

気候変動シンポジウム

去る1月30日、気象学会主催の月例会「気候変動」のシンポジウムが開催された。その概要を投稿された論文をとりまとめたものである。(朝倉記)

目 次

- | | |
|---------------------------------------|---------|
| 1. 東北山地における地形的雪線の最近の下降現象 | 土 屋 巖 |
| 2. 異常気温出現の経年変化と地域的対応—1月平均気温の場合— | 水 越 允 治 |
| 3. 東南アジアの降水量の変動について | 中 島 暢太郎 |
| 4. 北半球における気候の寒冷化と大気大循環 | 朝 倉 正 |
| 5. 異常気象と気候変動 | 福 井 英一郎 |
| 6. 山岳地帯における冬期降水量の変動特性 | 樋 口 敬 二 |
| 7. 主要な気圧配置の出現頻度と100 mb 面の等高線型との関係 | 吉 野 正 敏 |
| 8. 気候・海況変動の発現機構の性格と問題点 | 大 内 正 夫 |
| 9. 1966年に激変した太陽活動の体制とその気候に及ぼす影響について | 須 田 滝 雄 |
| 10. 火山噴火と太陽活動の気温低下に及ぼす影響度について | 須 田 滝 雄 |
| 11. 極東気候の solar climate relation について | 山 本 武 夫 |

521. 1; 551. 578; 551. 462

1. 東北山地における地形的雪線の最近の下降現象*

土 屋 巖**

1. はじめに

最近、北極を中心とする高緯度の寒冷化現象は、通常の気象統計に表わされたもの以外にも、種々の気候的現象を示すようになった。その一つに雪線の下降現象がある。カナダ領北極海諸島のいくつかで、自由大気の凍結高度の低下と同位相の雪線低下の報告 (Bradley, 1973) もその例である。

日本の東北山地の日本海側には、大量の積雪が地形的条件によってさらに集積されて夏の消耗期間を経過しても残存する“吹きだまり型”万年雪がいくつかある (土屋, 1973)。これら万年雪の年々変動を検討したところ、

最近の上層気温の低下に対応した変動のあることがわかった。

2. 万年雪と雪線の定義

万年雪についての公式の表示には、国土地理院の1/2.5万あるいは1/5万地図に図解記号として示されているものがある。樋口 (1969) によれば定義は具体的なものとしてはないという。筆者は明治以後の東北地方の残雪についての表現をしたいくつかの文書等に基づいて、新雪の季節まで残存する積雪についての在来からの言葉であるとみなしたい。この場合その積雪が新雪を迎えてから後どのように推移するかについては全然考慮していないといえる。

IHD 作業委員会の提案した次の定義が、この万年雪に相当するといえる。

* Recent lowering of orographic snow line in the mountain area of Tohoku, Japan.

** I. Tsuchiya 気象研究所

Perennial Snow Cover: Snow cover not disappearing at the end of an ablation season thus comprising firn (névé)+possibly seasonal snow. (Technical Papers in Hydrology, No. 2, 1970)

雪線については古くから多くの定義が出されているが(例えば野上, 1970), 現在は典型的な氷河上に現われる firn line を雪線の具体的位置として用いる雪氷学者がかなり多い。しかし, firn line は常に明白に識別し得るわけではないので, 例えば次のような定義が日本の場合適しているといえる。

“吹きだまり型” 万年雪の下限高度を地形的雪線とする。雪線の定められるのは, 秋の残雪最小期になるが, その年々の高度が地形的年雪線となる。これは今西(1969)の提案した“上位万年雪”の下限の線と同じ内容のものともみなせる。

3. 地形的雪線の下降現象

万年雪の大きさについての年々変動の記録は, 一つの気候指標として気候変動の研究に使うことが考えられる(土屋, 1973; Tsuchiya, 1974)。第1表は“吹きだまり型”を中心にし, “なだれ混入型”を一つ加えた, いくつかの万年雪の大きさについての年々変動を示したものである。広い範囲にわたって同一の傾向の見られる場合(1966~1968年の全般的な拡大期と1971~1972年の縮少期)と, 一つの山城でも変動傾向に差のある場合などがある。

これ以外に地形的雪線の昇降という, いわば前者の面的変動に対する鉛直の変動という形の気候指標が考えられる。もともと“吹きだまり型”万年雪は一定の地形的条件(一般に北西季節風の風陰になる場所のくぼ地)があって成立するので, その下限高度の変動を連続的に追跡できるほどに都合よく地形が揃っているわけではない。

月山と鳥海山には, 条件に合った地形がかなり多くあり, 山頂の近くから1,000m 近くの山腹にかけて存在している。個々のくぼ地は不連続であっても, 一つの山城についてのおおまかな(100m 単位程度)地形的雪線の昇降は識別し得る場合がある。

第2表は秋における現地観測を中心にして, 若干の聞き取りや提供写真によって判定したものである。

4. 上層気温の変動

1963年の北陸の豪雪以後に広く認められるようになったのであるが, 500 mb 面を指標としたとき, そこに強い寒気が流入すると日本海に面した陸地に多量の雪が降

第1表 鳥海山・月山・飯豊山の万年雪面積の年々変動(それぞれの代表的なものについて)

	1	2	3	4	5
1953				++A	+A
1954	-GO				
1955		=GO			
1956		(+)			
1957		(+)			
1958	++A~+++	(+)			
1959		(+)			
1960	+GO	++A	+A		
1961		(+)	(+)	+++A	(++)
1962		(+)	(+)		
1963		+A	+A		
1964	++A	-G	+G		
1965		(-) ^G	+G		
1966		+++A	+++A		
1967		(++)	(++)	+++A	++A
1968	++A~+++	(+)	(++~+)		
1969	(++)	(+)	(++~+)		
1970	(++)	(+)	(++~+)		
1971	(++)	-G	+GO		
1972	+GO	=G	-GO	+A	+A
1973	++GO	(-~+) ^O	+GO	(++)	(++)
1974	+++G	+++GO	+++GO	(+++)	(+++)

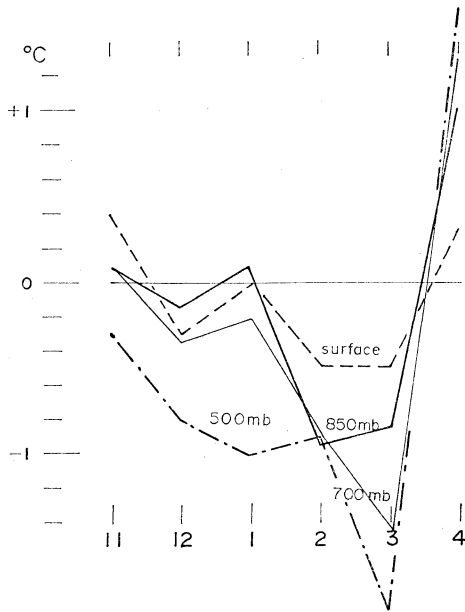
- 1: 心字雪, 高度1,560~1,800m, 鳥海山, 吹きだまり型
- 2: 大雪城, 高度 1,750~1,850m
- 3: 東沢, 高度 1,560m
- 4: 石コロビ沢, 高度 900~1,600m
- 5: 弘法清水と御鏡雪, 高度 1,800~1,950m
- A: 空中写真, G: 地上写真, O: 観測記録, (): 推定, =: 9月に消失, -: 10月に消失, +: 平均よりかなり小, ++: 平均, +++: 平均よりかなり大

第2表 東北山地の地形的雪線年々変動の例

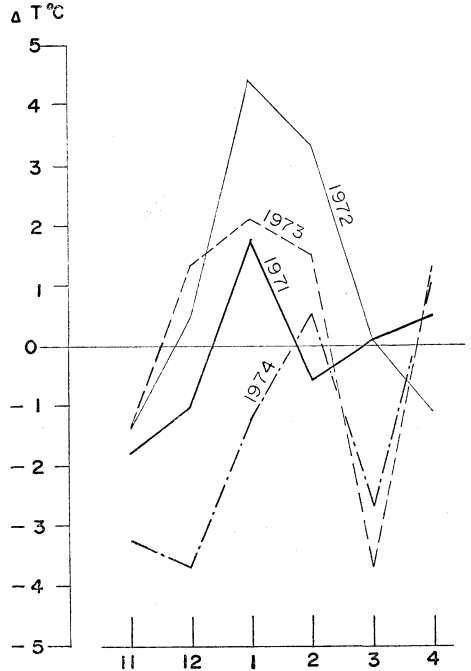
	月山(最高点1,980m)	鳥海山(最高点2,237m)
1971	1,560m	1,400m(筆者推定)
1972	消失	1,560m以上(筆者推定1,800m)
1973	1,560m	1,400m
1974	1,500m以下	1,250m

るという現象がある。

第1図は1960年代と1950年代の上層気温の差を示したものであるが, これによって地表から上空になるにつれ



第1図 秋田における対流圏下層の平均気温の変化 (1961-70 平均と1951-60 平均の差)



第2図 秋田における500 mb 気温の偏差 (1951-1970 平均との差)

て、2～3月の気温低下が強く現われていること、また1月よりも12月に低温化が示されることが認められる。

表現を変えると、冬の期間が長びく傾向が見られるといえる。これに対応して、1950年代よりも1960年代に第1表に示したような、万年雪群の拡大傾向が多かったとみなすことができる。

上層気温を低下させるのは、シベリアからの上層寒気の流出であり、それはまた1940年代以後に始まった北極を中心とする高緯度の寒冷化の余波であるということもできる。

1974年4月6日、たまたま1973/74の東北地方の大雪が山地ではどのようなようであったかを、空中写真測量(残雪最少の秋の空中写真による地形図と最深積雪季節の雪の地形図とから高度差を求めるとそれが積雪深になる)によって調査することができた(土屋, 1974a)。

山地では前例がないといわれるほどの大雪となったところが多いが、その結果は1974年秋の残雪調査によって、“吹きだまり型”万年雪群が、月山と鳥海山で拡大し、数が増加し、かつ低高度にも発現する形で現われた。下限高度は第2表に示したようになるが、最近での低下記録かも知れない。万年雪群が発現した場所の4月6日における最深積雪はすべて30m前後以上であった。

第2図は、1970/71～1973/74の冬半年(11～4月)の

秋田における500 mb 面高度の気温の月ごとの偏差(1951～1970の平均に対して)を示したものである。

1973/74については、第1図に示されたような、冬期間が長くなるという形がさらに強調されている。

ここで、第1表と第2表の面積変動と高度変動の記録を1970/71～1973/74の上層気温と比べてみる。第2図では省略したが、地表に近い高度になるほど年々変動の振幅が小さくなる点は第1図と同じである。

1972年の大幅な面積縮小と地形的雪線の上昇は、上層気温の顕著な上昇を反映したものであり、1973年の冬の始めにおける暖冬傾向と3月における寒冷化は、やはり面積の拡大(または平年への復帰)と地形的雪線高度の前年より大幅な下降という現象を反映したものと解釈できる。

5. 雪線下降現象と氷河発生問題

ある程度以上の規模を持った山岳氷河の拡大・縮小は、雪線高度の変動を伴うものとみなされ、それが気候変動の具体的表現であるという見方がある。

ところが、大きな山岳氷河では、通常 firn line とみられる雪線(本論で扱う地形的雪線とほぼ同じ意味のもの)よりも下のほうに氷体が流れ出す。この氷体自体

の末端の高度は必ずしも firn line と直接の関係はない。氷河 surge といわれる現象では、firn line に関係なくはるか下方に急速に流下して、氷河の拡大という形をとることができる。

他方、ごく小さな氷河になると、surge 現象（氷河源流部でのある量以上の雪氷の蓄積があった後にそれが解消されるような形で下流へ質量移動が急速に行われるものとみることができる）を起すほどの厚さにならないので、firn line の昇降（これを annual snow line の年々変動と呼ぶ例も多い）が、氷河の拡大・縮少を比較的よく反映し、気候変動との間の time lag も小さいと考えられる。

