 °C - 3.6 °C	26 (-20)	131 (+37)	127 (+80)	93 (+10)	129 (+84)	103 (+33)
	1977	北 日 本 中部日本 西 日 本	- 2.9 °C - 1.8 °C - 1.9 °C	56 (+10)	94 (±0)	50 (+3)	107 (+24)	91 (+46)	123 (+53)
	1981	西 日 本	- 1.9 °C	64 (+18)	99 (+5)	109 (+62)	145 (+62)	62 (+17)	120 (+50)
平 年				46	94	47	83	45	70

る 500 mb 高度の波数 1～3 の振幅を示したものである。() 内は平年差で、ここでは便宜的に平年差が + 20 m 以上の場合を太字で示した。

これをみると、暖冬の場合は、60°N でこれら超長波の振幅が非常に大きくなっていることがわかる。特に、極うずの偏心の度合いを表わす波数 1 の振幅がすべての場合で大きくなっている。また 40°N では、むしろ平年より振幅の小さいことが多い。

これに反して寒冬の場合は、60°N ではこれらの超長波の振幅はやや大きい傾向がみうけられるが、それよりも 40°N の振幅が非常に大きくなっていることが特徴的である。

このように、長期予報にとっては超長波の動向が大切である⁽¹⁸⁾が、対流圏における超長波の変動は、多くの場合成層圏内の循環にも現れる。逆に成層圏循環が平年から大きくずれた分布をするときは、対流圏の循環もまた特徴的な分布をする。しかも、そのときは規模が大きく、持続性が高いので異常気象が起きやすい。このようなことから、成層圏循環に着目することは超長波の動向を知るひとつの手段として有効である。

しかし、成層圏循環が対流圏循環を支配するというわけではない。それは、成層圏における運動のエネルギーは主として対流圏から輸送される有効位置エネルギーによって補給されているからである。すなわち、エネルギーは対流圏内で生産され、その一部が成層圏で消費されるわけで、異常気象の原因を成層圏に求めることはむずかしい。

ただ、形態的に超長波をとらえるには便利であるという利点がある。

図 1 は、“三八豪雪”の起こった 1962～63 年の冬の 50°N における波数解析の例であるが、特に成層圏で波数 2 の振幅がきわめて大きくなっていることがわかる。この場合のように成層圏で波数 2 の振幅が 500 m に及ぶことはまれである。

振幅が対流圏と成層圏でおおむね並行して変化していることは、エネルギーのやりとりがこの位相の一致した期間に行われる可能性がある点で注目される。

大気の鉛直構造は一種のフィルター特性をもっており、この例のように高層では超長波が際立ってくる。

このことは、前にも述べたように、成層圏天気図が超長波を対象とする長期予報にとっては便利であり、夏は 100 mb、冬は 30 mb 天気図などがよく利用されている⁽¹⁾。

(2) 冬の天候と対流圏・成層圏の循環

日本の冬の天候には地域差があり複雑である。

これまで調べられている対流圏の大循環との同時関係では次のようなことがわかっている。

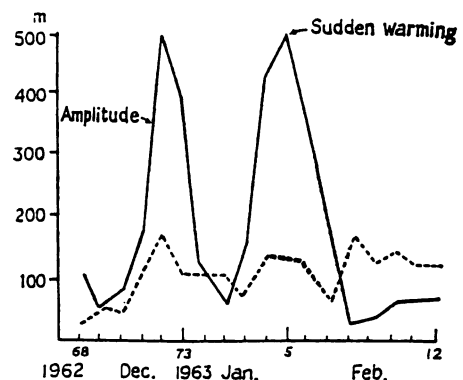


図 1 50°N における 30mb(実線)と 500mb(点線)の波数 2 の波の振幅の変化(1962～63 年の冬)

すなわち、①北暖西冷の場合はシベリア中部とアラスカ方面の尾根が共に著しく発達している。②北日本だけ寒冷な場合は尾根はシベリア中部だけでベーリング海方面は①とは逆に低圧部となっている。③全国的な暖冬のときは卓越波数が1, 2, 3と種々のケースがあるが、いずれの場合も日本付近の定常的な谷は弱く、逆に全国的寒冬は波数2と3の型があるが、日本付近の定常的な谷が発達しているときに起こっている。

また、極うずの状態をみると、北日本が暖冬のときには、これがタイミール半島からカラ海付近に位置しており、寒冬のときには日本の方に偏し、平年並のときにはオホーツク海とカナダ側に分裂している。

次に、成層圏循環との関係を30 mb 天気図でみると、極夜うずとアリューシャン高気圧といった2つの単純な作用中心に特徴を見出すことができる。

図2に例示した1979年暮から80年にかけての冬の30 mb 天気図についてみてみよう⁽¹⁸⁾。

まず、(a)は極東域の高指数期で日本では高温期である。極夜うずは500 mbの極うずと重畳してタイミール半島付近にあって発達しており、高気圧はカナダ方面にある。

極東域でのこのような高指数の状態は、その後寒気の南北交換を誘発することになるのでご注意ください。

(b)の時点では、極夜うずがシベリア中部とアメリカ大陸とに伸長し、アリューシャン方面には高気圧が現れてくる。

下層の500 mbではアラスカ方面の高気圧が西進し始め、極東域の東西指数は下降し、寒波が始まる。

(c)の極東域の強い低指数型循環時には、極夜うずの中心は西半球側に移り、アリューシャンにあった高気圧は西進して日本の北方に来る。北並西冷の傾向で、西日本や南西諸島には強い寒気が南下している^{(18), (22)}。

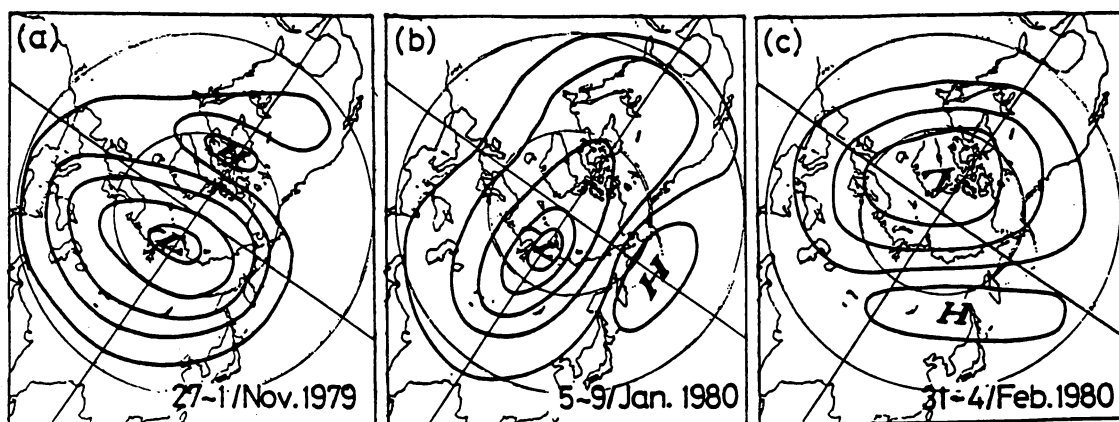


図2 30 mb 面における冬の3つの環流型（1979～80年の冬期間の中から）

この例でみるように、30 mb の極夜うずの動向は冬の天候と関連が深く、500 mb の極うずとタイミール半島～カラ海方面で位相が合い、かつ安定しているときは暖冬傾向が強く、反対にそれらの位置の変化が激しいときは寒冬気味である^{(10),(21)}。

最近の例では、1984 年 12 月前半までは高温でその後寒波が襲来したが、30 mb 天気図をみると 12 月 2～6 日の半旬に図 2 の(a)に、12 月 22～26 日の半旬は同図の(b)によく似た型であった（図省略）。

(3) 成層圏の突然昇温と長期予報

成層圏では突然昇温という極めて顕著な現象を経て冬型から夏型へ移行する。一般に、春遅くまで大規模な寒気が高緯度に残っている年の夏は異常性が強いが、この対流圏における春の寒気の動向が成層圏の最終突然昇温と関連し、これがさらに夏の天候に影響しているように考えられている⁹⁾。すなわち、最終突然昇温が遅いほど対流圏の寒気の解消が遅れ、その影響が夏まで及ぶというものである。

もちろん、成層圏における最終突然昇温が単純な形で日本付近の夏の天候と関連しているとは思われないが、影響する可能性は十分あり、総観の立場からの季節予報にとって有効な示唆を与えるものであろう⁹⁾。1～2 月に突然昇温がなく極夜うずが強い時は、冬型気圧配置の解消はおくれ、1975 年などのように、春先も時々寒気の影響をうけることが多い。

次に、長期予報にとっても異常天候の出現の面からも注目されている対流圏内のブロッキング現象、ひいては低指数型循環の発生が、成層圏の突然昇温と関連をもっていることが指摘されている。図 3 は、Alert における 100 mb 面の突然昇温とその地域における 500 mb 面の東西指数の関係の一例である。これから対流圏における東西指数の減少、つまり南北交換の行われているときに、突然昇温がおおむね同時現象として起こっていることがわかる^{(4),(5),(15)}。

さらには、突然昇温と成層圏のアリュージョン高気圧の動向との関連も興味のもたれるところである。この高気圧の移動に伴って冬期間アメリカ大陸やシベリア大陸上に突然昇温が起こるが、この昇温の発生場所がその後の対流圏内のブロッキングのパターンに関係するという研究もある⁽⁶⁾。

極東域についての両者の関連を数多くの資料に基いて調査することは、特に冬の寒波の吹き出しなどの予報にとって有効であろう。

(4) ブロッキング現象の立体解析

ブロッキング現象は長期予報にとっては特に重要な問題であり、またその規模の大きさからみて、

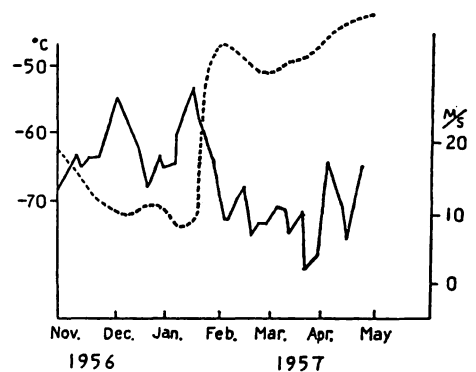


図 3. 1956 年 11 月から 57 年 5 月の間の Alert の成層圏の気温（点線）と、対流圏の東西指数（実線）の変化。

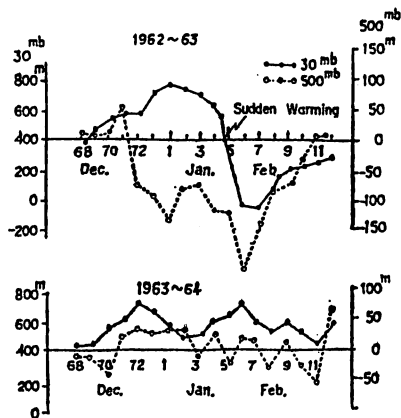


図4. 1962/63年と1963/64年の冬における30mbと500mbの半月平均東西指数の比較

卓越波数については前に(1)で示したが、このときの対流圏・成層圏の東西指数の変動をみよう(図4参照)。

これによると、500 mbでは寒気が入り始める2半月ほど前から東西指数が著しく減少してブロッキングの状態になっており、一方30 mbでは1月中は逆に顕著な高指数が続き、2度目の低温期である2月には低指数となり、このときは対流圏の低指数の状態は1月よりも強くなった。

これに対して、暖冬だった1963～64年の冬の場合は、30 mbでは冬を通して高指数型循環が続き、500 mbでも強い東西指数の減少は認められなかった⁽¹⁵⁾。

なお、冬期に東西指数が減少する2か月ほど前に、たいていの場合強い高指数の期間が現れることが指摘されている^{(7),(20)}。

イ. 対流圏・成層圏循環場からみたブロッキング高気圧発生までの過程

特に冬期の日本付近の天候にとって影響の大きいのは、アラスカ方面に出現するブロッキング高気圧である。この高気圧はその後西進してきて極東域に著しい低指数型循環をつくり、寒波・豪雪・持続的悪天といった異常天候を出現させるので、その発生過程について古くからいろいろと調査研究がなされてきた。

対流圏で最も注目されるのは、低指数の状態が大西洋北方域から西進してくる現象で、これには60°Nでの500 mb高度平年差の連続図や各経度についての南北の高度差の連続図がよく用いられている⁽⁸⁾。

しかし、一概にブロッキング現象といってもさまざまで、総観的に各種の資料をみて、対処しているのが現状である。開発実用化が進められている力学的な数値1か月予報に期待するところが大きい。

ウ. 極うずの動向とブロッキング現象

1963年1月中は、成層圏では日本付近が西進してきたアリューシャン高気圧におおわれ、対流

成層圏を含めた3次元的な現象であることは疑う余地がない。成層圏の突然昇温との関連においてもいろいろと研究されているが、それらについては他の項でも解説されているので、ここでは対流圏・成層圏双方の循環を対象とし、かつ長期予報の現業で取扱われている現象のみを述べることにする。