さらに小規模な、例えば niche（くぼ地）氷河になると、いわゆる cirque（カール）氷河より小型で、氷舌も見られず、氷体が露出したり（firn line が氷体よりはるかに上方に位置したとき）、完全に残雪におおわれたまま（firn line が氷体よりはるかに下方に下がったとき）であったりという形になる。

筆者の示した地形的雪線の昇降は firn line の昇降と同義であるとみなされるので、niche 型の氷河の拡大・縮少は敏感に雪線下降現象を反映する。すなわち、niche（くぼ地）に吹きだまった雪の量が多ければ、融雪季節を過ぎても大量の残雪が残り、翌年や翌々年に持ちこされて、ごく小さな氷河の母体となる。

“吹きだまり型”万年雪がそれであり、残雪の厚さが春の融雪季の始まりにおいて30mをこす場合には、融雪季の終るころまでに大部分が氷化することをすでに鳥海山で見出している（土屋、1974b）。この種の万年雪が2年から数年継続して拡大し、あるいは一時的な大雪でかなりの厚さのものが連続して何年も残れば、東北の1,300~1,800 m 高度では、その大部分が氷体になっているといえる。

氷体の存在している niche すなわちくぼ地の斜面角度が20度ぐらいのとき、30mの厚さの氷は0°Cのとき、年に数mは動くことが実験式で得られている。

鳥海山南斜面の1,350 m のくぼ地に見られた大量の残雪は、1972年以来的観察によって、1972/73の積雪、とくに1973/74の大量の積雪（45mをこす部分もあった）が継続して越年しているもので、ごく小規模な niche 型氷河になり始めている、あるいはすでになっているものといえる。この地域では、第1表に示したような地形的雪線の下降現象があるので、それを反映したものとみられる。

鳥海山にはこの種の現象がいくつか見られ、前述のものには、土地の呼び名と IHD 作業委員会の提案による定義 [Glacieret and Snow Field: “A glacieret is a small ice mass of indefinite shape in hollows, riverbeds and on protected slopes developed from snow drifting, avalanching and/or especially heavy accumulation in certain years; no marked flow pattern visible and therefore no clear distinction from snow field. Exists for at least two consecutive summers” (*Technical Papers in Hydrology* No. 1, 1970.)] とによって鳥海貝形(ちょうかいかがた)小氷河の名を与えた。小氷河は glacieret の仮訳である。

鳥海貝形小氷河は、2年続きの大雪で発生した。1974年10月8日に最深部で約20mの厚さがあり、面積は約4ヘクタールで、末端は60~70度の急斜面になっている。

月山・鳥海山で見られた地形的雪線の最近の下降現象は、貝形小氷河のような現象がいくつかほかの場所でも発生している可能性を示すものであるが、前記山地に飯豊山を加えると、同程度またはそれ以上の規模のものが、少なくとも10個以上発生するものといえる。

これらは、イタリアの Calderon 氷河（ローマの近く）やアメリカの Pinnacle 氷河（レーニエ山の南）と同じ型で同規模かそれ以上の大きさである。

6. おわりに

平地での1°C前後の平年値気温との違いのある年に、雪の生成する高度（1,500~3,000 m とみて）での気温の偏差はさらに大きくなる場合のあることが、雪線の昇降に関連することを示した。地形的雪線は吹きだまりの残雪によって示されるので、2重の偏差の増幅を受けるので、多雪年には、地上の気候よりも極端な偏差を示すことになる。

したがって、対流圏中層以下に寒気の流入が多くても、地表の気温低下がそれほどでなかった場合には、平地の記録で考えるよりも顕著な気候変化が山地では進行していることもあり得るわけで、それが鳥海山における小氷河の発生であるとみなすことができる。

ここでは、地形的雪線について扱った。地形のなだらかな場所では気候的雪線との違いは少ないが、日本のような複雑な地形が連続しているところでは、気候的雪線は計算上にいくつかの仮定を置いて求めるだけに、現実の氷河問題では適切でないと考えられる。

なお、両者の区分をあまり厳重に考えない報告が外国

には多く Kaiser (1969) の編集した表もそれを反映し、また理科年表所載の表 (1975年版地. 23) にもその種のものはいっている。一般に降雪量が少なく、また高緯度にあつて、地形がなだらかであれば、両者の差は小さいが、日本はそのすべてについて反対である。現実の氷河は計算上の気候的雪線ではなく、具体的な個々の地形的雪線によって気候学的検討を加えるべきである。

謝辞—この研究の一部に、49年度文部省科研費および科学技術庁特調費を使用した。なお、現地観測に援助をしてくださった山形県、八幡町、山形地方気象台、酒田測候所の方々、および、鳥海山の定点写真を提供して頂いた酒田測候所の田沢技官、同行して調査を手伝って頂いた神田健三、安藤努、小野浩治、工藤貞男の諸氏に厚くお礼を申し上げる。

文 献

Bradley, R.S., 1973: Recent freezing level changes

and climatic deterioration in the Canadian Arctic Archipelago. *Nature*, **243**, 398-400.
 樋口敬二, 1969: 日本における雪溪の氷河学的研究. 雪氷, **30**, 195-207.
 今西錦司, 1969: 日本山岳研究. 中央公論社, 408p.
 Kaiser, K., 1969: The climate of Europe during the Quaternary Ice Age. Wright, H.E., Jr. ed.: *Quaternary Geology and Climate*, pp. 10-37.
 野上道男, 1970: 雪線の定義とその決定法. 第4記研究, **9**, 7-16.
 土屋 巖, 1973: 日本における越年性積雪の水資源上の問題と気候変動の指標としての役割. 気象研究ノート, **117**, 108-118.
 土屋 巖, 1974 a: 月山・鳥海山の万年雪地帯の積雪量測定と1年雪の氷化. 日本雪氷学会, 昭和49年度予稿集.
 土屋 巖, 1974 b: 鳥海山小氷河群の調査. 地理, **19**(2), 51-59.
 Tsuchiya, I. 1974: Perennial snow covers, tiny glacierets and snow fields in Japan as indices of climatic fluctuations. *Geophys. Mag.*, **37**, 147-161.

551. 524. 33. 34.

2. 異常気温出現の経年変化と地域的対応

— 1月平均気温の場合 —*

水 越 允 治**

1. 序

近年、異常な気候状態の発生が目立つとの指摘が多い。もちろんその内容は気温・降水量その他種々の条件についてのものを含んでいるのですべてにわたって詳細に分析することは、短時日では困難である。今回はその中からとくに冬の気温条件をとりあげ、1月の平均気温を例として、異常な状態のあらわれ方の経年的な変化、ならびに地域的な対応についての検討を行なった。対象とした地域は北半球全域、期間は1931~1974年の44年間である。この期間の累年の気温資料が比較的揃っている67地点を選んで分析を行なった。

2. 異常気温の定義

異常であるか否かの判定基準には種々の考え方があり、決定的な線を出すことはむづかしい。本論では44年

間の平均値から標準偏差値の幅以上に離れた月平均気温を異常高温または異常低温とし、そのような値が記録された年を異常高温年または異常低温年と規定した。したがってもし累年の1月平均気温の出現頻度が正規分布曲線に近い分布型をとるとすると、44年の間に異常高温および異常低温の年がそれぞれ6~7年程度あらわれることとなる。

3. 異常気温の出現にみられる経年変化

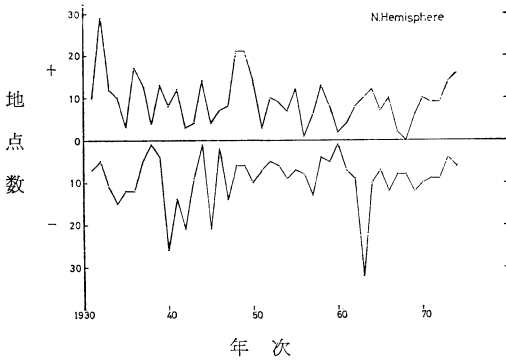
北半球各地に分布する67地点について、異常気温のあらわれた年をすべて選び出し、1931年以後各年ごとに異常高温を記録した地点数と異常低温を記録した地点数とを別々に集計した。

まず67地点全部を合せた場合の結果を図示すると、第1図のようになる。図の中程を基準に上に異常高温記録地点数の経年変化、下に異常低温記録地点数の経年変化が描かれている。この図からも明らかのように、異常高温を示した地点数が多かった年次は1930年代と、1940年

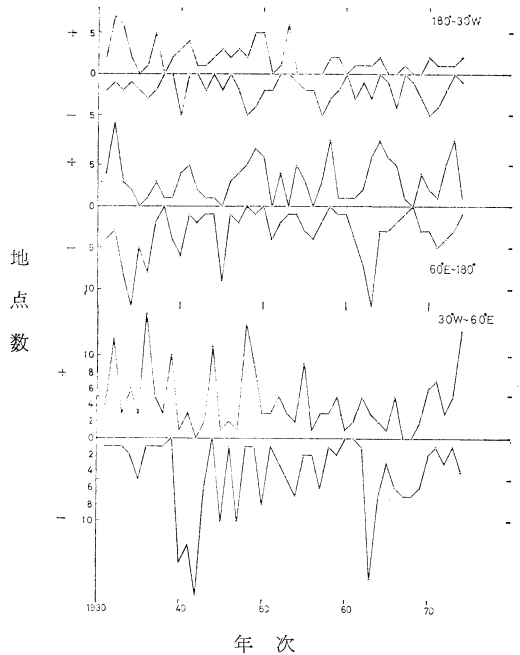
* Annual Trends and Regional Correspondences on the Occurrences of Anomalous Temperature.

—On the Mean Temperature in January—

** M. Mizukoshi, 三重大学教育学部



第1図 異常気温観測地点数の経年変化
+：異常高温 -：異常低温



第2図 sector 別異常気温観測地点数の経年変化

代後半であり、また異常低温を示した地点数が多かった年次は1940年代の前半と、1963年である。ことに1963年には67地点のうち、42地点までが異常高温かまたは異常低温を示し、きわめて特異な年であったことがわかる。

このように67全部の地点を合せて異常気温のあらわれ方を見た場合には、比較的地点数の多い地域の特色が強調されたり、また限られた地域での特色が打消される可能性がある。したがって次には北半球を経線によって便宜的に三つの sector に分け、各 sector ごとに異常気温記録地点数の経年変化状態を調査した。sector のわけ方は次のとおりである。

- a. 30°W～60°E (ヨーロッパ・アフリカ sector) 地点数 31.
- b. 60°E～180° (アジア sector) 地点数 23.
- c. 180°～30°W (北アメリカ sector) 地点数 13.