ア. ブロッキング現象と対流圏・成層圏の東西指数の変動

大規模なブロッキング現象によって大寒波が西日本方面に強く吹きだした1963年1月の場合の

圏には寒気が吹きだした。ところで、その前の時点の極夜うずの状態をみると、前年12月中旬まではカラ海付近にあり、20日過ぎに一時東半球側と西半球側とに分裂した。その後、アリューシャン高気圧が西進し始めた12月末には、極夜うずは西半球側のカナダ付近に再びひとつにまとまった。

このように、対流圏でブロッキング現象が活発になる前には成層圏の極夜うずが分裂しやすい(主に波数2の卓越)傾向がある。逆にブロッキング活動があまり盛んでなかった1963～64年の冬季間には、極夜うずの分裂は2月下旬に若干認められただけであった。

なお、成層圏極夜うずの分裂・伸長に伴う対流圏のブロッキング現象は、一般にその持続期間が長いのが特徴である⁹⁾。

エ. 成層圏の尾根や谷の動向とブロッキング現象

1960～61年と62～63年の冬季を対象として解析された結果が、図5に示した模図である。

まず、成層圏で極夜うずが伸長し、90°E方面に対流圏から成層圏にまで及ぶような大きな谷が到達すると、その東側にあたるアジア大陸東部から太平洋西部にかけての高圧部が対流圏でも強くなる(同図a)。このようにして極東域では著しい高指数の状態となり、日本付近ではかなりの高温となる。この状態をもたらした尾根は成層圏の尾根とともに中緯度帯を東進していき、4～5半月後

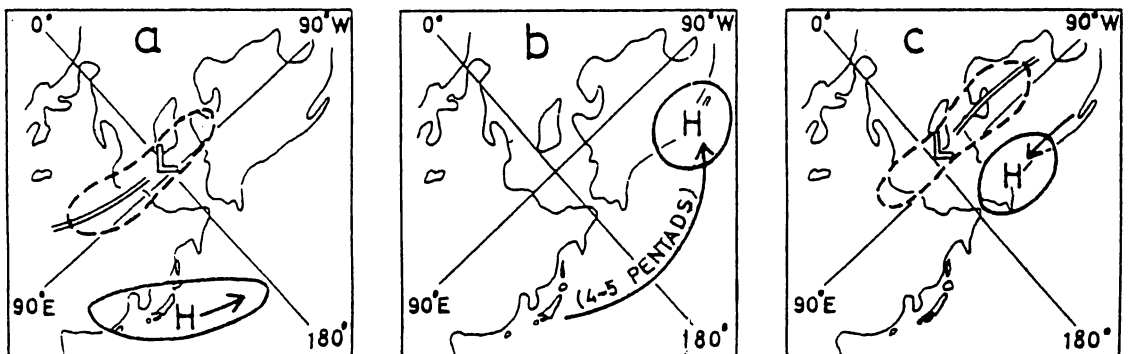


図5. アラスカ方面にブロッキング高気圧が形成されるまでの対流圏(実線)と成層圏(破線)におけるパターンの変化の模図的表示

に北アメリカ大陸西岸に達し、地形的にみて尾根が強まりやすいこの付近で停滞気味となる(b)。このあと、再び成層圏で2波数型となり、カナダ方面で谷が強まると、北アメリカ西岸の尾根はさらに強まり(c)、ついにブロッキング高気圧が出現し、やがてアラスカからシベリア東部へこの高気圧が逆行するようになる。

成層圏の循環にもこのような変動の見られるケースは規模が大きく、その後長期間にわたって極東域に影響することが多い。

500 mbで見ると、ブロッキング高気圧がアラスカ～東シベリアに達すると極東域では低指数になり始める。

顕著なブロッキング現象が常に上述のような経過で発現するとは限らないが、対流圏ばかりでなく成層圏循環場を監視していることは、その後の異常天候の予測にとってきわめてたいせつである⁹⁾

(5) 立体的にみた梅雨季のパターンと天候

夏の天候は、社会経済の面からみると1年中でもっとも影響が大きいと思われる。そのうちでも、初夏の梅雨季は年による天候差がきわめて大きく、各方面から関心が向けられている。

これに応えるべく、これまでも種々の観点から調査研究が行われてきた。

ア. 対流圏循環場の特徴

大循環の立場からみると、梅雨季には500 mbで極東域の高緯度が尾根、中緯度が谷というブロッキングパターンとなりやすい²⁰⁾ (図6参照)。極東域ではジェット気流の分流が起こり、低指数型循環となる。沿海州あるいはオホーツク海に発生する尾根またはブロッキング高気圧に対応して、地上にはオホーツク海高気圧が出現し、そこから冷湿な北東気流が北日本に流れこむ。

なお、沿海州方面に尾根が発達するときは、カナダおよびウラル方面にも尾根が現れ、高緯度では3波数型が持続するのがふつうである。

一方、亜熱帯方面についてみると、梅雨季は地上でも500 mbでも北太平洋高気圧が勢力を強めはじめる時期で、この高気圧の北西縁には分流した南系のジェット気流に伴う地上の梅雨前線が位置し曇雨天をもたらすことになる。

一般には、7月中旬過ぎにはこの分流は消え、北半球的にもジェット気流の急激な北上があり、梅雨明けとともに大循環の夏型への移行が行われる。

イ. 月平均100 mb循環場にみられる特徴

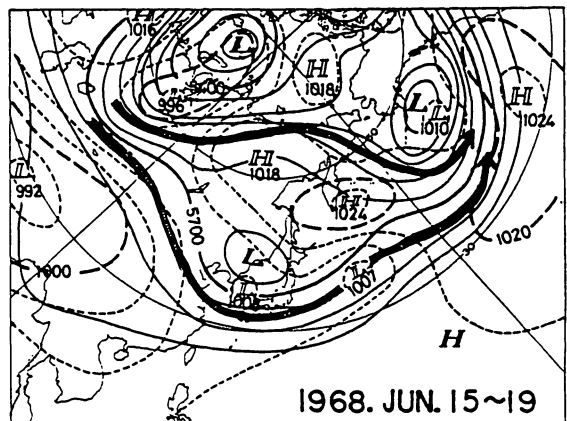


図6. 梅雨型の際の半月平均の地上(破線)および500 mb(実線)天気図の例(太線は強風軸を示す)

1973 年 7～8 月は猛暑干天となったが、その前の 6 月は典型的な梅雨型で全国的に低温であった。このときの月平均 100 mb 天気図上で見られる特徴は、梅雨が活発だった 6 月はベーリング海から北日本にかけては大規模な谷となっていたが、7～8 月にはこの谷が消滅した。

この他の年についてみても、100 mb でこの谷が発達しているときは対流圏で沿海州～オホーツク海方面のブロッキング高気圧が発達しているが、この谷が解消し代わって中部太平洋を南北にのびる谷が形成されるようになると、梅雨明けとなり夏を迎えることになる²⁵⁾。

ウ. チベット高気圧の動静と梅雨季の天候

上部対流圏以上ではっきりしているチベット高気圧は、梅雨季から夏季にかけての日本の天候と深い関係をもっている。

80°E 線に沿う半旬平均 500 mb 高度のイソプレット解析によると、中緯度系のじょう乱の通過に伴ってヒマラヤの南側では低気圧性循環が強まり、インドでは南西季節風の北上、チベット高原上では高気圧の発達が起こる。

相関図解析によると、梅雨季前半にチベット高気圧が発達すると、地上のオホーツク海高気圧が発達して梅雨型が顕著になる。1974 年の場合は、30°N，80°E 付近の低圧部が強まった 6 月初めと月末に、それぞれ日本各地での梅雨入りと前線活動の活発化がみられた。

これに対して、梅雨季后半にチベット高気圧が発達する場合には、高緯度ではベーリング海方面に尾根をもった 3 波数型循環が卓越し、モンゴール付近は低圧部となる。亜熱帯高気圧は太平洋上では弱く、西日本は中国大陸方面からの高気圧におおわれて高温干天となるが、北日本～東日本は東谷型のため低温多雨となる。

以上のように、各地の天候に及ぼす循環場の影響は、同じ梅雨季といっても前半と後半では違っている⁽²³⁾。

エ. 太平洋高気圧の動静と梅雨季の天候

亜熱帯に見られる高気圧のうち、大陸上の上部対流圏以上に姿をみせるチベット高気圧は、日本付近に梅雨型の天候をもたらす場合と、北冷西暑型の天候をもたらす場合との 2 つのケースがあることはさきに述べたとおりである。

では、太平洋上の主として対流圏内にみられる亜熱帯高気圧いわゆる小笠原高気圧はどうであろうか。

これが強い場合は、一般に沿海州方面にはオホーツク海高気圧を持続させるような強いブロッキング現象は起こらないことが多い。したがって、オホーツク海高気圧が現れても一時的で持続的な低温とはならない。

ただ、小笠原高気圧の北西縁に沿って流入する湿潤気流のため、特に梅雨末期には集中豪雨が起りやすい傾向がある⁽²³⁾。

オ. 短い時間スケールでみた 100 mb

循環場と梅雨季の天候

1971 年 7 月を例にとりて、梅雨明け直前の日々の 100 mb 天気図上にみられた特徴を示そう。すなわち、バイカル付近の谷の深まりと中国東北地区での高気圧の発達(7 月 2 日)、高気圧の東進と北日本での気温の上昇(6 日)、北日本の高気圧の衰弱と低温曇天の出現(8 日)、バイカル付近の谷の発達と北朝鮮での高気圧の発達および北日本の気温の上昇(13~17 日)のように、ほぼ 10 日のリズムで変化を繰り返した。

このころの 35°N に沿う半旬平均 100

mb 高度連続図(図 7 参照)によると、7 月 2 日前後と 12 日前後はチベット高気圧が強まった時期で、これらはそれぞれ前述の中国東北地区と北朝鮮での高気圧の発達に対応している。このときの北日本の気温上昇の状況は、同図の右側に見られるとおりであり、35°N でのチベット高気圧の衰退期である中旬後半には北日本は低温となった⁽²³⁾。

その他の年についてみても、北日本方面での 100 mb 高度の上昇に若干先行してチベット高気圧も発達する傾向があり、目先の予報にとっては有効である。

カ. 100 mb 面の極うずの動向と梅雨季の雨量

極うずの崩壊が早いということは、極付近の寒気が例年より早く消滅するということであり、中緯度方面の循環場にも何らかの影響を与えるものと思われる。

実際の資料についてみても、100 mb の極うず崩壊日の遅速と広島と呉を平均した 6~7 月の雨量とは関係があり⁽¹⁶⁾、また、100 mb 天気図上で特定等高度線で囲まれた極うずの面積と鹿児島

の梅雨期の総雨量には密接な関係のある⁽¹⁶⁾ことが認められている。

(6) 上層の高気圧と夏季の天候

ア. 夏の日本の天候を支配する代表的な要素。

夏の日本付近の天候を左右する高気圧は、亜熱帯方面ではチベット高気圧と太平洋高気圧、高緯度方面では 1980 年の 7~8 月、83 年の 6~7 月にみられたようなオホーツク海高気圧である。

地域的な影響度をみると、①西日本では、7 月から 8 月前半にかけてチベット高気圧の影響を大きく受け、8 月後半はこの高気圧の後退とともに太平洋高気圧の影響を受ける。②東日本では、チ

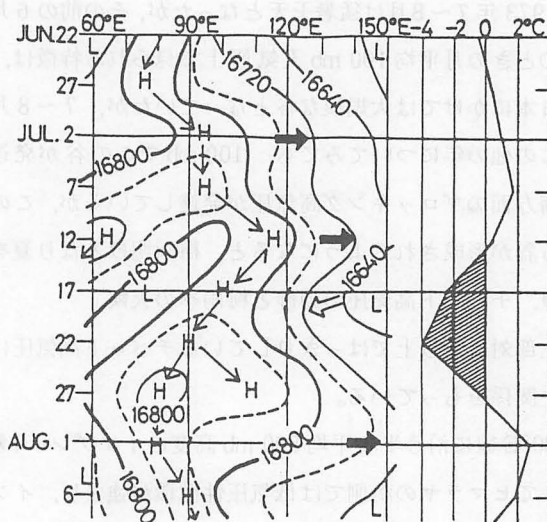


図 7. 35°N 線に沿う半旬平均 100 mb 高度連続図と北日本の半旬平均気温偏差(1971 年 6 月下旬~8 月上旬)

ベット高気圧の影響をうけることもあるがこれは7月だけで、8月にはこの影響は少なくなり、相対的に太平洋高気圧の影響が大きくなる。

また、オホーツク海高気圧が優勢な年には、気温だけでなく降水量にもその影響をうける。③北日本では、梅雨前線南下型の梅雨明けの場合にはチベット高気圧の間接的な支配をうける(例、1973年)が、一般には7～8月ともこの高気圧の影響は少なく、太平洋高気圧とオホーツク海高気圧の動向に左右される⁽²⁶⁾。

イ. 夏季の亜熱帯方面の高気圧の立体構造

亜熱帯高気圧は、主に海洋上での暖候期に顕著になり、北半球では北太平洋高気圧と北大西洋高気圧がこれに当たる。平均的には 30°N 帯に沿って存在しており、季節的に北上南下の変化を示し、また東西方向にも変動する。両高気圧とも地上から中部対流圏にかけてはその中心が西に傾いて重畳している。

300 mb 面と 100 mb 面では、チベット高原から中国南部にかけてと北米大陸上で高気圧が鉛直方向に発達している。

以上のように亜熱帯高気圧は成因形態の異なった高気圧が重なって存在している。特に夏季にその影響下にはいる日本の長期予報にとっては、上層と下層の相互関連を含めて、これらの高気圧の動向を予測することがきわめて重要となる。

亜熱帯高気圧の鉛直構造を模式的に示すと図8のようなになる。これは、8月の場合について 30°N 帯に沿って地上から 100 mb 面までの各等圧面上の高気圧の分布の一例を示したものである。

一般的には、小笠原高気圧を鉛直方向に重畳させるとすれば軸は西に傾いて中国大陸東部の 100 mb 面付近の高気圧性循環に連なっている。一方、チベット高気圧は 300 mb から 100 mb 面までの層内にのみ見られる⁽¹⁴⁾。

しかし、個々の年についてみると、必ずしもこのようにはなっていない。

100 mb 天気図上でしばしば中国南東

部に認められる高気圧が、いわゆるチベット高気圧の一部であるかどうかがよく問題となる。これには、チベット高原付近からインド半島にかけての降雨状況、風の場合などを考慮に入れて解析して見る必要がある⁽³⁴⁾。

ウ. 亜熱帯方面の高気圧の季節変化

本節では夏季の高気圧についてみるわけであるが、予報的にみるとその季節変化をつかんでおくことがたいせつな

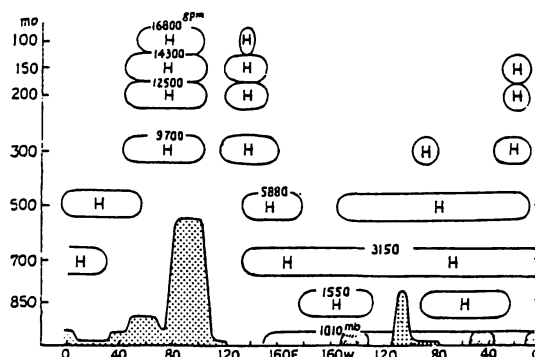


図8. 8月における 30°N に沿う各等圧面の高度分布の例(1959年)

ので、累年の月平均図からみた状況を簡単にまとめておこう⁽¹¹⁾。

まず、太平洋高気圧はチベット高気圧に比べて背が低く、対流圏中層の 500 mb 面付近に現われる。年間を通じて 500 mb では低緯度は大体高压帯となっており、この高压帯に 3～4 個の細胞がある。冬季の細胞は 4 個で、夏季はアフリカから北アメリカに達する高压帯と、西太平洋の高気圧細胞がみられる。チベット付近と中部太平洋は鞍部または谷となっている。

これに対して、夏季対流圏上層の 100 mb 面に認められるチベット高気圧は、冬季には西太平洋と大西洋の低緯度に中心を持つ 2 つの带状高気圧として表現される。100 mb の高気圧細胞の季節変化で注目すべき点は、4 月から 5 月にかけて西太平洋上の高気圧は急速に西進してインド付近に達することである。これは 25 mb 付近の極高気圧が 5 月に形成されることと期を一にしており、北半球では 5 月に夏の循環が始まると考えられ、予報上からも注目しておくべきだろう。

5 月にインドまで西進した高気圧細胞は夏のモンスーンに関係してその後北上し、7～8 月に最も強い高気圧となり、9～10 月には衰弱して南下する。

エ. 100 mb 循環と夏の天候型

北半球 100 mb 月平均天気図の合成図解析によると、暑・冷夏についての相違点は次のとおりである。

すなわち、暑夏年〔図 9 (a), 1960, '61, '67 年 8 月の合成図〕には、チベット高気圧が強く(16,800 gpm の領域が広い)、中国大陸東部から日本付近が正偏差となっており、極うずの長軸が極付近か

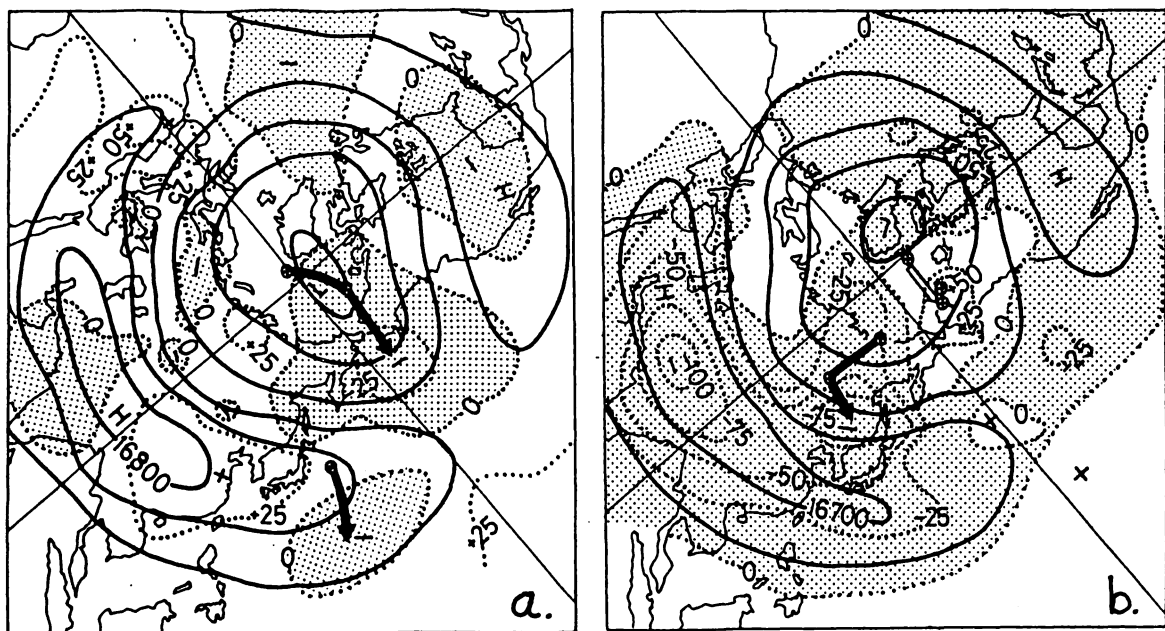


図 9. 暑夏年(a), 冷夏年(b)における 100 mb 天気図の合成図 (8 月について)

ら太平洋北部に向かって伸び、ベーリング海には負偏差域の中心がある。また、タイミル半島付近は正偏差域となっている。

冷夏年〔図9(b) 1956, '57, '58, '63, '65, '68 及び '71 年 8月の合成図〕の場合は、チベット高気圧が弱く(16,800gpmの

領域がみられない)、中国大陸から日本付近にかけては負偏差となっている。極うずはシベリア方面に広がっている。アラスカ方面は逆に正偏差域となっている⁽²⁷⁾。

西日本の暑夏年には例外なくチベット高気圧が強いが、このチベット高気圧が強いタイプにも'61年型と'64年型の2つの型がある(図10参照)。

'61年型('59, '60, '61年など)は、チベット高気圧は中国大陸から沿海州～オホーツク海にかけて広く北東に張出し、高緯度は3波数型で、90°Eと170°W付近が谷となっている。

'64年型('64, '66, '67, '73年など)は、チベット高気圧が東方に張り出し、高緯度は2波数型でカムチャッカ付近が谷となっている。

'61年型は全国的暑夏、'64年型は北冷西暑の年が多い。

このように、夏季には100 mb付近の高気圧に着目することによって天候特性を把握できるという利点がある⁽²⁷⁾。

さらに、平年の140°Eに沿う亜熱帯高気圧

の軸の南北変動を示した図11によると、500 mbでは6月ごろに北上を始め8月に最も北上するのに対して、100 mbでは5月ごろから北上を始めて7月には30～40°Nに達して最北上する。

したがって、対流圏に先んじて成層圏の中緯度の軸の変動や北上時期を知ることができるという利点があり、実際の予報にとっては個々の年についてさらに究明してみる価値があらう⁽¹²⁾。

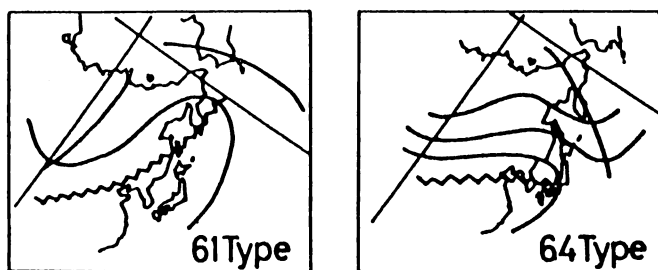


図10. チベット高気圧の強い年の2つのタイプ

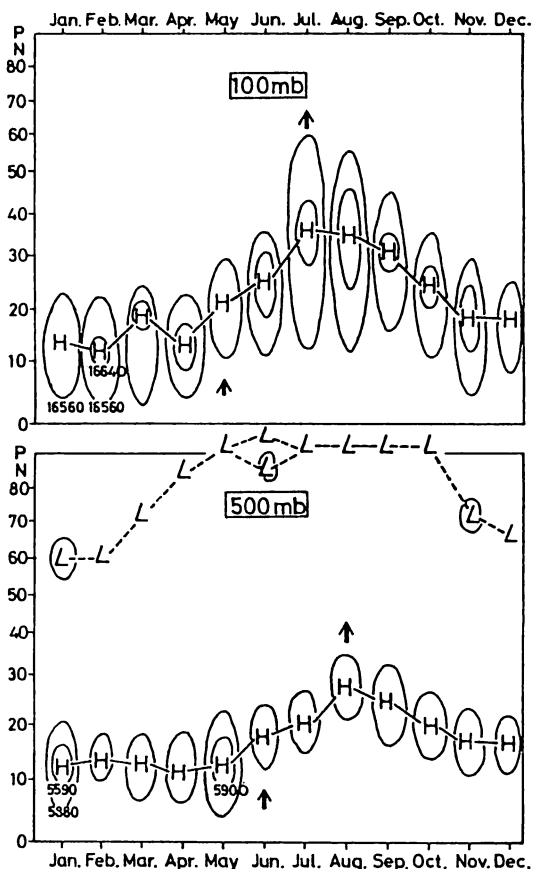


図11. 平年の140°E線に沿う100 mbと500 mbの亜熱帯高気圧の軸の南北方向の季節変化

オ。チベット高気圧の動向と短期的に
みた天候の変化

100 mb 天気図上にみられるチベット
高気圧の動向は、西日本だけでなく北日
本の天候に対してもひとつの目安となる。
すなわち、出梅時にはこの高気圧が北東
に勢力を広げると全国的に梅雨明けとな
り、盛夏期後半になって高気圧が衰退す
ると寒気が南下してくる。

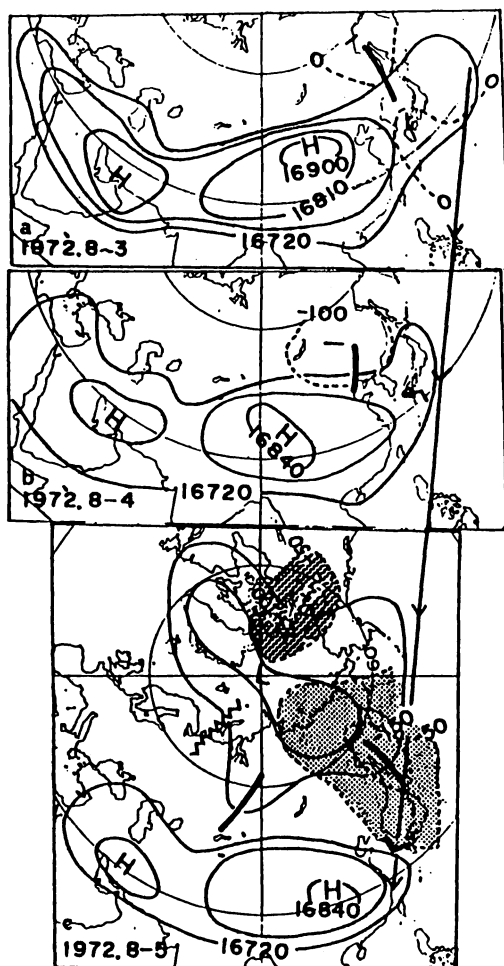


図 13. 100 mb 天気図上でみた北暑型から全
国低温型への移行の例(1972 年 8 月第 3
半旬～第 5 半旬平均 100 mb 天気図)