以下各 sector を () に記した名でよぶこととする。

各 sector における異常気温記録地点数の経年変化は第2図に掲げるとおりである。簡単に各 sector ごとの特色を記す。

i. ヨーロッパ・アフリカ sector

異常高温は1930・1940年代に多く、1950年代以後は少なくなっている。

異常低温は1940年代前半に多発し、以後漸減の傾向にあったが、1963年にはとびぬけて多くの地点で発生した。

ii. アジア sector

異常高温のあらわれ方にはあまりはっきりした経年変化傾向は認められないが、しいていえば近年多くなってきているようだ。

異常低温は近年増大の傾向がある。

したがって他の sector に比べると、近年異常気温のあらわれる頻度が大きくなってきているようである。

iii. 北アメリカ sector

異常高温は対象とした期間の前半に多くあらわれ、後半には少なくなっている。

異常低温のあらわれ方についての経年変化傾向には明瞭なものを認め難い。

以上三つの sector に共通して異常気温を記録した地点が多かった年はきわめて少なく、異常高温の場合の1932年と、異常低温の場合の1940年との2年だけである。

4. 緯度帯別異常気温記録地点数の経年変化

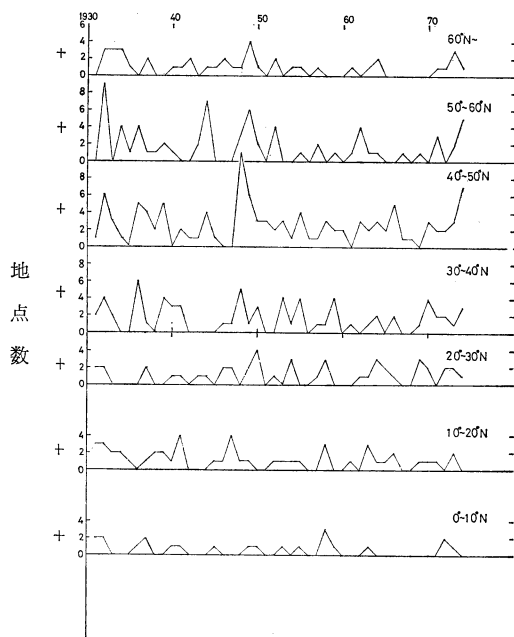
次に67地点を10°ごとの緯度帯にわけて、異常気温記録地点数の経年変化傾向を調査した。各緯度帯に含まれる地点数は次のとおりで、多少数が不揃いである。

緯度帯	地点数
60°N 以北	6
50°～60°N	11
40°～50°N	18
30°～40°N	11
20°～30°N	8
10°～20°N	8

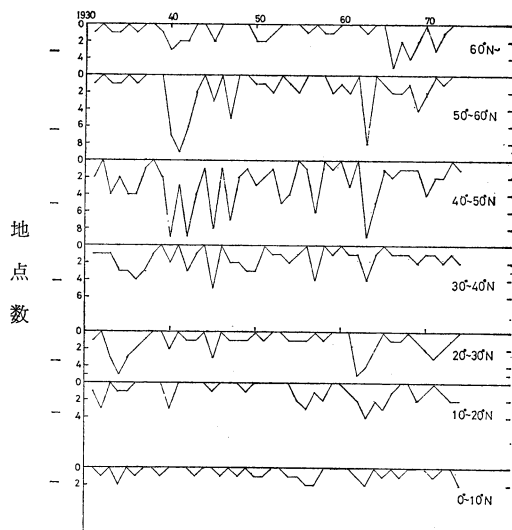
0°~10°N

5

まず異常高温についてみると、第3図に掲げるとおり40°N以北では変化傾向が類似しており、近年地点数が減少する傾向が認められる。これに対して低緯度圏では明瞭な変化傾向を見出すことができない。次に異常低温の場合を第4図に掲げる。この場合も40°N以北ではほ



第3図 緯度圏別異常高温観測地点数経年変化



第4図 緯度圏別異常低温観測地点数経年変化

ぼ類似した変化傾向が認められる。すなわち40年代から50年代にかけて次第に地点数が減少し、60年代には一転して急増し、以後近年にいたるまで多い傾向が続いている。また10°~40°Nの比較的の低緯度でも近年異常低温を示す地点が多い傾向にある。なお異常低温の場合には各緯度圏で同じ年に記録地点数が多くなる傾向があり、1940・1945・1963年などがこれにあたる。

5. 異常気温記録地点数と大気大循環特性との関連

異常気温の出現状態が大気大循環の特性と関連を持っているかどうかの検討を次に行なった。大気大循環特性をあらわす指標としては zonal index (東西示数) を用い、毎年の異常高温または異常低温記録地点数と、その年の1月の東西示数との対応を考察した。東西示数の資料には気象庁予報部(1972)でまとめられた半年平均500mb 東西示数の値を利用した。この東西示数は40°Nと60°Nの間の高度差を示標としており、北半球全周と90°E~170°Eのものとも双方がある。本報告では東西示数の年平均偏差値をもって、大気大循環の特性をあらわす指標とみなし、各年の第1~第6半年の東西示数偏差平均値と、異常気温記録地点数との相関を求めた。

まず北半球全体について双方の関連を求めてみたところ異常低温記録地点数と東西示数偏差との間に比較的高い負の相関-0.52* (*5%の危険率で有意)が認められた。すなわち、低示数の際に異常低温の生じやすい傾向がある。しかし異常高温ならびに高・低温を合せた異常年との間にははっきりとした関係は存在しなかった。

次にアジア sector の異常気温記録地点数と90°~170°Eの示数偏差との対応を同様に検討したが、やはり異常低温との間に有意な負の相関が認められた。(-0.47*)

6. 異常気温出現の地点間対応

67地点それぞれで、異常気温の記録された年はまちまちであるが、この中から任意に2地点を選んだ場合、この2地点で同じ年に同符号の異常気温があらわれた回数、また異符号の異常気温があらわれた回数が多い場合には両地点での異常気温のあらわれ方に何等かの関連性が存在するものと考えられる。しかしこのようなことはまったく偶然でも、44年間に3回くらいは起るし、また5回くらい起ることも確率論からいってそれほど珍しいことではない。したがって67地点から2地点をえらぶすべての組合せについて、同符号の異常気温または異符号の異常気温が同じ年にあらわれた回数をかぞえ、その回数が6回以上ある2地点の組合せをすべて拾い出した。

まず同符号の異常気温が同年にあらわれる頻度の高い、すなわち異常高温または低温が同位相であらわれる頻度の高い地点の組合せは、当然のことながら近接した地点相互間でもっとも多く存在する。しかし距離は近くとも同時性が薄い2地点もある。第5図は44年間に6回以上同符号の異常気温が同年にあらわれた2地点の組合せを示したもので、該当する2地点を実線で結んである。この図によるとヨーロッパの各地点は互いに接近していることもあって、その結びつきが大きい。ただし北ヨーロッパと中部ヨーロッパとが別々のグループを形成しているようにも見える。このほか北アメリカの大西洋岸各地点相互の結びつきも大きい。いっぽうアジアではあまり地点相互の結びつきが顕著ではない。これは地点間の距離が比較的長いことも一因かも知れない。遠距離であっても結びつきが認められる例は、東アジア北部と

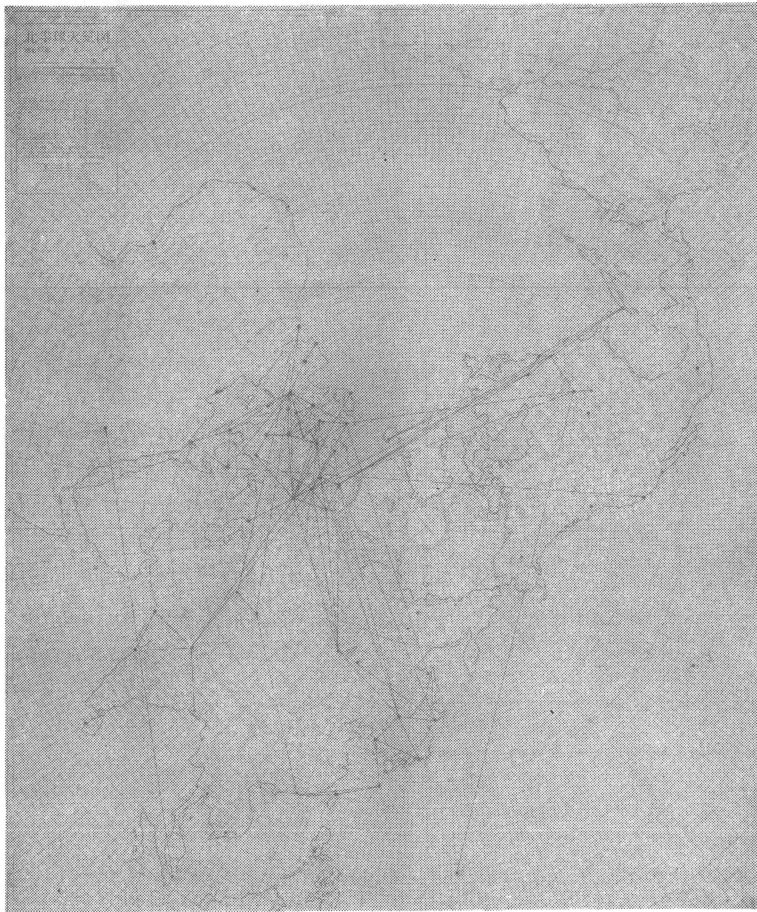
北ヨーロッパ、北ヨーロッパとアメリカ大西洋岸域のそれぞれ数地点相互間の場合である。

第6図には44年間に6回以上異符号の異常気温が同年にあらわれた2地点の組合せを示す。この場合も該当する2地点を破線で結んである。同符号の場合と異なり、近距離の地点相互の対応は見られない。遠距離の地点相互である程度地域としてまとまって対応があるように見えるのは、北アメリカ太平洋岸地域と大西洋岸地域、北アメリカ大西洋岸地域と地中海沿岸地域、東アジア南部地域と北ヨーロッパ地域などである。

このような異常気温出現にみられる地域的対応性のメカニズムについては、今後さらに検討をしたい。

7. 要 約

異常気温の出現について、その経年変化ならびに地域間の対応を検討した。その結果、まず経年変化では



第5図 同符号の異常気温が同年にあらわれた頻度の高い2地点の組合せ



第6図 異符号の異常気温が同年にあらわれた頻度の高い2地点の組合せ

(1) アジア sector で近年異常気温を記録する地点数が多いこと、

(2) 中・高緯度圏では異常低温を記録する地点が近年多くなっていること、

(3) 異常低温を記録する地点数と東西示数との間には関連があり、地点数の多い年と低示数の年とが対応していること、

などが認められ、また地域的対応では

(1) 同符号の異常気温は近接した地点相互では同年にあらわれる傾向の著じるしいことはもちろんであるが、遠距離であっても二三の地域間相互で同年にあらわれる頻度が高いこと、

(2) 異符号の異常気温についても、遠距離地域相互間で同年に相対応してあらわれるような地域の組合せが存在すること、

などが明らかとなった。

1975年8月

この研究は昭和49年度文部省科学研究費自然災害特別研究(1)「気象・海洋災害の長期予測に関する基礎的研究」(代表者 大内正夫)によった。同研究班の方々には貴重な御指摘御助言をいただいた。また資料の閲覧には気象庁図書館、大阪管区気象台調査課のご便宜をいただいた。以上ここに記して感謝申上げる。なお計算・作図を手伝って下さった川久保順子・川北高子・松井徹・竹内章夫の諸君にも感謝の意を表したい。

文献

- Clayton, H.H. and Clayton, F.L. (1947): World Weather Records 1931-1940. Smithsonian Miscellaneous Collections, 105, Smithsonian Institution
- 気象庁, 1963: 北半球月平均気温偏差図. 1921年—1950年. 付. 平年気温分布図. 月平均気温偏差表および観測地点一覧. 376 p. +91 p. 気象協会,

東京.
 気象庁, 1969: 累年気候表(1951—1960). 気象庁観測技術資料 (32) 181 p.
 気象庁予報部, 1972: 北半球半旬平均 500 mb 東西指数偏差. 長期予報テクニカルノート (14) 54—57.
 気象庁, 1972: 累年気候表(1961—1970). 気象庁観測技術資料, 35, 194 p.
 気象庁, 1975: 世界各地の月平均気温, 気象庁観測技術資料, 39, 267 p.

農業技術協会, 1954: 本邦累年気候表, 679 p. 農業技術協会, 東京
 U.S. Weather Bureau, 1959: World Weather Records 1941—50., US Government Printing Office, 1361 p.
 U.S. Weather Bureau, 1965—68: World Weather Records 1951—60., 6 Vols., US Government Printing Office.
 U.S. Department of Commerce: Monthly Climatic Data for the World.