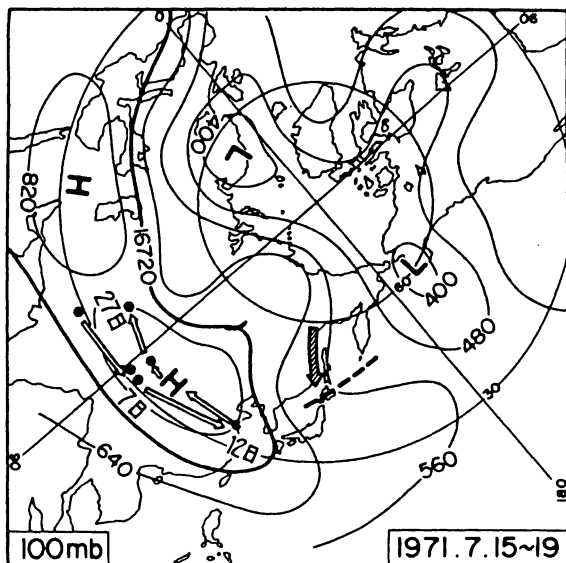


図 12. 半旬平均 100 mb 天気図上の高気圧の動
きと日本付近の天候

図 12 は北冷西暑型の夏であった 1971 年 7
月後半の 100 mb 天気図である。7 月初めに
チベット上空にあった高気圧は東進し、中旬
前半(図では 12 日と示されている)には中国
大陸東岸に達した。このころは、沿海州方面
でも 100 mb 高度は上昇し、北日本でも真夏
日となった。

一方、この図の時期には高気圧の中心は中
国奥地に後退し、北日本には寒気が南下して
20 日の札幌の最低気温は 12℃まで下降した。

平年より非常に早く出梅となった 1973, '78
年などは、いずれも 7 月初めに 100 mb 面の
高気圧が西日本まで張りだしていたことが注
目される⁽¹⁹⁾。

チベット高気圧の盛衰が全国的な天候分布
に及ぼしたもうひとつの例を示そう。

1972 年 8 月の第 3～4 半旬ごろ(図 13,
上, 中図)は、日本では北暑西冷型の気温分

布であった。100 mb 天気図でみると、高気圧は北偏して北東ないし東へ張り出し、その勢力が強い時期であった。

ところが、8 月下旬には同図の下図にみられるように、高気圧の中心の高度は 16,840m とあまり弱まっていないが、たとえば 16,720m で囲まれた領域をみると急速に縮小しており、気温は全国的に低温となった。この時点での 100 mb 高度パターンの特徴は、2 波数型によるオホーツク海から日本付近にかけての谷の発達である^{a7)}。

以上の 2 つの例にみられるように、特に夏には日本付近の天候型の変化の特徴は対流圏内の気圧分布以上に、100 mb 高度場に現れる傾向がある。1 か月予報などにとっては有効な情報を与えてくれることが多い。

カ. 100 mb 循環と夏の降水量

西日本では夏の水需要や農作物の干害に関連して降水量の予報が重要である。このため、500 mb 高度との関係も種々調査されている^{a3)}。長期間に及ぶ西日本の干天との対応では、500 mb 高度との関係はかなり複雑なのに対し、100 mb 面では日本上に独立した高気圧セルがあるか、または大陸方面から張り出した高気圧領域内にある場合であって、関係が比較的是っきりしている。

またこのことは、西日本の干ばつ年と非干ばつ年を対比して、100 mb, 300 mb, 500 mb, 700 mb 各面の高度との関係を調べ、干ばつの要因を下部成層圏にも達するような背の高い上層高気圧に求めた結果にも表われている。

(7) 立体的にみた残暑・早冷のパターン

稲作等にとっては、盛夏期の天候が最も重要であるが、8 月下旬から 9 月にかけての天候も登熟期にあるだけに残暑か早冷かは大きな問題となる。このため、残暑と早冷をもたらすパターンの相違、それらの予想法が種々の観点から調査されているが、ここでは 500 mb 面と 100 mb 面の双方の高度場の相違を検討した結果を示すことにしよう。

図 14 は、それぞれ東京の 9 月気温と、500 mb (左図) および 100 mb (右図) 高度の同時相関図である。5 % 有意水準での相関係数 0.4 以上の領域に影を施してある。

これらの図から、9 月に東京で一那覇を除いてほぼ全図的に同じ傾向一高温になるためには、500 mb では、日本付近と欧州での高度上昇、インド中部とイラク付近の高度下降が特徴的である。

これに対し、100 mb では朝鮮半島、インド北西部および欧州を中心として、東西に広がる地域での高度上昇が目立っている。

このうち、500 mb と 100 mb 面の双方に現れている日本～インド付近の高相関域の分布から、“9 月にインド中部の降水量が多(少な)い→100 mb の亜熱帯東西循環が強(弱)まる→朝鮮付近の 100 mb 高度上昇(下降)、日本付近の 500 mb 高度上昇(下降)→偏西風は南下しにくい(しやすい)→残暑(早冷)傾向”といった過程が考えられている⁽²⁹⁾。

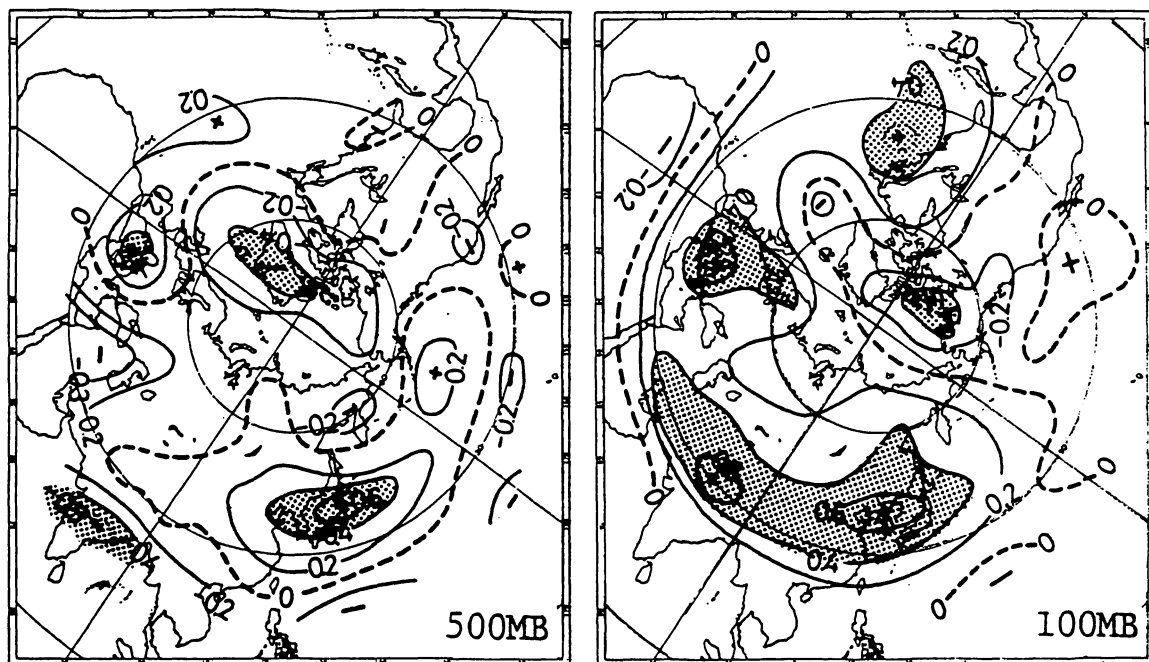


図14 9月の東京の気温と、500 mb（左図）および100 mb（右図）高度の同時相関図

4. 各季節の異常天候の際の対流圏・成層圏のパターン

(1) 冬季の顕著な北暖西冷型の例（1963年1月）

“三八豪雪”として知られているケースである。

前年の11月から12月中旬は高温傾向であったが500 mbでは12月末から63年2月中旬まで顕著な低指数型循環が続き、北陸地方を中心とした日本海側では豪雪に見舞われ、中部日本以西では大寒冬となった。30 mbでは2月は低指数型循環となったが、1月は著しい高指数型であった^{(3),(15)}（図4参照）。

このときの月平均500 mb天気図を見ると、3.(4)エで述べたような過程⁽⁹⁾を経てアラスカ方面に発生したブロッキング現象が活発化しており、これに伴う顕著な高度正偏差域が、シベリア中部の尾根に伴う高度正偏差域と連なって、極東域から太平洋域にかけては著しい低指数型の循環となった（図15左図参照）。

これに対して30 mb面では、例年なら下層の低気圧に対応してアリューシャン方面にあるべき高気圧が西へ移動して日本から大陸に伸びて、平年の状態とは極めて異なったパターンになっている（図15右図参照）。この日本付近の成層圏の高気圧の下層にあたる対流圏では、連日著しい寒気のはん乱が起こっていたのである。

このようにみると、成層圏のアリューシャン方面の高気圧の動向が寒波や大雪の予報の有力な指標になるようにも思われるが、逆に日本付近に強い寒波が南下してきた場合の気圧や気温の鉛直分

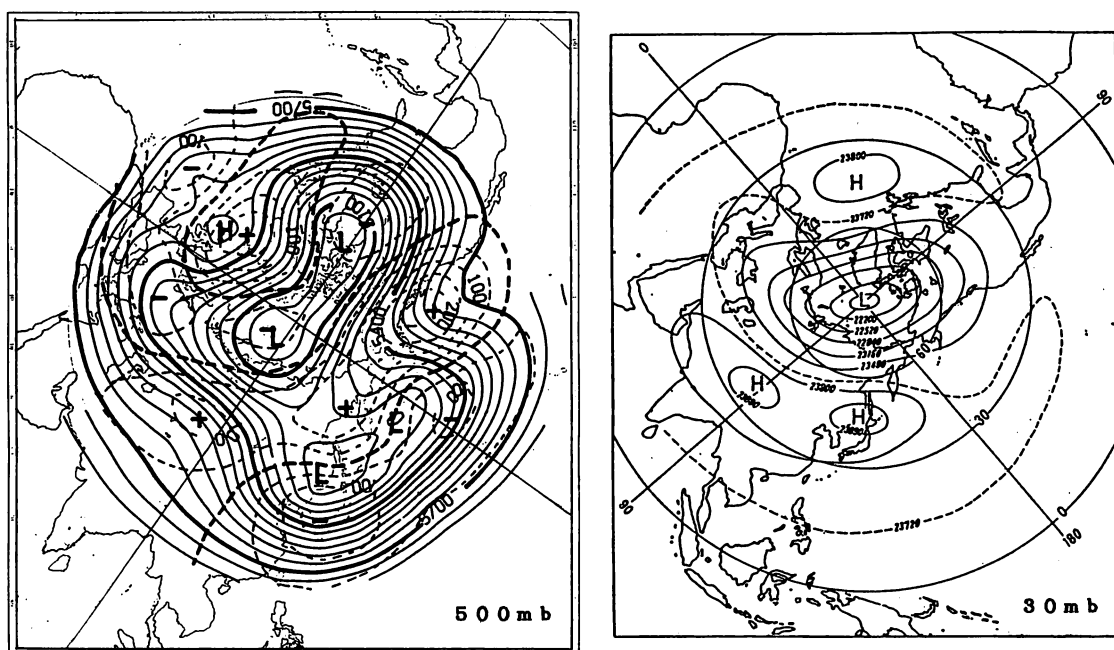


図 15. 北暖西冷型の場合の500mb (左図)と 30mb (右図)天気図 (1963 年 1 月)

布を調べると、成層圏では高圧・高温になることが多いので、対流圏・成層圏双方のパターンの変動からみていくことが必要であろう。

なお、3.(2)に例示されている 1980 年 1 月 31 日～2 月 4 日の場合⁽¹⁸⁾ [図 2(c)参照]も、ここで示した 1963 年 1 月のケースと同様に、30 mb では日本の北方に高気圧が東西に伸びて居すわり、日本付近の気温分布は北並西冷の傾向で、西日本や南西諸島方面には強い寒気が南下していた。

(2) 全国的寒冬の例 (1984 年 2 月)

1983 年 10～12 月は、各月とも平年に比べて前半高温、後半低温という特徴的な気温経過を示した。'84 年 1 月は月の前半も低めとなったがまだ並～やや低い程度で経過し、後半は強い寒波に見舞われ、それまでの各月の天候経過とやや似ていた。

しかし、2～4 月は各月とも月を通して強い低温となり、近年にない寒冬・冷春年となった。

このような寒冬になった前兆現象のひとつとしては、'83 年 10 月ごろの極うずの著しい発達が挙げられる。70°N 帯と 80°N 帯の月平均 500 mb 高度偏差合計値で表わした極うず指数は -97 m で、10 月としては 1946 年以降では '71 年の -133 m に次ぐ第 2 位の大きな値であった。ソ連船約 50 隻が北極海で海水に閉じこめられたという報道があったのはこの時期である。

秋に北極方面に形成された寒気が、1 月以降日本付近に影響したものと考えられる。

以下には、月全体として低温で経過した '84 年 2 月の場合について、各層の気圧配置の状況を見てみよう。

まず、図16左図の500 mb をみると、特徴的なことは、高緯度では波数2が卓越しており、日本付近とグリーンランド方面に寒気が流出している点である。その中で、シベリア東部に弱い高度正偏差域が見られるが、これは、上旬後半～中旬前半および月末にこの方面に出現したブロッキング高気圧に伴うものである。この影響をうけて、月平均気温差は、北日本平均 -1.2°C 、中部日本 -2.6°C 、西部日本 -2.4°C と多少西冷の傾向がみられた。