551, 577, 33, 34.

3. 東南アジアの降水量の変動について*

中 島 暢太郎**

要 旨

要旨東南アジア各地の最近 100 年ぐらいの月降水量および年降水量を収集し, その変動について論じた. 東南アジアの降水量はモンスーンにより支配されるので, 年降水量はある場所では冬のモンスーンの雨が, 他の場所では夏のモンスーンの雨が主となっている. したがって地形の関係で近いところでも気候変動による降水量の変動の位相に大きな差があることを指摘した. またモンスーン軸の走向や位置によっても位相が異なることを例示した.

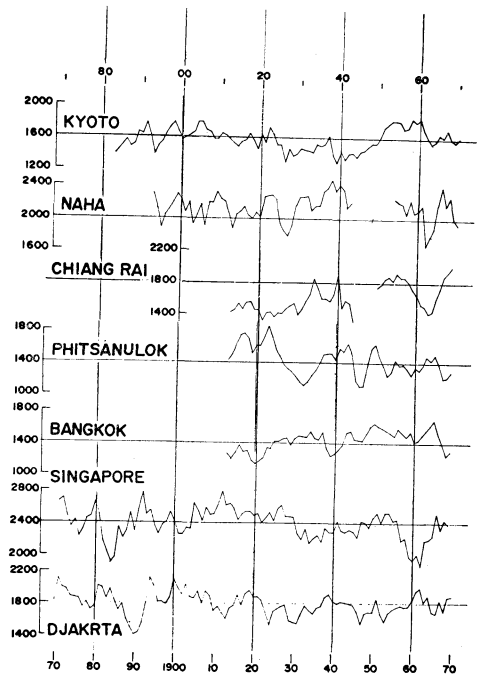
1. 年降水量の変動

第 1 図は京都, 那覇とタイ国の 3 地点, シンガポール, ジャカルタの年降水量の 5 年移動平均値の 100 年間の変動の様子を示す. 太平洋高気圧の東西軸や赤道前線の南北移動に伴ってその北側と南側とは相反する影響が現われるなど, 各地の降水量は大気環流の変動で説明は出来るが, 位相は同じとは限らない. さらに雨季が夏か冬かによって変動のパターンに差があることも, このように各地の曲線がばらつくことの原因と考えられる.

第 2 図は Nepal Geographical Society が 1968 年に発行した “The Himalayan Review” の原図から作成したカトマンズの年降水量変動図である. 1900 年を境にして資料が異なっており, 全般に絶対値の信用性はやや少ないが, 短周期の変動が著しいことと, 長周期でも特色ある変動があることがわかる. 第 3 図はタイ国各地の 5 年移動平均の年降水量の変動を示す. 同じ国内でも北部・中部・南部で変動の位相にずれがあることがわかる.

2. モンスーンと地形

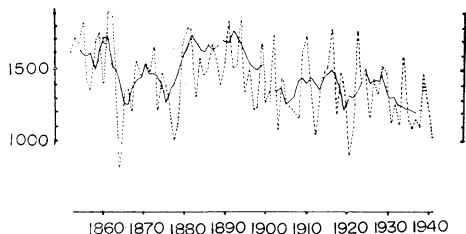
前節で述べたように, 近くの地点でも年降水量の変動



第 1 図 東南アジア各地の年降水量の 5 年移動平均値

* On the Precipitation Change in South East Asia

** C. Nakajima, 京都大学防災研究所

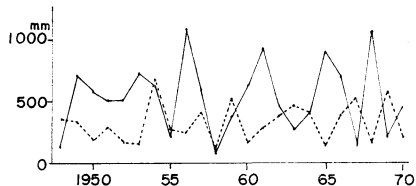


第2図 ネパールのカトマンズの年降水量（点線）とその5年移動平均値（実線）

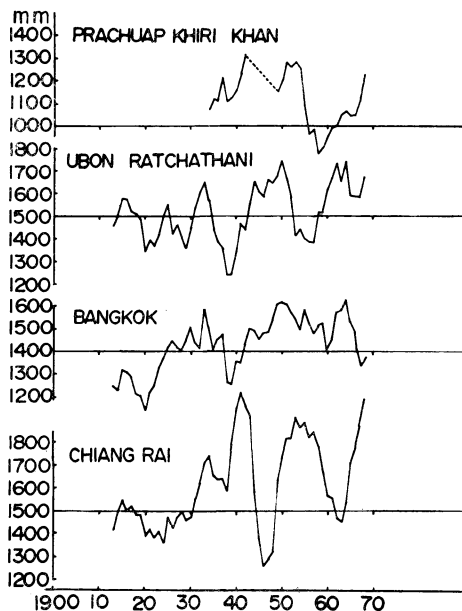


第4図 地名説明地図

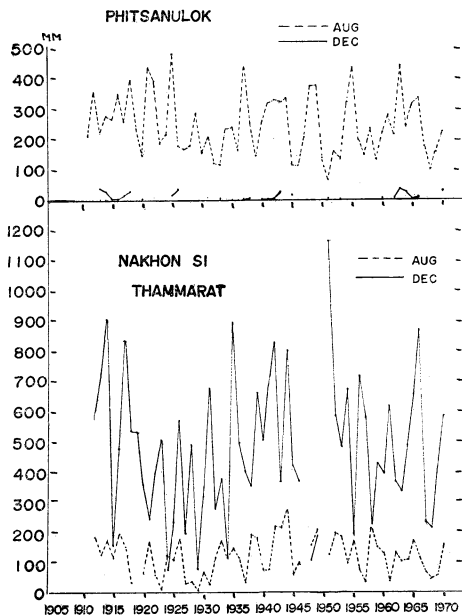
- 1. CHIANG RAI 2. PHITSANULOK
- 3. UBON RATCHATHANI 4. BANGKOK
- 5. PRACHUAP KHIRI KHAN
- 6. NAKHON SI THAMMARAT
- 7. SONGKHLA 8. VIENTIANE
- 9. KOTA BHARU 10. SINGAPORE
- 11. DJAKARTA



第6図 コタバル（実線）とシンガポール（点線）の12月の月降水量

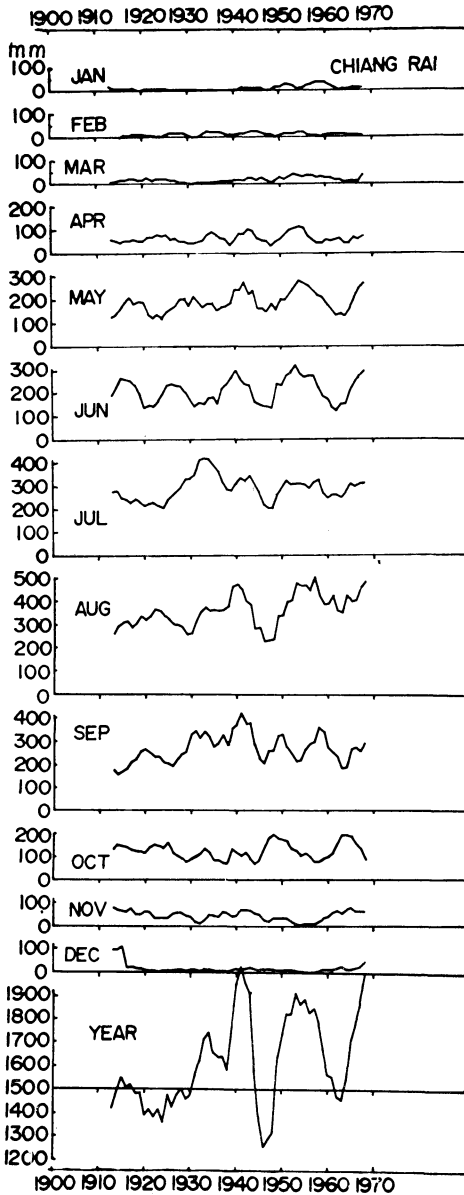


第3図 タイ国内各地の年降水量の5年移動平均値



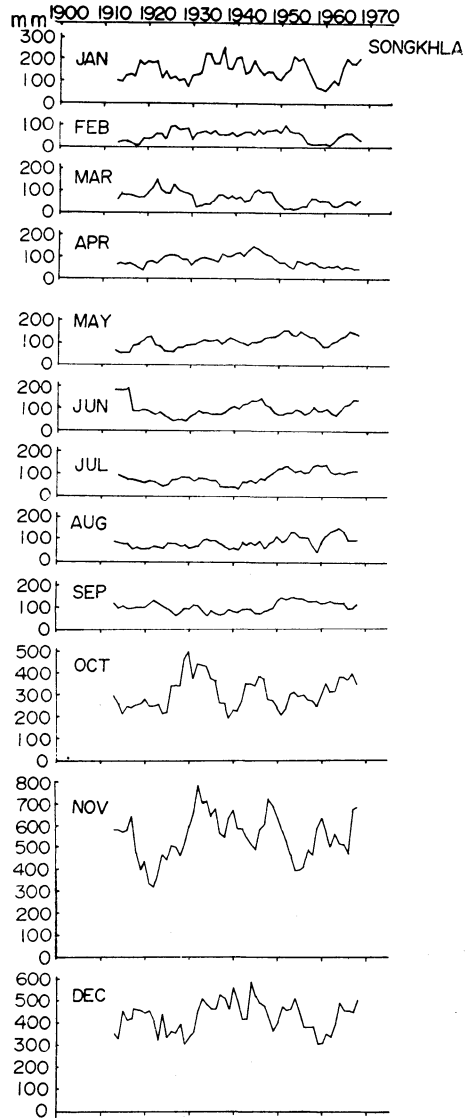
第5図 タイ国北部と南部2地点の12月と8月の月降水量

に大きな差があることの説明の一つとして、モンスーン
の方向や位置と地形の相対関係を考えてみる。第5図は
タイの比較的北部にある PHITSANULOK と南端に近



第7図 タイ北部 CHIANG RAI の各月の月降水量

い、NAKHON SI THAMMARAT の8月と12月の月降水量の変動を示す。前者は夏のモンスーンで後者は冬のモンスーンによって主降雨が得られることがわかるが、両者の年降水量の変動が同位相にならないことも理解出来る。第6図はマレーシアの北東部の Kota Bharu とマレー半島南端に近い Singapore の12月の降水量の



第8図 タイ南部 SONGKHLA の各月の月降水量

変動を示す。共に冬のモンスーンが主降雨となるところであるが、モンスーン軸の方向や位置の変化が効いて、互いに逆位相の変動を示していることが注目される。

3. 月降水量の変動

上述のように各月の降水量の変動にはそれぞれ特色があるので、この節では冬多雨型と夏多雨型の例について各月の月降水量の変動を比較した。第7図はタイ北部の CHIANG RAI 月降水量を5年移動平均したもので、年降水量の変動も最下段に示されている。5月から9月

までの多雨季でも必ずしも変動の位相が同じでないことがわかる。第8図はタイ国南部の SONGKHLA の同じような図であるが、ここでは11月が最多雨となっている。その変動の様子は当然のことながら CHIANG RAI の夏のそれとは大きく異なっている。

4. あとがき

紙数の都合で収集した資料のすべてを書くことが出来

なかったが、モンスーン地域の降水量の長期変動を理解するにはモンスーンと地形の関係を十分考慮しなければならないことを指摘出来た。なおこの資料を集めるに当たっては各国の気象台、京都大学東南アジアセンター、文部省科学研究費などのお世話になったことを付記し感謝の意を表したい。なお、詳細は「東南アジア研究」13巻2号に発表予定である。

551. 513; 551. 583.