波数2の波の卓越状況は、100 mb（図省略）や30 mb（図16右図）にも明瞭に認められる。

30 mb 面で見られるアリューシャン方面の高気圧は、例年より優勢で、その位置もやや東に寄っている。これは、対流圏ではアラスカ南方にも強い寒気が南下し、この方面で低気圧活動が活発であったことと関連しているかも知れない。

大局的にみると、この例の場合は、(1)の例の場合とは異なり、対流圏から成層圏まで波数2の波が卓越し、日本付近にはこの谷場が重畳した形となって強い寒気が持続的に入りこんだことになる。

(1)の例が波数3の型に伴う寒気の南下であり、この(2)の例は波数2の型による寒冬の典型的なものといえる。

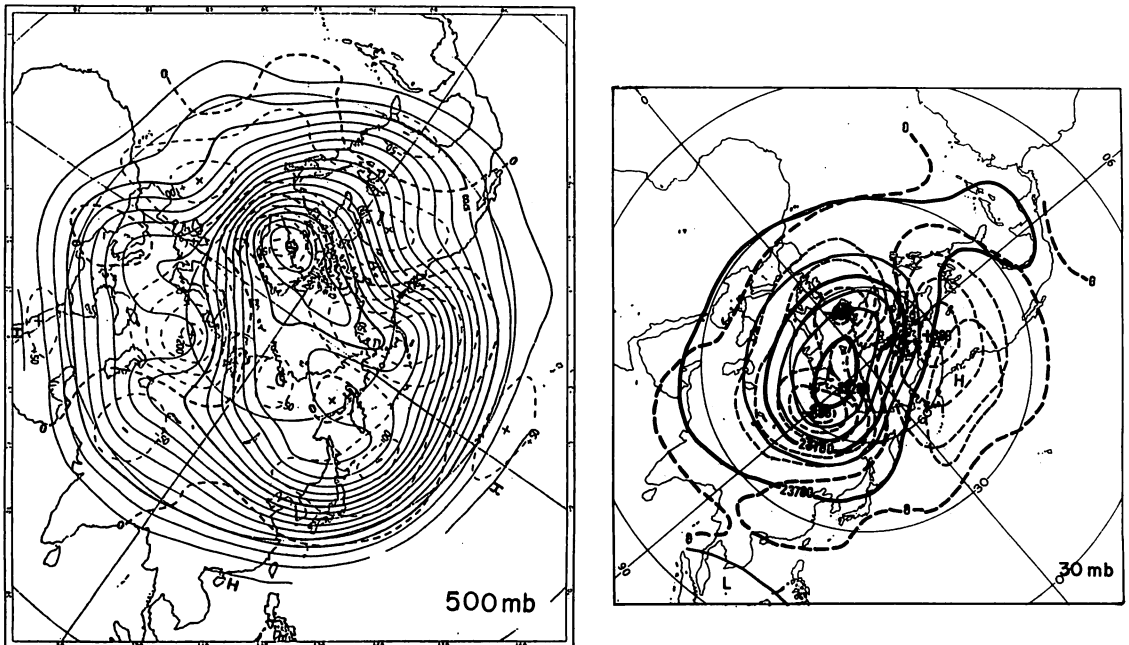


図 16. 寒冬の場合の 500 mb (左図), 30 mb (右図) 天気図 (1984 年 2 月)

極東域の対流圏の東西指数の状況は、(1)の場合は中部日本以西で低温豪雪の続いた1～2月が低指数であったが、この(2)の例の際には'83年12月～'84年1月が低指数の状態がいちばん強く、2月にはこの状態が一時弱まった。

なお、成層圏の30 mb 天気図のパターンでみると、(1)の例(図15右図)では日本から広くアジア大陸にかけての中緯度が温暖な高気圧におおわれているのに対し、(2)の例(図16右図)ではこの高気圧はアラスカ南方を広くおおっていたのが対照的である。同じく寒波の襲来時のパターンといっても、さまざまな鉛直構造が指摘できる。このような構造の違いが、低温度や低温の持続性とどのような関係にあるのかなどについても、さらに事例解析を重ねて調べていくことが必要であろう。

(3) 暖冬の例(1964年1月)

戦後は、1949年以来、特に東北地方以西では5年ごとに暖冬が出現した。1963年から64年にかけての冬もこれに該当しており、63年11月から64年1月までは異常高温が持続した。その前冬は、(1)で取り上げた例の“三八豪雪”年であり、大寒冬に続く大暖冬となったわけである。

この64年1月は全国的な高温で、大阪・福岡・鹿児島等ではそれまでの第2位の高温となり、日本海側の最深積雪は福井11 cm、金沢6 cmと異常な少雪であった。逆に太平洋岸や西日本では、東京145 mm、宮崎202 mm(いずれも月降水量、それまでの多雨第1位)などのように異常な多雨であった。

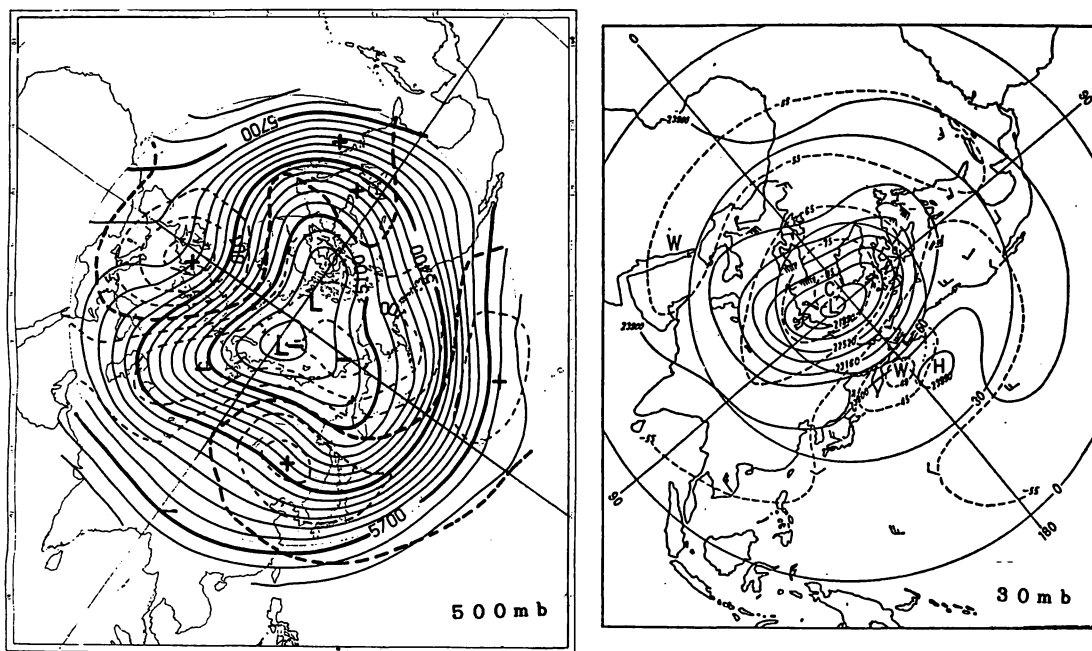


図17. 暖冬の場合の500mb(左図), 30mb(右図)天気図(1964年1月)

ここでは、この64年1月を例として取り上げ、そのときの対流圏と成層圏の循環場をみていくことにする⁽¹⁾。

平年の場合、冬の500 mb高度場の特徴は、日本付近と北米大陸東岸が深い気圧の谷となっていることである。

ところが、1964年1月の500 mb高度場(図17左図)は、ヨーロッパ方面では谷や尾根の位置は平年の場合と大差はないが、谷も尾根もかなり発達している。また、日本付近と北米東岸には高度正偏差域があり、これらの場所の準定常的な谷がきわめて弱く、平年に比べ東西流が卓越していたことがわかる。

一方、月平均の30 mb天気図(図17右図)を見ると、極夜うずは幾分タイミール半島寄りではあるが、ほとんど極付近に位置しており、ここからシベリア中部とカナダ東部にのびる谷を伴った波数2の形となっている。この成層圏のパターンと500 mb高度場と比較してみると、500 mbのヨーロッパロシアと北米東部の谷は30 mbの谷とほぼ合致しているが、太平洋北西部は500 mbで谷に対して30 mbでは高圧場となっている。

なお、このときの30 mbパターンは、図2中の(b)で示した寒気が入りはじめたころのパターンに似ているが、強いて挙げると、中緯度の高圧部が優勢であった点が注目される。しかし、実際の場合には、両者の成層圏パターンを重視して対応していかざるを得ないだろう。

(4) 寒春の例(1965年3月～4月)

1965年は1月から天候の変動が大きかったが、3月に入るとともに大陸の高気圧が発達し、一方本州付近から北海道東方にかけて低気圧が発達して、しばしば寒気は異常に南下した。この傾向は4月末まで続き、1926年以来の寒春となった。

すなわち、3月には北日本各地で大雪や低温の記録が続出し、4月に入っても北日本各地で暴風雪となり、月末には関東地方で晩霜、上信越地方では遅雪の新記録となった。

それまでは、日本では毎年暖春で経過してきたが、この年の春の天候は様相が一変したことになる。

以下に、'65年3月～4月の循環場の特徴をみてみよう⁽³⁰⁾。3月は、対

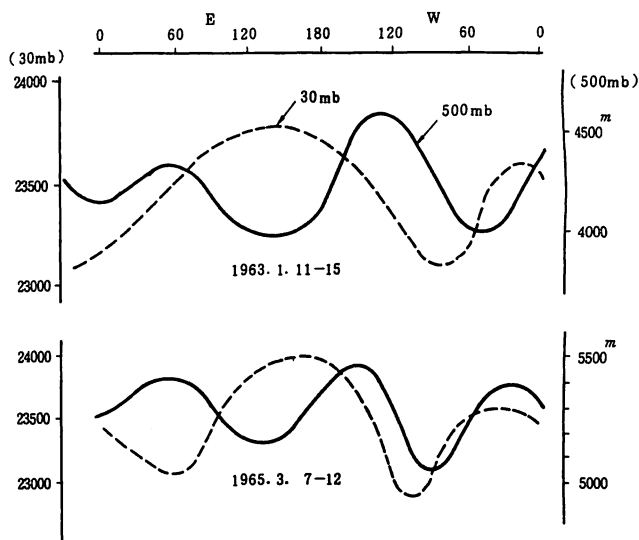


図18. 1963年1月と1965年3月中における60°Nの
半旬平均500 mbと30 mbの高度プロフィール

流圏、成層圏ともに(1)に例示した'63年1月の循環場とかなり類似しており、北半球の気圧分布は真冬のような型になっていた。たとえば、例としてその期間中のひとつの半月の60°Nにおける500 mbと30 mbの等圧面高度プロフィールを示すと図18のようになっている。すなわち、極東域の高緯度では、対流圏で著しい気圧の谷、成層圏では優勢な尾根となっており、この'65年3月の異常天候は、'63年1月と同じように、アリューシャン周辺における低気圧発達場の西偏という北半球的な特異な循環で起こったわけである。

もうひとつの特徴は、'65年3月中旬から下旬にかけて、アメリカ中部で成層圏の突然昇温が起こったことである。この昇温の規模は'63年の場合より小さいが、両年の循環の類似と日本の異常天候の発生という共通点が挙げられる。

成層圏における循環場の変動と東西指数の対応は、次のとおりであった。すなわち、成層圏における極夜うずの伸張とともに東西指数が下降しはじめ、北半球・極東域ともに著しい低指数の状態が3月中持続した。この間、3月中旬には極夜うずが分裂し、下旬にはその逆行現象が見られた。また4月には、極夜うずがカナダ北方の北極海から西進し、約1か月半で高緯度を一周している。

3月と4月の対流圏における循環は、北米西岸のブロッキング高気圧の発達とシベリア大陸の尾根の発達という共通点をもっているが、高緯度の卓越波数は3月は3、4月は2波数(図19参照)であった点が異なっている。また成層圏では、高緯度のアリューシャン高気圧の西への伸張と日本付近の中緯度の低圧部という循環になっていた。

さらに日本付近では、対流圏から成層圏まで低圧部となっていた点が注目される。

(5) ブロッキング型の冷春の例(1971年4～5月)

1971年4月下旬から5月上旬にかけて、東日本では異常な凍・霜・冷害、北海道では降雪に見舞われ、農作物その他に大きな被害をうけた。ただこの時の著しい低温は約2～3半月と比較的短かった。