4. 北半球における気候の寒冷化と大気大循環*

朝倉 正**

要旨

下部対流圏の平均気温として1,000~500 mb の層厚を用い、1950~74年の15年間について気候の寒冷化の実態と大気大循環の各種エネルギーの変化を調べた。トレンド指数によると、寒冷化は冬よりも夏に進行している。緯度 60° 圏を通過して北向きに輸送される熱量が減少すると、北極寒気の勢力は増大する。帯状平均有効位置エネルギー（12カ月移動平均）は約2年周期で変動する。この2年周期を平滑化すると、1971年以降著しく増大している。これは北半球における氷雪面積の拡大と一致し、南北温度傾度が増大したことを示す。

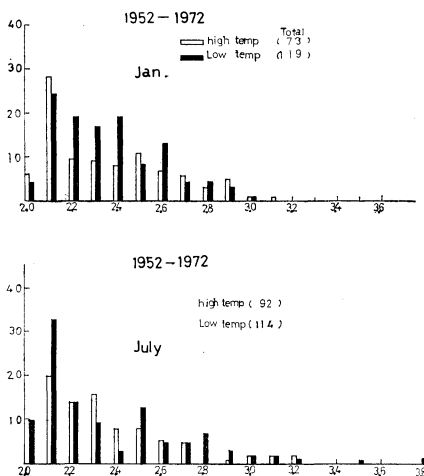
1. はしがき

北半球における気候の寒冷化は地上気温を用いて解析した結果や、数値シミュレーションした結果についてはすでに報告したことがある。気温の長期変化曲線から寒冷化しているかどうかをきめるのは、ときに主観的になりやすい。本論では福井（1973）が日本の気温について用いたトレンド指数（鈴木）を北半球月平均層厚（1,000~500 mb）に適用し、客観的に寒冷化域と温暖化域が決められるようにした。

平均値から標準偏差の2倍以上かたよった観測値を異常として、その発生度数を緯度別に合計すると異常低温は高緯度地方、異常高温は低緯度地方に多く発生している。このような現象が大気大循環の各種エネルギーにどのように反映されているかを調査した。

2. 異常値の発生について

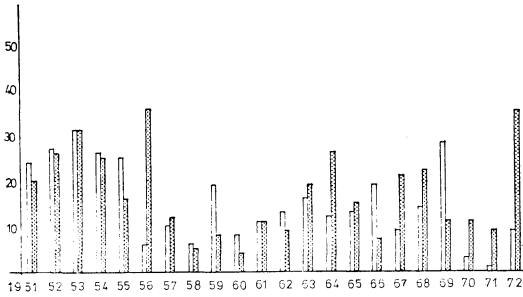
月平均1,000~500 mb 層厚を用いて、標準偏差 (σ) の2倍以上平均値からずれた値を異常値とし、標準偏差ごとに発生度数を数えると第1図に示すように異常低温の方が異常高温よりも多発している。これは気候が寒冷



第1図 月平均層厚（1000-500 mb）の平均からの偏差が標準偏差の2倍以上になった場合の度数分布。

化しているためと思われる。標準偏差別にみた異常値の発生回数は標準偏差の2.1倍がもっとも多く、まれに3倍以上に達することがある。大半の異常値は標準偏差の2.3倍以下なので、2.4倍（数百年に1回の出現確率に当る）以上の異常値の発生度数を季節別に集計すると、

* A cooling trend of climate in the northern hemisphere and the atmospheric general circulation
 ** T. Asakura (気象庁長期予報課)



第2図 2.4σ以上の異常値発生回数の経年変化(1951-72), 図中白の棒グラフは異常高温, ハッチの棒グラフは異常低温

異常高温には季節による違いは見られないが異常低温には季節変化が見られる。冬季(11~2月)と夏季(6~8月)に異常低温が多発していることは注目される。

また、2.4σ以上の異常値発生の経年変化は第2図に示すように1950年代の前半に多発し、後半に少なかった。しかし、1960年代にはいつから徐々に増加し、異常気象が多発していることを物語っている。種別にみると、高温よりも低温の発生度数の増加の方が目立っているがこの事実は気候の寒冷化が進行していることを示すものであろう。また、異常値の多発は気候の母集団が変わってきたためである。

3. 北半球における寒冷化域を温暖化域の分布特性について

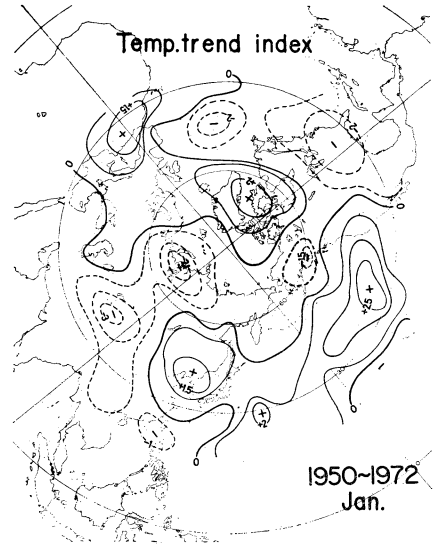
気温の経年変化曲線を見て寒冷化しているか温暖化しているか判断することはむずかしいことがある。そこで、本論では鈴木栄一(1968)が導入したトレンド指数 I_T を用い、北半球上で緯・経度10°ごとの格子点における月平均層厚(1,000~500mb)値について I_T の分布を各月毎に作成した。ここでは1950~72年の1月と8月について述べる。なお、トレンド指数はつぎの通りである。

$$\text{トレンド指数 } I_T = S / \sqrt{N(N-1)(2N+5)/18}$$

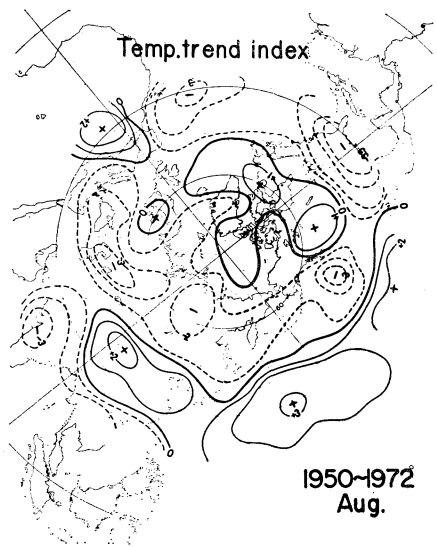
$$S = 2 \left[P - \frac{N(N-1)}{4} \right]$$

$$P = \sum_{i=1}^{N-1} n_i$$

ただし N は総数、 n_i は時系列 x_1, x_2, \dots, x_N の中で x_i 以後に x_i より大きな値が出現した回数である。 I_T が +1~-1の間にあるときは統計的に有意でなく、その範囲外の値をとるとき有意となる。2以上の値をとると2%の水準で有意である。



(a) 1月の北半球下部対流圏気温のトレンド指数の分布



(b) 8月の北半球下部対流圏気温のトレンド指数の分布

第3図

第3図aは1月のトレンド指数分布である。寒冷化している地域は北米大陸中部以南、シベリア大陸中部に限られている。とくに、タイミール~ノバヤゼムリアを中心とした北極地方、チベット高原北方、アメリカ中部、大西洋中部ではっきりしている。一方、温暖化域は比較

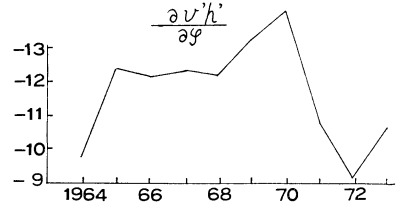
的広域に拡がり、大太平洋～日本、グリーンランド付近、地中海域にみられ、北半球全域が寒冷化しているわけではない。

夏の例として8月のトレンド指数分布(第3b図)をみると、1月よりも広域にわたって寒冷化している。その主な地域はシベリアからヨーロッパにかけての広大な地域と北米大陸中南部にみられる。また、大西洋と東南アジア～インドの夏の気温も低温化している。これらの地域のトレンド指数は1月よりもかなり大きく、しかも主要な農業生産地帯をおおっていることは注目される。しかし、中国大陸と太平洋域では冬と同じく温暖化している。日本は北日本が寒冷化し、西日本～沖縄は温暖化しているが、1960年以降について指数を再計算すると中国大陸も日本も寒冷化し始めているので、8月は冬と違い北半球の大半の地域の気候が寒冷化していることになる。

4. 北極地方の寒冷化と熱輸送量

北極地方を中心に気候が寒冷化しているが、その原因についてはよく分かっていない。しかし、熱収支のバランスから気温変化がきまるので原因を追及するには熱収支を構成する各因子を調べる必要がある。本論はそれらの因子の中でも重要な水平方向の熱輸送量と気温変化との対応を調べた。

北緯60°の緯度圏を横切り、うずによって輸送される水平方向の熱輸送量は年によって変動するが、60°以北



第5図 緯度70°と50°の間に収束されたうずによる年平均熱輸送量(単位 $10^{-2}/222 \cdot \text{m/sec}$)

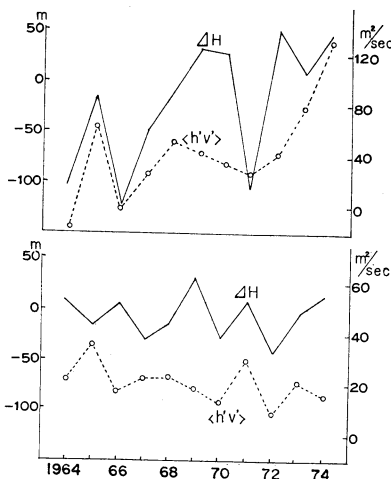
の層厚の変化と比較すると第4図に示すようによく比例した変化をしている。第4図上段は1月、下段は8月の場合で期間は1964年から1974年までの11年間である。うずによる熱輸送量($h'v$)と層厚の年偏差(ΔH)とはほぼ平行した変化をしている。すなわち、北極地方の寒冷化はうずによる熱輸送量の減少が一つの原因にあげられる。

また、緯度70°と50°の緯度圏の間に収束される熱量は第5図に示すように1964年に少なく、1969～1970年に多かった。これは北極地方における気温が1964年に低く、1970年頃高かったことともよく一致する。また、1972年にうずによる熱の収束量が急激に減少したが、これはKulka(1974)が指摘した北半球の氷雪面積が1972年に急激に拡大したことも関連があるものと思われる。

5. 各種エネルギーの経年変化

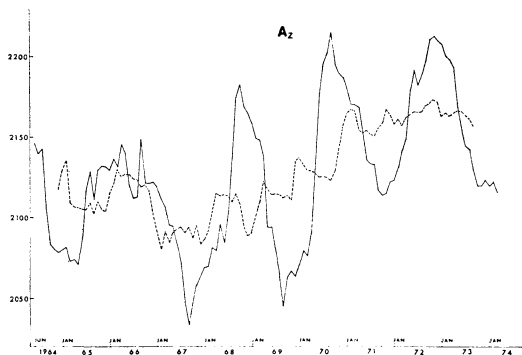
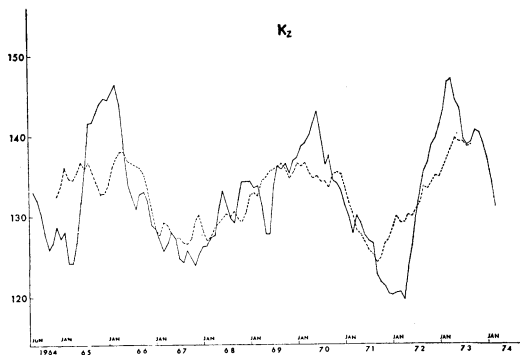
北半球の気候変化は大循環の各種エネルギーにも反映される。もっとも顕著なのは南北の気温差に比例する帯状平均有効位置エネルギー(A_z)である。第6図は各種エネルギーの経年変化であるが、実線は季節変化を消すために12か月移動平均した値、点線は2年周期を消すために24か月移動平均した値の経年変化を示したものである。第6a図は A_z の経年変化で約2年周期で変動をくり返していることは注目される。これは赤道下部成層圏における帯状流の26か月周期や北極海における水量の2年周期とも関連する現象と思われる。この2年周期を消去した A_z の長期傾向(点線)は1967年以降増加傾向をたどり、1971年頃に急激に増加している。これは1960年代よりも1970年代にはいってからの気温の南北傾度が増大したことを示すものである。

一方、東西方向の気温差の目安となるうずの有効位置エネルギー(A_e)は第6図bに示すように約2年周期で変動をくり返しながら、長期傾向としては減少している。すなわち、東西方向の気温差は減少しつつあることで、同一気団が東西方向に一樣に拡がっていることを示

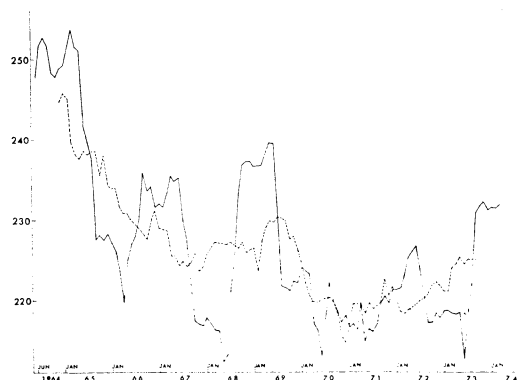
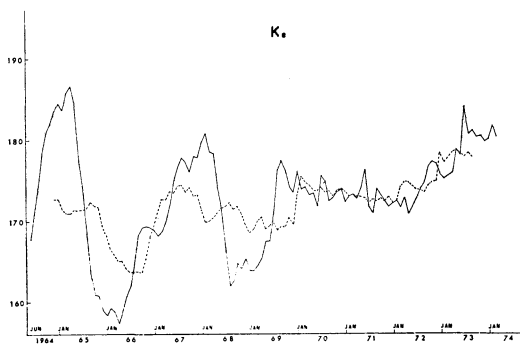


第4図 緯度60°圏を通り水平うずによって輸送される年平均南北熱輸送量と層厚の経年変化(1964-74)

上段: 1月, 下段: 8月

(a) 帯状平均有効位置エネルギー (A_z)

(c) 帯状平均運動エネルギー

(b) うずの有効位置エネルギー A_e 

(d) うずの運動エネルギー

第6図 各種エネルギーの経年変化. 図中実線は12カ月移動平均値, 点線は24カ月移動平均値. 値は何れも日々の値を月平均したものを基礎にしている. 単位は何れも 100 J/ton

している. したがって, 南北方向の気温差は増大し, A_z が増加傾向を示していると一致する.

帯状平均の運動エネルギー K_z は A_z の変動の約2倍の周期で変化し, 1971年以降帯状流が強まっているのは, 南北方向の温度傾度の増大と関連した現象と思われる. A_z と K_z の周期が違う理由は今後に残された問題点である. また, うずの運動エネルギー K_e は1964~1967年までは K_z と逆の変化をしていたが, その後は余り変わらず1972年頃から K_e は K_z と共に増大している.

以上の解析事実から, 1970年代は南北の温度差の増大と共に A_z は増加し, K_z も K_e も増大して, 大気の流れが活発になっている. このことが, 大気熱輸送量にどのように関係し, 気候の寒冷化に結びつくかは今後の

問題点に残されている.

なお, 本研究は文部省科学研究費の援助を頂いた.

文献

- 朝倉 正(1970): 日本の気候変動と大気熱冷源の研究 (I), (II), (III). 気象研究ノート, 13-55.
 朝倉 正(1971): 最近の北半球における寒冷化とその仮説的原因論.
 鈴木栄一(1968): Secular variation of rainfall. Papers in Met. and Geophys. 363-399.
 福井英一郎(1973): 日本における最近の低温化の傾向とその動的考察, 地理学評論, 46, 231-244.
 Kulka, G.J. and H.J. Kulka (1974): Increased surface Albedo in the Northern Hemisphere, Science, 183, 709-714.

5. 異常気象と気候変動*

福井 英一郎**

1. まえがき

筆者は日本の異常気象の出現回数と地理的分布などを過去50~80年間について考察してきた***. ただしこの場合に異常気象としてとりあげたのは月平均気温および月降水量の異常値であり, 短期間の異常, たとえばフェーンによる異常高温や台風・前線などともなる集中豪雨などとは異なる. しかし一般的には異常気象としてはむしろこれら後者の方を指すことが多いのではないかと考え, 混同を避けるために前者を異常気象月, さらに具体的には異常高(低)温月, 異常多(少)雨月とよんだ方が適当と思われるのでここではこれらの呼称を使用する.

したがって通常の意味の極値ではないので, 統計的方法としての極値理論は適用できない. また異常値としてはいろいろのとり方があるが, ここでは30年に1回起る程度のもの, すなわち再現期間が30年の現象を対象としたが, 別に特別な根拠があるわけではなく, 多分に一般的通念や実用性を考えてのことで, 通常の人々がその活動時代中にはほぼ1回経験するような異常現象をとったに過ぎない.

本稿では最初に異常気温と異常降水量について調べた結果を要約して述べた後に, これらの出現と一般の気候変動との間にいかなる関係または傾向が認められるかについての考察を中心として記述する.

2. 異常気象月の出現回数とその分布

各月の平均気温および降水量が平年に比べて異常であった回数を1年中の各月および日本の各地方を代表すると思われる下記15地点について1891~1970年の80年間について求めた.

旭川, 札幌, 根室, 秋田, 宮古, 新潟, 金沢, 東京, 名古屋, 浜田, 広島, 高知, 福岡, 鹿児島, 名瀬. この場合に異常値の判定法には数種のものが弄えられるが, 若干の地点についてその全部を予察的に試行してみた

ところ, 結局 Thompson の棄却検定の方法が最も妥当な値を与えることを知ったので, これを採用した. その結果だけを要約すると次のようになる.

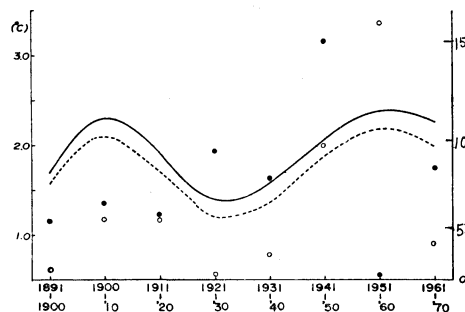
気温の異常

1891~1970年を10年ごとに区切り, これら10年中の異常値を上記の方法によって判定した.

1) 月別変化 異常高温月の出現は5月に最も多く, 7月がこれに次ぐのに対して, 最も少ないのは3月, 6月, 11月である. 異常低温月は冬から春にかけて最大, 夏に最も少ないのは極めて常識的であり, 両者を合すると結局春に異常の月があらわれやすく, これは恐らく気団の交替季に当たっているため, 他の要因よりもその影響力が大きいためと考えられる.

2) 地方別分布 異常高温月, 低温月の出現はいずれも中国や四国以西の西日本に最も多く, 中部日本がこれにつづき, 北日本に最も少ない. ただし異常高温月では西日本と中部日本の有意差は極めて小さいのに対して低温月の北日本と西日本のちがいはわずかに3%の危険率で有意で, その差は非常に明瞭である.

3) 時代別変化 10年ごとの変化をみると冬では1940年および1950年代に高温月が非常に増し, 1960年代に入って急減している. 一方低温月は1940年代に最大で, 1950年代に急減し1960年代に再び増している(第1図). 夏には高温月は1940年代にわずかながら減少し, その後再び増加の傾向がみられるが低温月はほとんど増減がな

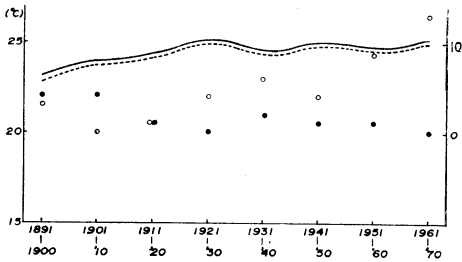


第1図 冬季における異常月出現回数(右側の目盛)と平均気温(左側の目盛)の関係
○ 異常高温月 ● 異常低温月

* Unusual Weather and General Fluctuation of Climate

** E. Fukui

*** 文献中の(福井1974 a, b)は近く一部修正の上他誌に投稿の予定である.



第2図 夏季における異常月出現回数(右側の目盛)と平均気温(左側の目盛)の関係
○ 異常高温月 ● 異常低温月

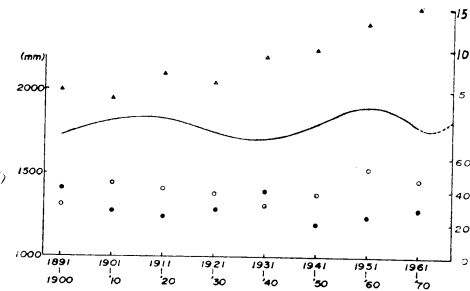
い(第2図)。

降水の異常月

1) 月別変化 全国の合計でみると多雨月の出現回数は5月に最大、すなわち季節的には春であり、夏と冬の差は小さい。一方少雨月は冬と夏に最大(1月および7月)、春(4月、5月)に最少である。

2) 地方別分布 多雨月の出現回数の最も多いのは日本海側と太平洋側の地方で、少雨月の出現は太平洋側(とくに冬に圧倒的に多い)と西日本で、いずれも春に少ない。

3) 年代別変化 第3図にみられるように多雨月の出現は1890年代と1950年代に最も多く、1920年代に少ないが上の曲線からもわかるように1950年代は全般的に多雨、1920年代は少雨の時代であったことに対応している。また少雨月は1890年代に最も多く出現しているが、これも一般的の変動傾向と一致している。



第3図 異常降水月および異常多雨日出現回数とそれぞれの期間における15地点平均年降水量との関係
○ 異常多雨月 ● 異常少雨月
△ 第1～第5順位までの異常多雨日出現回数

3. 気圧パターンとの関係

これら異常月出現のあるものはその時の気圧分布型と結びつけてある程度まで総観的に説明される。

しかしこのためには比較的広範囲にわたって集団的に発生した場合を選ぶ必要があり、1921～1970年の50年間にこれに該当するものは気温については6回(高温3回、低温3回)、降水については4回があげられる。

ここではその中の1例づつをとるに止めるが、1961年9月の異常高温は北海道、日本海岸地方、西南日本にひろがったが、この月は夏型に近い気圧配置が月末までつづいたために全国各地で記録の高温を示し、東京でも5日に35.0°Cまで上昇した。

一方異常降水月4回の中で多雨月が1回(1945年10月)、少雨月は3回(1939年12月、1941年7月、1956年12月)であった。

上記の多雨月は東海地方や西日本でとくに顕著であったが、これは台風83号および84号による降雨が積み重なったためと考えられる。

4. 異常気象と一般的気候変動との関係

世界全体についてみると異常気象の増減傾向と一般的気候変動の間にはかなり明瞭な正の相関があるとされ、とくに気温については最近の寒冷化時代に入って異常低温が増しているのに1940年ごろまでの昇温時代にはこれと反対に異常高温の出現が多かったことが報告されている。筆者は日本だけでは必ずしもそのままの形では該当しないのではないかと考えたが、その理由の一つとして日本の寒冷化が西欧その他と比べて約20年おくれて初まったことがあげられる。しかしこの問題は気温変動と異常気象との関係や両者の性格の特性を明らかにする上にも非常に重要と思われるので、さらに、二の方法を用いて検討してみることにした。

第1の方法として前に求めた各10年ごとの各月15地点における異常月の総出現回数とこれら各地点のそれぞれの期間における月平均気温の平均を冬季(出現回数については1月と2月の合計、平均気温は1月のみで代表せしめた)と夏季(同じく回数は7月と8月の合計、平均気温は8月のみをとる)に分けて両者の関係をみたのが第1表、第2表である。