この当時の半月平均500 mb天気図上(図20参照)での特徴は次のとおりであった⁽³¹⁾。

まず、第21半月(4月11～15日)ごろに大西洋東部で尾根が著しく発達し、翌22半月には極うずが完全に極東側の

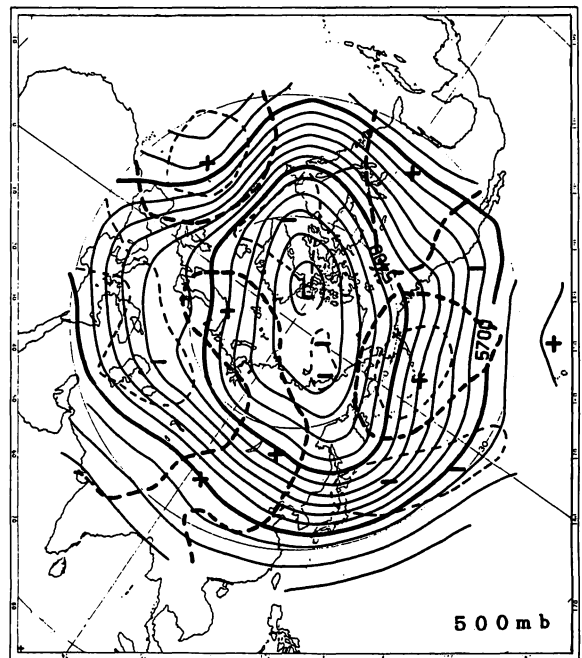


図19. 波数2の卓越による寒春年の500 mb天気図(1965年4月)

高緯度に偏位した。その後 23 半旬（4 月 21～25 日）にはバイカル西方とベーリング海に尾根が発達し、これらに伴う高度正偏差が北上して 25～26 半旬（5 月上旬）にオホーツク海北方で合体し、この付近に顕著なブロッキング高気圧が出現した。

一方、30 mb の半旬平均天気図上では、4 月中旬ごろ大西洋の北部にあった尾根はその後順調に西進を続け、月末（24 半旬ごろ）にはカムチャツカ半島付近に達し、太平洋上のアリューシャン高気圧と合体して極付近まで北上した。この時点の 30 mb の高気圧は 500 mb のそれとほぼ同位相であった。

このときの経過を毎日の 30 mb 天気図上の高・低気圧の動きでみたのが図 21 で、ともに非常にきれいに西進している。

低気圧の方は、4 月 24 日にラブラドル半島にあったものが、30 日にはカナダ西岸に達し、5 月 2～4 日はカムチャツカ半島からサハリン付近に進んでいる。このときの低気圧の動きは 500 mb と位相が一致しており、日本付近には強い寒気が入った。

平年の場合、成層圏の極夜うずはシベリア中部に位置して次第に衰弱するのがこのころの状態である。しかし、この年は 4 月下旬から高・低気圧が西進するという特異な現象がみられた。予報上の一つの手掛かりであるようにも思われる。

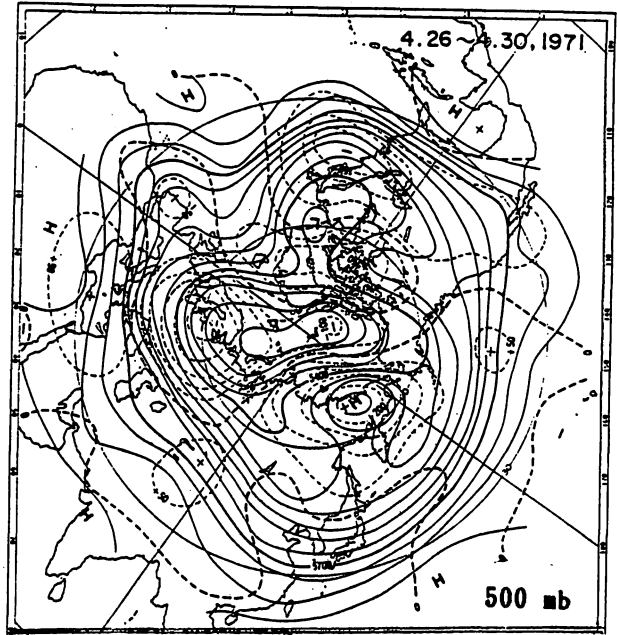


図 20. 半旬平均 500 mb 天気図（1971 年第 24 半旬〔4 月 26 日～30 日〕）

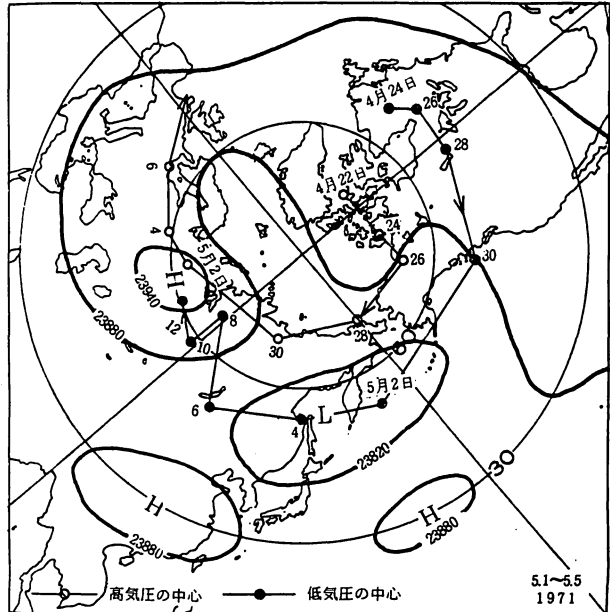


図 21. 成層圏（30 mb）半旬平均天気図と毎日の高・低気圧の移動

5月上旬後半は、日本付近で500 mbの谷が深まり、西高東低の冬型となって低温状態が続いた。

(6) 暖春の例（1983年4月）

1982年10月～'83年1月ごろは、今世紀最大規模のエル・ニーニョ現象出現の影響も関連して高温が続き、特に11月は全国的に異常高温であった。ところが、冬期間太平洋北東部に居すわっていた低圧部が西進して太平洋北西部までを覆う形となり、2～3月は東谷型となって日本付近にも時々寒気がはいるようになった。

その後、4月から5月はじめにかけては再び全国的に異常高温となった。以下には、この時期の対流圏と成層圏のパターンの特徴をみてみよう⁽³³⁾。

まず、500 mbの3月の循環場の特徴は、北太平洋北部一帯での低圧部の発達とシベリア大陸の高圧部で、日本付近では典型的な東谷型となっていたことである。4月には、ベーリング海には低圧部が残っていたが、日本からその東海上にかけては明瞭な高圧部に覆われ、バイカル付近を中心とした大規模な低圧部が出現した（図22左図参照）。このうち、前二者はエル・ニーニョ現象に伴って想起される現象であり、後者は'82年9月以来7か月ぶりに出現した状態である。

この推移を半月平均500 mb天気図でみると、3月半ばまで東谷型であったものが、第4半月（3月17～21日）にはタイミール付近に弱い低圧部が、次の第5半月にはシベリア中部にはっきりした低圧部としてみられるようになり、パターンがしだいに変わってきた。

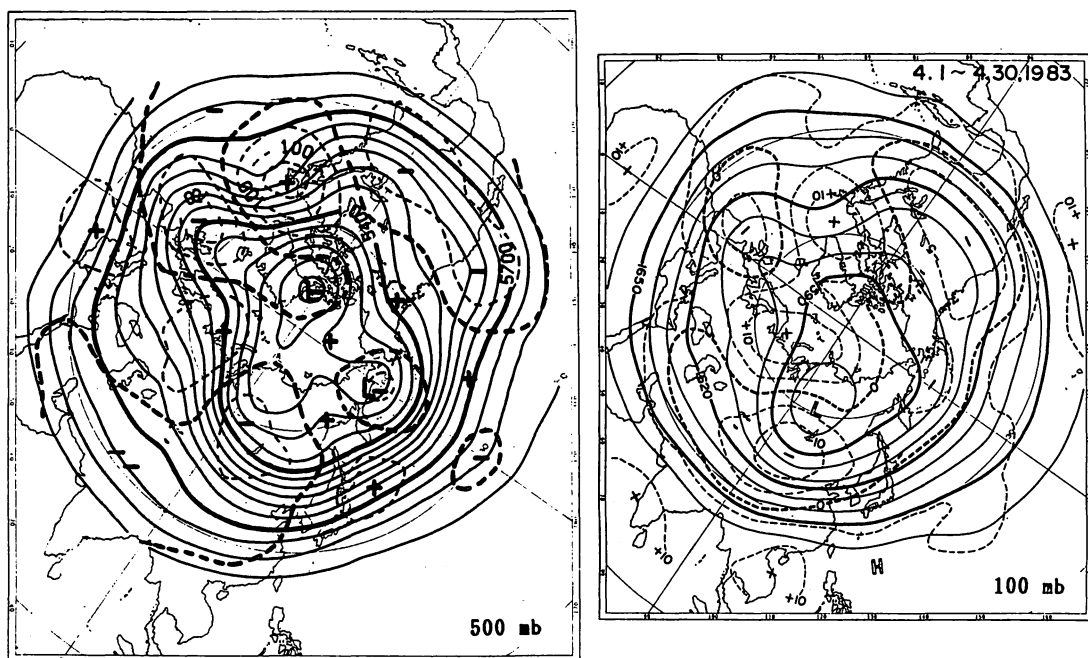


図 22. 暖春の場合の 500mb (左図), 100mb (右図) 天気図 (1983 年 4 月)

一方、3月下旬になって日々の100 mb や 30 mb 天気図でもシベリア中部に低圧部が認められるようになり、背の高い寒冷低圧部である点から、この低圧域の持続、ひいては極東域における循環場の大きな変換が予想された。

4月第1半旬（4月1～5日）には、対流圏・成層圏ともに、日本付近での西谷型の循環場がはっきりしてきた。

4月の月平均の100 mb 天気図（図22右図参照）によると、極うずはシベリア中部に位置しており、モンゴル方面には-100 m 以下の顕著な負偏差域がみられる。

このように、成層圏にまで及ぶような西谷型の循環場が続き、4月は異常高温になったものとみられる。

(7) 梅雨季の低温の例（1971年梅雨季）

1971年は500 mb では南北流型循環が卓越し、500 mb でも6月から9月まで北極地方では高度正偏差、40°N以南では負偏差を示し、夏季を通じて対流圏から成層圏まで大規模な南北交換が起きていた。しかし、この年は変動型であったためか、各層の高度偏差分布は全期間を通じて必ずしも位相が一致していたわけではない。

ただ、6～7月中で日本付近に寒気が最も強く侵入した第34（6月15～19日）～35半旬と第40半旬（7月15～19日）～41半旬ごろは、比較的似た状態となっていた。これを60°Nと40°Nの500 mb と 100 mb の高度場の模様でみてみよう⁽²⁴⁾（図23参照）。

まず、高緯度（60°N）の100 mb では60°～80°E 付近の尾根とベーリング海方面の谷が目立っている。500 mb でもこれとは

とんど同位相になっていて、対流圏・成層圏とも日本付近の北方の高緯度には北分が卓越していたことがわかる。

一方、中緯度（40°N）では、60°Nの場合よりも短波長の波が入り交っているが、この両時期とも、対流圏・成層圏の双方で日本付近は東谷傾向の谷場となっていたのが特徴的である。

この例でみられるように、梅雨季のような暖候期においても、日本付近が背の高い寒

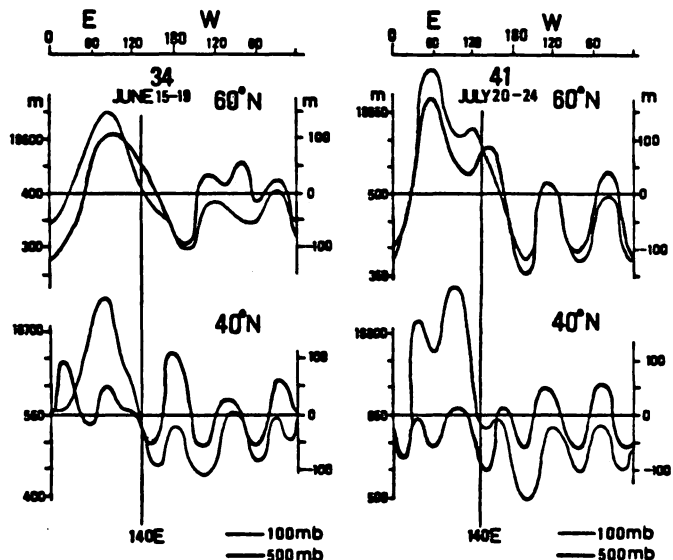


図23. 1971年第34半旬および第41半旬における60°Nと40°Nに沿う100 mb 高度および500 mb 高度偏差のプロフィール

気場に入った場合には、著しい低温をもたらすことがあり、予報上は留意しておくべき点であろう。

(8) 冷夏の例（1980年8月）

この年は、6月の全国的な高温のあと、7月は沖縄方面がやや高温の他は北日本中心の低温となった。8月は低温度はさらに強まり、月平均気温は北日本 -2.8°C 、中部日本 -2.0°C 、西日本 -1.7°C 、沖縄 $+1.0^{\circ}\text{C}$ となって、中部日本以北では1902（明治35）年、'05（明治38）年それに'13（大正2）年に匹敵するほどの大冷夏となった。