第1図、第2図はこれらの関係を示したものであるが、15地点の中には東京、名古屋の巨大都市が含まれており、都市の膨脹発展による昇温の影響が大きいと思われるので、この2都市を除外した13地点の平均気温の変化を別に示してあり、実線の曲線は15地点の平均気温、

第1表 冬季の異常月出現回数とその期間の平均気温

	異常高温月 出現回数	異常低温月 出現回数	平均気温
1891~1900	3	6	1.7°C
1901~1910	6	7	2.3
1911~1920	6	6	1.9
1921~1930	3	10	1.4
1931~1940	4	7	1.6
1941~1950	10	17	2.1
1951~1960	16	1	2.4
1961~1970	5	9	2.3

第2表 夏季の異常月出現回数とその期間の平均気温

	異常高温月 出現回数	異常低温月 出現回数	平均気温
1891~1900	3	4	23.1°C
1901~1910	0	5	23.9
1911~1920	1	1	24.3
1921~1930	4	0	25.1
1931~1940	6	2	24.6
1941~1950	4	1	25.0
1951~1960	9	1	24.5
1961~1970	13	0	24.8

第3表 異常降水月出現回数その他とその期間の15地点平均年降水量

	異常多 雨月出 現回数	異常少 雨月出 現回数	平均年 降水量 (mm)	第1~第5 順位 日出現回数
1891~1900	33	42	1720	5
1901~1910	44	28	1808	4
1911~1920	40	24	1821	7
1921~1930	36	25	1729	6
1931~1940	30	39	1706	9
1941~1950	38	24	1783	10
1951~1960	52	23	1901	13
1961~1970	46	27	1783	15

破線の曲線は13地点のものである。この両図からその絶対値は13地点の方が当然低くなるが、相対的の関係はほとんど変わらないことが知られる。

第1図からわかることは多少の例外は別として気温の上昇時代には異常高温月が増加し、異常低温月は気温の下降時代、たとえば1921~1930年にいちじるしく多くなり、同様のことは第2図の夏についても認められ、冬よりもむしろ明瞭である。

このような関係を年降水量の変動についてみよう。第3表は各10年ごとの15地点の平均年降水量*と多雨月および少雨月の出現回数を示したものである。

第3図の曲線は前記15地点の年降水量の経年変動を示すもので、よく知られているように1911年代と1950年代に多雨、1930年代にやや減少し、最近では1960年代の少雨期から破線であらわしたように徐々に増加している。

1971年以後以外はいずれも10年単位の平均であるが、この図からもほぼ30~40年の周期の存在が明瞭に認められる。またこれら長期変動と異常月出現の間には明瞭な正の相関関係が確認され、雨の多い時代に異常多雨月は増加し、少ない時代に減少していること、これに対して少雨月の出現回数は大体この正反対になることが知られる。

以上の記述から気温、降水量ともにその異常は大体において気候の一般的変動と同じ傾向の変化を示すことがわかったが、これはいずれも月単位の量、すなわち気温では月平均気温、降水量では各月の総量をとっているから両者は全然独立ではなく、ある程度は当然の結果といわねばならないであろう。とくに降水の場合においては多雨月の多い10年間はこの期間の総降水量を大きくするのでその平均の値も大きくならざるを得ないであろう。気温についても影響の程度はやや劣るにしても大体同様のことが考えられるのでこの方法だけでは決して十分とはいえない。

元来異常気象というのは月単位の平均や総量の異常ではなく、かなり短い期間の現象を指すことの方が多く、上記の月単位のもは天候よりも長く、季節よりは短い期間のもので適當の用語がないので便宜的に用いたに過ぎない。

第2の方法として上記狭義の異常気象をあらわすに近いものとして気温についてはその月に起った日気温の最高または最低の値を、降水量についてはその年の最大日量を取り、1970年までの全期間でのそれぞれ第1順位から第5順位に入るものの中で各10年ごとの期間でとくにこれに当るものが15地点で何回あらわれたかを求めた。その結果は第4表および第5表のごとくである。なおこの場合に冬は1月、夏は8月のみをとった。このようにすれば月平均や月総量とは異なって一般的変動とはかなり独立した量を示すであろうと考えられる。

これと一般的な気温の長期変動(15地点の平均)との関係を示したのが第4図(1月)と第5図(8月)であ

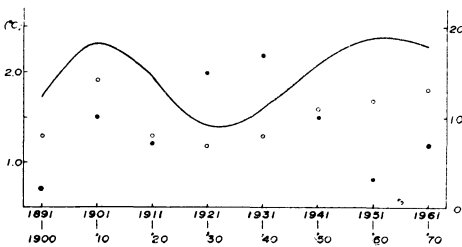
* 名瀬のみは1891~1896年、1945年、1950年を欠く。

第4表 第5順位までの各種気温の出現回数

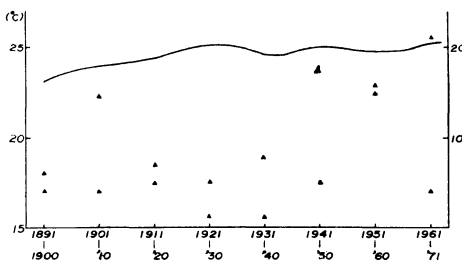
	1月中の 高かった 日平均気 温	1月中の 低かった 日平均気 温	8月中の 高かった 日平均気 温	8月中の 低かった 日平均気 温
1891~1900	8	2	2	6
1901~1910	14	10	2	15
1911~1920	8	7	3	7
1921~1930	7	15	7	5
1931~1940	8	17	1	8
1941~1950	11	10	18	5
1951~1960	12	3	17	18
1961~1970	13	7	21	4

第5表 第5順位までの最大日雨量出現回数

1891~1900	5	1931~1940	9
1901~1910	4	1941~1950	10
1911~1920	7	1951~1960	13
1921~1930	6	1961~1970	15



第4図 1月の平均気温の変動と第5回順位までの異常高(低)温日出現回数との関係
○ 異常高温日 ● 異常低温日



第5図 8月の平均気温の変動と第5順位までの異常高(低)日出現回数との関係
△ 異常高温日 ▲ 異常低温日

る。

第4図からわかるように1月においては順位の高かった異常高温日の出現回数が一般の変動とほぼその増減の傾向をともししている一方において異常低温日もそれほど顕著ではないがやはりほぼ前と反対の関係を示している。また8月(第5図)では気温の一般変動の振巾が1月に比べるとかなり小さく、したがって相互の関係は1月ほど明瞭ではないが、大体の傾向は否定できない。

同様のことを降水量についてみたが、この場合には年総量と1年間の最大日量だけを考え、やはり後者の中で第1順位から第5順位までに入るものの合計(15地点)を10年ごとに分けたものを第5表に示したが、年平均降水量の変動との関係は前の第3図中に加えた。

ここで注目に値するのは一般の変動とはほぼ無関係に異常多雨の日が増加の傾向にあることである。一般に局地性豪雨の情報や洪水被害には人為的要素がかなり多く含まれているために最近におけるこれらの増加も自然的のものではないような考え方も多いが、上記の考察の結果から必ずしもそうでないようにも思われ、その原因については不明ながら一つの示唆を与えるものといつてよいであろう。

以上を要するに日本でも短期間に起る狭義または通常の意味に近い異常気象も一般の気候変動とほぼ同じ方向に起っていることを明らかにした。この場合に異常気象が一般の気候変動を左右すると考えるよりも、むしろ気候変動の方が同じ方向の異常を誘発する引金となつた方が妥当のように思われるが、この問題についてはさらに別の方面から検討したいと考えている。

文献

福井英一郎, 1974 a: 1960年代の異常気象について, 1974年度日本地理学会春季学術大会講演予稿集, p. 207.
 福井英一郎, 1974 b: 異常気象の出現と分布, 1974年度日本気象学会春季大会講演予稿集, p. 109.
 気象庁, 1968: 日本における異常天候の記録(1900~1965) 気象庁技術報告60号.
 気象庁, 1970: 気象要素の度数分布, 気象庁観測技術資料33号.
 気象庁, 1974: 全国異常気象・気象災害一覧, 気象庁観測技術資料85号.
 気象庁, 1974: 近年における世界の異常気象の実態調査とその長期見通しについて.

6. 山岳地帯における冬期降水量の変動特性*

樋口 敬二**

1. はじめに

北海道、東北、中部、山陰の各地方の日本海沿岸の河川では、冬期にその水源地域である山岳地帯に多量の水が積雪として、蓄積される。

菅谷 (1953) の調査によれば、只見川(流域面積2,350 km²)では、年間総降水量が、50.0億トン、このうち積雪水量は、21.4億トンで、43%にあたる。小笠原・藤平 (1966) の調査によると、愛本測水所に至る黒部川集水域 (654 km²)では、年間総降水量31.3億トンに対し、積雪水量は、11.3億トンで、36%にあたる。

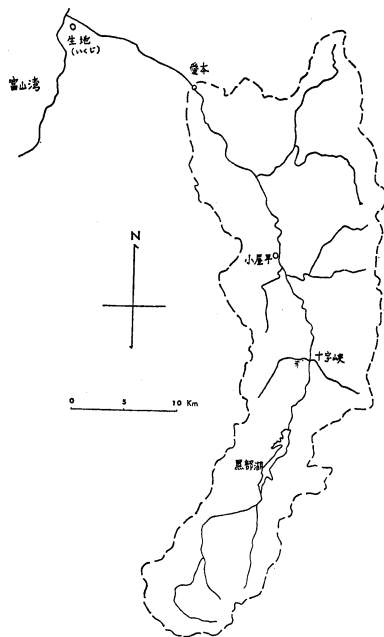
このように日本においては、山岳地帯の積雪が水資源として重要であり、水資源開発系をモデル化する場合などでも、河川流出の入力系としての冬期降水量の特性を明らかにすることが重要である。しかし、これまで、水資源として積雪の総量に関する調査研究は多いが、河川入力系として降積雪の特性を検討した研究はみられないので、その点について考察した結果を報告する。

2. 山岳地帯における降水量の季節的変動

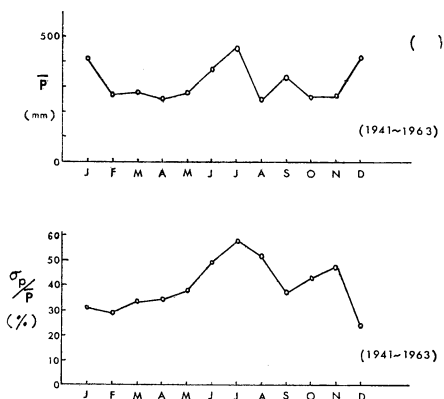
山岳地帯における降水については、統計的検討にたえる長期観測例が少ないが、中部地区においては、黒部川の中流、小屋平(海拔高度536 m)で、関西電力が、1937年以来、降水量の観測を実施しており、すでに30年以上の資料がある。気象関係の観測結果と同じ精度は期待できないが、山岳地帯における降水量の変動を論ずるには、貴重な資料といえる。その位置は、第1図に示した。

たとえば、樋口 (1971 a, b) は、この資料にもとづいて、北アルプスにおける冬期降水量の長期的変動を論じ、1938~1970の期間を、1950年を境にしてわけ、比較してみると、最近やや増大の傾向がみとめられる、としている。

一方、降水量の季節的変動については、福田・津林 (1966) の調査研究があり、1941~1963の期間について小屋平における各月の月降水量の平均値 \bar{P} 、その標準偏差 σ_P および両者の比 σ_P/\bar{P} をもとめ、それにもとづいて降水量の季節的変動を論じている。その結果は、第2