特徴的なことは、低温度合いが強かったことの他に、西日本にまで及ぶ低温域、北九州・中国・北陸・東北中部の多雨寡照、沖縄方面の高温（那覇 28.8°C これまでの1位、石垣島 29.7°C 、2位）などが挙げられる。

8月の気圧配置の特徴は、ひと口でいえばオホーツク海高気圧が極端に強かったことである。たとえば、オホーツク海高気圧の出現日数は21日で1位とタイ記録（1902年と同記録）、 50°N ・ 150°E の月平均地上気圧の平年差は $+6.4\text{ mb}$ （標準偏差の3倍）となった。

このようにオホーツク海高気圧を発達させた上層の状態を見てみよう。

まず、図24左図の500 mb天気図によると、高緯度ではウラル方面とベーリング海からカムチャツカ半島南方にかけての谷と、シベリア中部一帯の大規模な尾根が目立っており、中緯度では東シナ海方面の谷が特徴的である。

梅雨季に現れるこのようなパターンが盛夏季に出現したことも珍しいが、その程度は極東域の 70°N ～ 60°N の500 mb高度平年差がこれまでの高圧1位、同じく極東域の東西指数は小さい方から1位であったことからみても、いかに低指数の状態が強かったかがわかる。

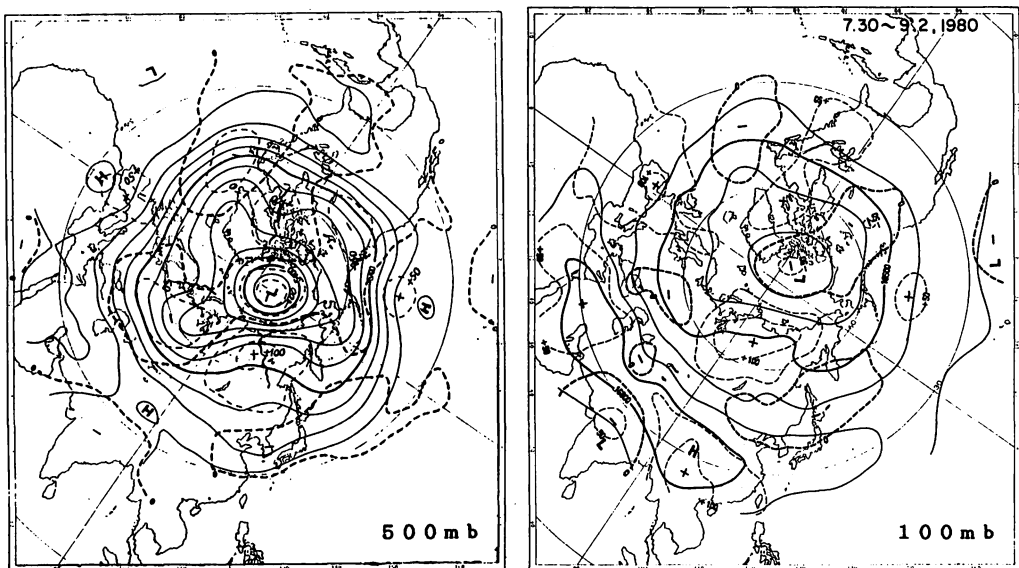


図24. 冷夏の場合の500mb（左図），100mb（右図）天気図（1980年4月）

一方、この月の 100 mb 天気図（図 24 右図参照）によると、高緯度のシベリア中部の高度正偏差域はウラル方面まで広がっていて、対流圏の場合よりさらに規模が大きくなっていた。中緯度の大陸上の高気圧はビルマ方面で強く、その圏内に入った沖縄方面は異常な高温となったが、チベット高気圧はあまり強くなかった。

(9) 北暑型から全国低温型への移行の例（1972 年 8 月）

この例については、さきに 3-(6)-オ、及び図 13 に例示してあるが、ここに再録する。すなわち、100 mb でみると、北暑型の 1972 年 8 月中旬ごろは高気圧が中国大陸方面から大きく日本付近に張り出ししていた。ところが、波数 2 の谷が日本付近で発達し、寒冷前線が南下して全国的に低温となった 8 月下旬には 16,720 m で囲まれたチベット高気圧の領域は急速に後退した⁽⁹⁾。また、福岡上空 100 mb の風向は北暑時の偏東風から偏西風に急変したのも特徴的な現象であった。

(10) 暑夏の例（1984 年 8 月）

1984 年は大寒冬・冷春で経過し、春は三陸沖の親潮が異常に強くしかも近年になく南下して話題となった。冷春のころの気圧配置の特徴としては、オホーツク海高気圧の発達が挙げられるが、月平均の 500 mb 高度偏差域の動向からみると、この高気圧に対応する正偏差域は 6 月から 7 月にかけてしだいに千島方面から三陸はるか沖へと移動した。このため特に北日本方面には平年の状態に比べて南分が入りやすくなり、6～7 月は北日本中心の高温となった。ただ、細かい時間スケールでみると、6 月末～7 月はじめには北日本ではかなりの低温悪天期があった。

なお、6 月ごろからはチベット高気圧が強まる兆をみせてきた。

すなわち、500 mb 天気図でみると（図 25 左図）、7 月まで北日本中心に高温をもたらした高压部はアリューシャン方面へ遠のき、日本付近にはこの時期としては優勢な尾根が居すわった。一方、この尾根のすぐ東側 160°E 付近は強い谷となり、また中国大陸方両も谷となった。中緯度帯でみると、これらの谷は波数 5 の谷に対応していた。

その他の対流圏の特徴としては、極うずは西半球に偏位して発達したこと（1946 年以降では第 4 位）、および“ひまわり”による黒体放射温度分布でみると、アジアモンスーンに伴う対流活動はインド～インドシナ半島、南シナ海、フィリピン東方の 3 地域で強かったことが挙げられる。

100mb 天気図でみると（図 25 右図）、対流圏内での対流活動が活発だったことと関連して、チベット方面の高気圧が優勢であったことが特徴的である。日本付近では、本州南東方海上は負偏差域となっており、チベット高気圧の東方への張出ししないしは対流圏内での東シナ海方面の対流活動に関連して中国大陸東端に正偏差域の中心がみられた。

500 mb、100 mb でのパターンからは、日本では沈降性の好天だったと考えられるが、事実 8 月の天候は、第 2 表に見られるように典型的な高温干天であった。

なお、チベット高気圧が北東に張り出し、日本付近が対流圏・成層圏ともに高気圧におおわれて暑夏干天となった年としては、1973 年が挙げられる。

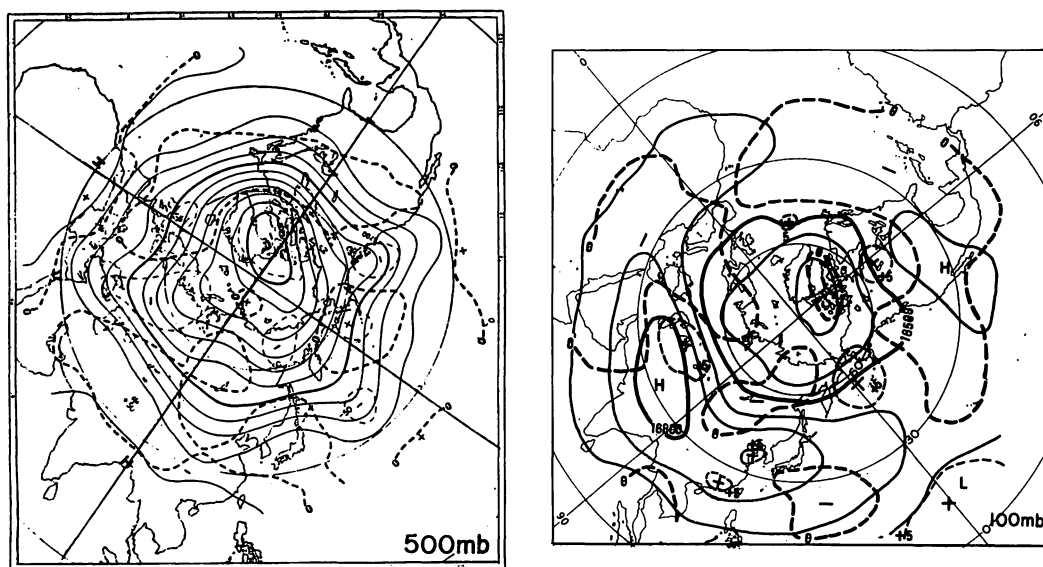


図 25. 暑夏の場合の 500mb (左図), 100mb (右図) 天気図 (1984 年 8 月)

表 2 1984 年 8 月の天候状況
(地域平均平年差, 平年比率)

	気温偏差		降水量比率	日照時数比率
北日本	+1.7℃	北日本	54%	123%
中部日本	+1.6	東日本	17	141
西日本	+1.0	日本海側	34	128
沖縄	+0.4	西日本	91	112
		沖縄	185	98

さらに、北日本中心の暑夏年の対流圏循環の特徴は、極東域の緯度平均 500mb 高度の正偏差域が北偏しているパターンで、このような場合は、沖縄方面では逆に平年より低目のことが多い(例、1950, '73, '78, '84 年など)。

(11) 残暑型・早冷型のパターン (合成図解析)

9 月を中心とした時期の天候の良否は、野菜・果物等の生育にとって大切であり、特に稲作にとってはその収量の増減・農作業時期の遅速に関連して影響が大きい。

ここでは、主として残暑年として 1970, '75, '77, '83 年等を、早冷年としては 1963, '71, '74, '76, '81 年等を取り上げたいいくつかの合成図・相関図解析を基に、500 mb, 100 mb パターンの特徴について述べることにする。

まず、500 mb 天気図上での特徴は、当然のことながら、残暑(早冷)年には日本付近の準定常

的な谷が浅（深）く、平均的な偏西風が北（南）偏していることである。ただこれは全国的な残暑・早冷年の傾向であり、秋雨現象が活発であって西日本残暑・北日本低温のような際には、南海上の夏の高気圧がまだ優勢で、北偏している上空の偏西風帯に対応する秋雨前線が本州付近に居すわ形になることがあるので留意しておく必要があろう。

500 mb と 100 mb 高度を対象として 9 月の気温との同時相関図から得られた成果⁽²⁹⁾については、さきに、(7)と図 14 に詳述してあるので参照願いたい。

なお、図 14 右図に見られる極東域の特徴は、残暑（早冷）年についての半月平均 100 mb 高度偏差合成のタイムズプレットによると、残暑（早冷）年には 40°N では 80°E 以東で高度の正（負）偏差が持続しチベット高気圧の東方への張り出しが強（弱）いことを示している。一方、 30°N では $70 \sim 80^{\circ}\text{E}$ 付近で高度の正（負）偏差が持続しており、これはモンスーン活動に伴う亜熱帯高気圧の強（弱）い状態を直接現わしているものとみられる⁽²⁸⁾

また、以上の見方とは全く違ったものであるが、赤道域の中部成層圏内の風の準 2 年周期の状況と西日本の残暑・早冷との関係も注目されている⁽²⁸⁾。すなわち、Canton 島 (2.8°S , 171.7°W) の 30 mb の風が、西寄りの風で max 近傍にある場合は西日本の 9 月は早冷傾向（'57, '63, '66 年など）、同じく西寄りの風で min 近傍にある場合は残暑傾向（'54, '55, '59, '61, '64, '69, '71 年など、'73 年のみは例外）であった。ただ、東寄りの風の場合はこれといった特徴はなく、また西寄りの風の場合も、その因果関係については何ともいえない。さらに例数を集めて、検討していくことが必要であらう。

（12）暖秋の例（1982 年 11 月）

この年は、北日本では 10 月もやや高温であったが、11 月は気温偏差が北日本 $+1.2^{\circ}\text{C}$ 、中部日本 $+1.8^{\circ}\text{C}$ 、西日本 $+2.0^{\circ}\text{C}$ 、沖縄 $+1.2^{\circ}\text{C}$ とほぼ全国的に高温となった。この高温の程度は戦後では 1977 年に匹敵するものであった。

さらに、この秋は今世紀最強といわれたエル・ニーニョ現象が強かった時期であって、一般にこの影響でハドレー循環が活発化したとみられており、ここに例として取り上げた。

まず、図 26 左図に示されている 500 mb 天気図上の特徴的な点を挙げると、①極方面は高度正偏差域におおわれて寒気はカナダ北東方とシベリアに南下し強かった（ 60°N の緯度平均高度偏差は -37 m で 11 月としては 1946 年以来最低）。②日本の南海上を中心に太平洋から中国北部に広がる正偏差域が顕著であった〔特に本州南東海上（ $20 \sim 30^{\circ}\text{N}$, $130 \sim 150^{\circ}\text{E}$ ）の高度偏差は $+31\text{ m}$ で第 2 位の強さ〕。③この他中緯度帯のうちでは大西洋とヨーロッパの高圧部が目立った。④これらのパターンから推定されるように、北半球平均では高指数の状態が顕著であった（東西指数偏差は $+47\text{ m}$ で第 1 位の高指数）。

なお、南東方海上の優勢な高圧部の縁辺を回わる湿潤空気の流入により、西日本方面では多雨であった。

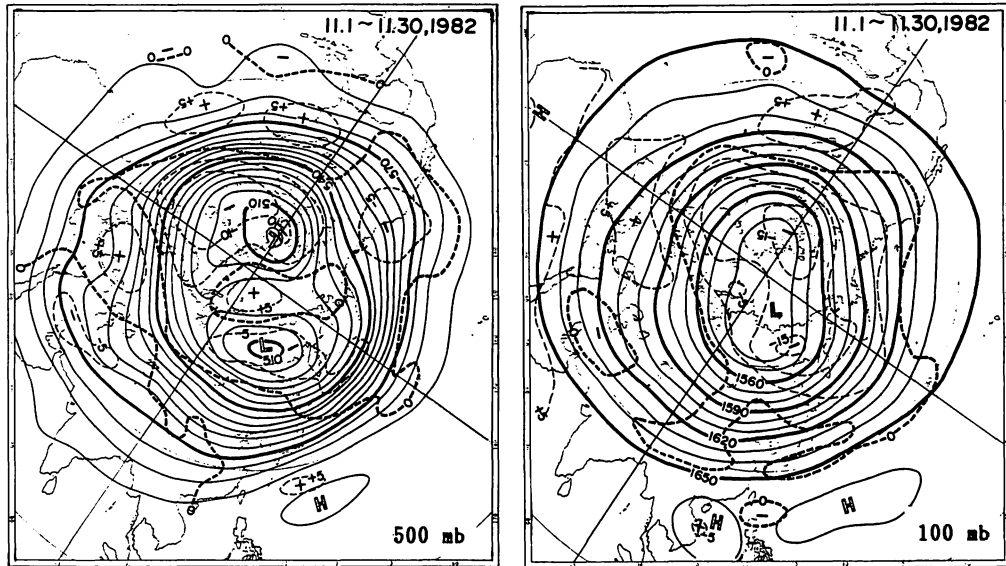


図 26. 暖秋の場合の 500mb (左図), 100mb (右図) 天気図 (1982 年 11 月)

次に、図 26 右図の 100 mb 天気図を見ると、高緯度では対流圏と同様波数 2 の波が卓越しており位相も 500mb と合致していた。これは極東域の高緯度に長期間に亘って寒気を滞留させ、対流圏から成層圏に及んで高指数型循環を持続させる働きをしたと考えられる。一方、中緯度帯をみると、ヨーロッパから北米大陸にかけては優勢な高度正偏差域におおわれているが、太平洋域ではほぼ 30°N 以南が弱い正偏差域におおわれているだけで、北太平洋域はエル・ニーニョ現象発現時にみられるように強い低圧部となっていた。

なお、朝鮮半島～日本付近は弱い高度正偏差域におおわれていたが、これは対流圏の状態とは、違っており、本州南方海上の高度場の強まりとは異質なものであろう。

前述のように、この年はエル・ニーニョ現象発現中の例であって、暖秋年の一般的なパターンとは若干異なる点があるかも知れない。

(13) 冷秋の例 (1981 年 11 月)

前述の例のちょうど 1 年前の 11 月であるが、月平均気温偏差は北日本 -2.2°C 、中部日本 -1.9°C 、西日本 -1.3°C 、沖縄 -0.2°C という冷秋であった。これは中部日本以北についてみると 1953 年以來の現象であった。

まず、極東域について 500 mb 天気図 (図 27 左図) の特徴をみると、北極海のブロッキング高気圧、オホーツク海北方の低気圧の位置は、いずれも 1981 年の方が若干南偏しているものの大差は認められない。大きく違っているのは、1981 年の場合はシベリア西部 ($70\sim 90^{\circ}\text{E}$) の高緯度の尾根が著しく発達したこと、中緯度では日本付近の谷がかなり深まったことである。このような気圧

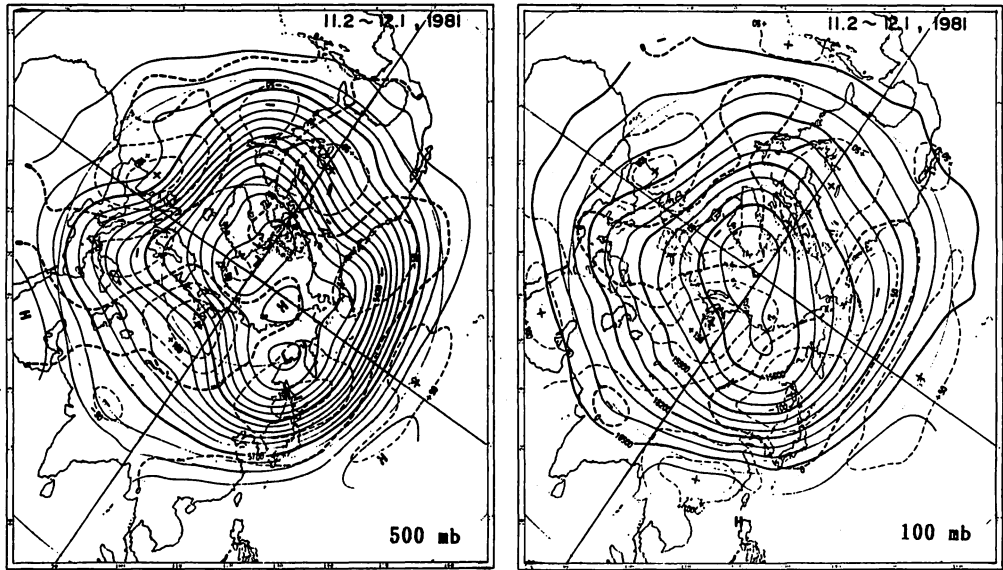


図 27. 冷秋の場合の 500mb (左図), 100mb (右図) 天気図 (1981 年 11 月)

配置の下で, 日本付近には寒気が流入滞留したわけである。

中緯度の太平洋域では, 1982 年に比べるとむしろ高圧部が強かったことなどから, この例でみる限りは, シベリア大陸の尾根の発達が生じた日本付近の天候を左右したと思われる。

以上の 500 mb 天気図で示された特徴は, 図 27 右図の 100 mb 天気図にはさらに明瞭に現れている。すなわち, 高緯度の 2 波数型の谷のうち極東側のものは 1982 年の場合よりは強く, また高度偏差場でみられるシベリア西部の尾根, 日本付近の谷はともに非常に発達していた。

このようなパターンは, 対流圏でみると典型的な冬型気圧配置に対応している。事実, 降水量の平年比をみると, 日本海側多雨太平洋側少雨となっており, この例の場合は, 季節が進んでいて 11 月に早々と冬型のパターンが現われ低温になったものと考えられる。

5. 長期予報技術の開発に向けて

長期予報で対象としている現象は, 時間的にも空間的にもスケールの大きな現象であり, それらを端的に表現している成層圏平均天気図などは常に監視されている。さらに, この長期予報は大気大循環と密接に関連しており, その技術の向上には大気現象を総観的立場から考えることはもちろん, 逆に大気大循環との関連においてそれらの現象を解釈し説明していくことがたいせつである。

このような立場から, 成層圏天気図が整備された最近 20 年位にわたって積み重ねられてきた成果のうち, その一部をまとめたものがこの紹介である。

しかし, ここに整理してみると, 必ずしも対流圏・成層圏の双方から総観的にしかも系統的に

捉えられているとは限らず、それぞれの時点での一面のみを取り扱っているものが多い。

したがって、今後も異常天候出現時のような事例をさらに収集整理し、それらが出現するまでの過程について対流圏・成層圏を含めたあらゆる角度から解析吟味を行って、体系化していくことが必要である。この場合には、本項では割愛した南半球循環との関連も取り込むことはもちろんである。

なお、長期予報の現場にたずさわっている立場からみると、異常天候の発現までの解析と同様に、発生後の解消過程についての予報法の確立についても究明していく必要があると思われる。

— あとがき —

長期予報というと、よく“周期法、相関法、類似法でそれぞれ結果をだし、それをまとめるんですね”と聞かれることがある。たしかに外見上はそうかも知れないが、考え方は以前といまとでは大変ちがう。

現在は、周期・相関・類似にも依存しているが、それらはそれぞれ的手段によって大気大循環の一断面をみているに過ぎず、要はそれらの空間的・時間的な変動を確かめて予報を組み立てているわけである。この場合に、何を根拠とするかについては主観的であり、またそのケースによって異なるが、今回紹介したような見方が役立つことも多いのである。

起稿の段階では、各例について最新の特に顕著な例を流し直す予定であった。それが現場を離れると意のままにならず、大先輩方の調査研究の成果をそのまま引用させていただいた部分が多い。このことは反面、それらの見方が現在も肯定されているということであり、お許しいただきたい。さらに新しい知見を盛りこんだ“指針”の作成が1日も早からんことを期待している。

(1985. 9. 15 追記)

引用・参考文献及び図書

- ① ()内の数字は、本文中の当該項目が記載されている個所を示す。
- ② ここでは、できるだけ容易に参照できるものを掲げた。したがって必ずしも原論文・報文が記載されていない。

- 1. 長期予報新講，地人書館，和田英夫，1969，234 pp
(1) p 186～189， (2) p 192～193， (3) p 196， (4) p 205， (5) p 208
- 2. 季節予報指針（上巻），気象庁編，1971
(6) p 116， (7) p 117～118， (8) p 120， (9) p 120， (10) p 179～180
- 3. 季節予報指針（下巻），気象庁編，1972
(11) p 248～250， (12) p 344， (13) p 362～365， (14) p 432～435， (15) p 436， (16) 443

4. 1 か月予報指針, 気象庁編, 1981

(17) p 110, (18) p 111~112, (19) p 112~113, (20) p 125, (21) p 136, (22) p 152,
(23) p 153~154, (24) p 154~155, (25) p 155, (26) p 175, (27) p 176, (28) p 194,
(29) p 196~197

5. 全国長期予報技術検討会気象庁資料

(30) 昭和 47 年 p 12~20, (31) 昭和 47 年度 p 1~5, (32) 昭和 55 年度 p 14~18

6. グロースベッター, 22 巻 1 号, 1983

(33) 22 巻 1 号, p 18~27

7. 気象研究ノート

(34) 149 号, 111 pp

◇ ◇ ◇

編 集 後 記

★ 秋の長雨もようやく終り, ぼつぼつ紅葉のころとなっていました。役員の総入れかえなどもあって若干遅れてしまいましたが, 第 24 巻 1 号をお送りします。

ことしの天候経過は, 春温暖, 梅雨顕著, 盛夏猛暑と一言でいえば“折り目正しい季節変化”でした。良い年のように思われましたが, やはり平穏無事というわけにはいかず, 高温少雨による災害が現れました。自然の営みはいつどんな形で災害を起こすかわからないことをしみじみ実感しています。

★ 気候変動は古くて新しい問題ですが, 近年は国際的にも国内的にも WCP の動きが活発で, WMO では WCRP の目標として, 1~2 か月, 数か月~数年, 数年~数十年のそれぞれの時間スケールをもつ気候変動の研究計画を設定しています。今号では高橋浩一郎先生から数十年程度の時間スケールをもつ気候変動の問題についてご教示いただきました。長期予報関係の仕事にたずさわる者にとってもたいへん興味ある問題のように思われます。

★ 前気候変動対策室長の関根さんには長期予報の実務的な見方から, 成層圏循環まで含めた総観的な立体解析とその長期予報への利用について解説していただきました。

★ 第 2 号は 1 月発行を予定しています。各方面からの論文, 紹介など幅広いご投稿を 12 月中までお願いいたします。

L. F. グループ昭和 59 年度会計報告

昭和 59 年 9 月 1 日～昭和 60 年 8 月 31 日

収 入		支 出	
項 目	金 額	項 目	金 額
前 年 度 繰 越 金	459,212 円	印 刷 費	609,000 円
会 費	486,000 円	内訳 { vol. 23 No 1	{ 280,000 円
59 年度分およ		{ vol. 23 No 2	{ 329,000 円
び前年度分等		郵 送 ・ 通 信 費	29,790 円
の遅納入分		総 会 会 議 費	17,340 円
預 金 利 息	20,580 円	次 期 繰 越 金	309,662 円
収 入 計	965,792 円	支 出 計	965,792 円

財政は昨年度より余裕が少くなりました。

昭和 60 年度（第 24 巻）分の会費（1,000 円）はなるべく早く納入して下さい。

なお、前年度分等を未納の方は忘れずに今年度分とあわせて納入して下さい。

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

(1) 郵便口座

大手町－郵便局

口座番号：東京 5－165913

加入者名：LF グループ

(2) 銀行口座

富士銀行本店営業所（店番号 110）

口座番号：203156

名 称：LF グループ

グロースベッター役員の交代をお知らせします。

昭和 59 年度

（長期予報課）久保木光熙，伊藤直敏，河原幹雄，

（気象研究所）田宮兵衛

昭和 60 年度

（長期予報課）矢花槇雄，福谷 博，青木 孝，宮崎保彦，

（気象研究所）千葉 長