第1図



第2図

図に示したとおりで、これを黒部川河口の生地(いくじ)における同様な解析の結果と比較して、福田・津林は山岳地帯における降水量の季節的変動について、次のような結論を得た。小屋平においては、 σ_P/\bar{P} は7月が最大で、これは梅雨の消長による変動の大きいことを示し、

* Characteristics of variation of winter precipitation at the mountain vange

** K. Higuchi, 名古屋大学水圏科学研究所

一方、 σ_P/P が12月に最小であるのは、季節風による降雪量の変動が小さいことを示している。また、小屋平と生地とで、 σ_P/P を比較すると、山地の降雪量の変動は平地のそれより少ない、というのである。

このような降雪量の季節的変動は、河川流出の変動に反映されるが、そのし方は、季節によって異なる。というのは、降水が降雨であった場合には、表面流出あるいは地下貯溜などの過程の差はあっても、ただちに流出の過程にはいる。ところが、降水が降雪であった場合には、地表にいったん蓄積し、融雪期にならないと流出過程にはいらない。

したがって、河川流出の入力系として考える場合、冬期降水量は他と区別して、変動を論じなければならない。

3. 山岳地帯における冬期降水量の変動

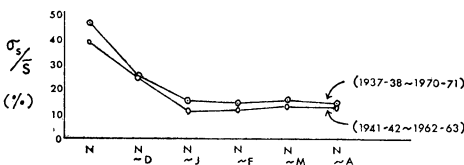
第2図にみるとおり、小屋平においては冬期降水量の変動は、他の季節に比べると、小さいが、その上に、積雪という蓄積過程があるために、平滑化、あるいは増大される可能性が考えられる。

その点を明らかにするために、小屋平における冬期降水量として、11月以降の降水量を積算し、積算期間が長くなるにつれて、変動がどう変るかを検討した。

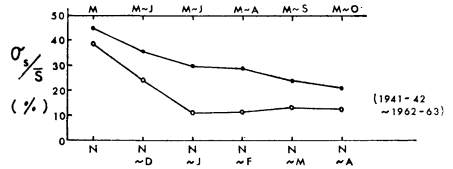
そこで、さきに福田・津林が降水量の変動と論じたと同じ期間である1941-42~1962-63の間における小屋平における降水量について、11月、11月と12月の合計、11~1月の合計というように、11月~4月までの合計について、その平均値 \bar{S} 標準偏差 σ_S 、および両者の比 σ_S/\bar{S} をもとめた。このうち、 σ_S/\bar{S} を図示したのが、第3図において○を結んだ線である。

第2図と第3図とを比較すれば、明らかなように、冬期降水量を積算すると、 σ_P/P は、減少し、夏期降水量の σ_P/P が約50%であるのにくらべ、 σ_S/\bar{S} は、約10%となって、相対的にいえば、1/5 ていどの変動となる。

同様な検討を、観測開始から最近までの、1937-38~1970-71の期間においておこない、 σ_S/\bar{S} を図示したのが、第3図の●を結んだ線であり、統計期間は長いが、



第3図



第4図

上の結果と同じ傾向を示している。

もっとも、このような傾向は、冬期、夏期をとわず、降水量を積算する場合に共通のものである可能性が考えられるので、同じ小屋平の同じ期間について、夏期降水量の積算値とその標準偏差の比をもとめてみた。積算は、5月にはじまり、5月~6月というようにして、5月から10月までおこなった。その結果が、第4図の●を結んだ線である。

この図には、第3図に示した冬期降水量の積算値の結果を○を結んだ線によって示してあるが、この二つを比較すればわかるように、夏期降水量の場合には、同じ月数を積算しても、 σ_S/\bar{S} の値は、冬期降水量の場合よりも、大きく、ほぼ倍ちかい。

したがって、冬期の降水は、夏期の降水に比べて、月毎の変動を相殺する傾向をもっていると考えてよいと思われる。

このような結果は、冬期降水量の積算に相当する積雪量が、山岳地帯において変動の少ないことを意味しており、山岳地帯の積雪調査の結果も、例は少ないが、同じような傾向を示している。たとえば、東・樋口 (1952)、樋口・板垣 (1953) が調査した大雪山志別川流域の場合には、流域面積が256 km² で、総積雪水量の5年間の平均値が1.72億トン、5年間の変動巾は、-14.0~+11.5%ていどであり、小屋平における冬期降水量の積算値の変動巾にちかい。

4. これからの問題

3で述べたとおり、小屋平における冬期降水量の変動は、降雪の蓄積である積雪過程を通じて、小さくなる傾向を示しているが、これは、冬期の降水が月毎の変動が相殺する傾向で起っているためと考えられる。

もし、各月が同じ変動傾向をもっているとすれば、 σ_S/\bar{S} は、積算の期間を長くしても、変わらないか、場合によっては、大きくなる、と考えられるからである。

したがって、 σ_S/\bar{S} が第3図に示したような傾向をもつのは、小屋平、あるいは、より広くいえば、黒部川中流における冬期降水の河川入力系としての特性であると

いえる。

ところが、一方、菅谷 (1953) が、只見川流域の只見 (海拔高度 370 m) などの降水量の傾向を解析したところによると、冬期 (11月~4月) の降水量の積算値は、夏期 (5月~10月) の降水量の積算値よりも、変動が大きくなっている。

したがって、降水量の積算値の変動の季節による違いは、流域の特性の一つといてよいと思われる。

そこで、将来の課題は、日本の各地域にある河川流域について、 σ_s/\bar{S} をもとめ、その比較を行なうことによって、河川入力系としての冬期降水の特性を明らかにすることである。たとえば、各地域の気候によって降水量、積算期間が異なるため、 σ_s/\bar{S} の減少、増大の傾向、その最終値に違いができるが、それらが、日本国内で、北から南へゆくにしたいが、どのように分布しているか、などの検討は、興味のある問題である。

また、これらの傾向と夏期降水量の σ_p/\bar{P} の特性とを結びつけば、各河川における入力系としての降水特性をあらわすパラメーターとなり得るものと期待される。

そして、その結果は、水資源開発系のモデル化において、入力系としての降水の特性とその変動をいかにとりこむか、を考える場合や、気候の変化によって起る降水量の変動が、河川流量や河川水温にどんな形で影響を与

えてゆくかを知る上に、重要な基礎資料となると考えられる。

文 献

- 東 晃, 樋口敬二, 1952: 調査コースによる忠別川流域の積雪水量調査, 北海道大学地球物理学報告, 第2号, 1-12.
- 樋口敬二, 板垣和彦, 1953: 調査コースによる忠別川流域の積雪水量調査, 北海道大学地球物理学報告, 第3号, 51-62.
- Higuchi, K. 1971 a: Characteristics of Mass and Heat Balances of Perennial Snow Patches in Central Japan, Symposium on Snow and Ice in Mountainous Areas, IUGG XV General Assembly, Moscow, 1971, 45.
- 樋口敬二, 1971 b: 雪渓の消長に関係ある気候因子の変動, 天気, 18, 469-47.
- 福田喜代志, 津林喜尚, 1966: 黒部川水系の水文気象調査, 黒部川, 富山大学学術調査団, 古今書院, 25-59.
- 小笠原和夫, 藤平彬文, 1966: 北アルプス剣沢と内蔵之助沢の積雪水量, 黒部川, 富山大学学術調査団, 古今書院, 113-119.
- 菅谷重二, 1953: 只見川流域の水文調査報告書, 菅谷水資源研究所, 1-83.

551. 543; 551. 515. 8.

7. 主要な気圧配置の出現頻度と 100 mb 面の等高線型との関係*

吉 野 正 敏**

要 約

1956~1970年の15年間の各月について、東アジアにおける地上気圧配置の冬型・気圧の谷型・移動性高気圧型・前線型 (梅雨前線型)・夏型の5つの出現日数を調べた。一方、100 mb 面の月平均の等高線図の型を分類し、そのクロノロジーを作った。これらはすべて表に示した。次に、両者の関係を表にまとめた。その結果、次のことが明らかとなった。(i) 100 mb 面の極渦の中心が $90^\circ\text{E} \sim 180^\circ\text{E}$ のセクターにあることが全体の月の約半分である。(ii) 夏の北半球の高気圧は全体の月の3分の

2が $50^\circ\text{E} \sim 100^\circ\text{E}$ の範囲を占めている。(iii) 100 mb 面の型がある特別の型のとき、地上の冬型の出現日数が特に多い。しかし、この関係は例えば1月と3月と異なる。(iv) この (iii) と同じ傾向は、気圧の谷型、移動性高気圧型についても認められる。(v) 地上の気圧配置で前線型と夏型が卓越するのはやはり特定の100 mb 面の型のときであるが、これも月によって関係が異なる。しかし、かなり明らかな差が認められるので、異常気候の予想などには利用できるであろう。

1. ま え が き

東アジアの気圧配置ごよみ (1941~1970) については別にまとめた (Yoshino-Kai, 1974)。今回はその資料を使って、1956年から1970年までの15年間における冬型・気圧の谷型・移動性高気圧型・前線型・夏型などの気圧

* Occurrence Frequencies of Main Pressure Patterns over East Asia and their Relation to the Contour Patterns at the 100 mb-level.

** M. Yoshino, 筑波大学地球科学系

第1表(a) 100 mb 面における月平均等高線図が W 型の条件

型	極渦の中心の絶対高度 (gpm)	中緯度または低緯度の高気圧	
		16560 gpm より高い地球の経度範囲	高気圧の中心の絶対高度 (gpm)
W ₁	15990—15610	ほとんどの場合 270° 以上	16600—16640, ほとんどの場合, 北西太平洋か東アジア
W ₂	15600—15210	120° 以上	16600 以高
W' ₂	15600—15210	120° 以上	16600 以低
W'' ₂	15600—15210	120° 以下	ほとんどの場合, 16600 以低
W ₃	15200—15010	120° 以上	ほとんどの場合, 16600 以低
W' ₃	15200—15010	120° 以下	16560
W ₄	15000以下	不問	ほとんどの場合, 16560 以低

第1表(b) 100 mb 面における月平均等高線図が S 型の条件

型	東半球の高気圧の絶対高度 (gpm)	高気圧の経度範囲*
S ₁	16600—16690	不問
S' ₁	16700—16790	不問
S ₂	16800 以高	1—39°
S' ₂	16800 以高	40—89°
S ₃	16800 以高	90° 以上

* 30—35°N に沿ってはかる

配置型の月別の出現頻度と、100 mb 面における等高線高度図の型との関係を調べた。

気候の長期変動と成層圏循環の型との対応に関して、何らかの手がかりをえるために試みた研究である。

1. 型の分類

まず、東アジアの主要な気圧配置型の分類であるが、これは従来の方法によった。詳細については別報(吉野・福岡, 1967; Yoshino-Kai, 1974)を参照されたい。

北半球の成層圏の100 mb 面における月平均等高線高度図の型の分類は次の通りである。まず、中心が15990 gpm 以下の極渦をもつ冬型(W型)と、特に東半球の中緯度に高気圧がある夏型(S型)とに大きく分類する。極に中心をもつ低気圧があっても、その高度が16000 gpm 以上の場合はS型に属するとした。さらに、W型とS型の細分の条件は第1表(a)と(b)の通りである。

第1表(a)でわかるように、W₄型は真冬のタイプでW₁型は夏と冬の間に見られるタイプである。さらに、極渦の中心の位置によって、それぞれの型をさらに細分した。すなわち、中心の位置を経度で分類し、

I : 0°~90°E の範囲,

II : 90°E~180°の範囲,

III : 90°W~180°の範囲,

IV : 0°~90°Wの範囲,

0 : 極の近く。

また、中心地域がかなり大きく、2つのセクターにまたがる場合には例えばI—II, 中心が2つある場合には例えばII, IVというように記した。すなわち、最終的な表示としてはW'₃(I)とか、W₄(II, IV)などとなる。

第1表(b)にはS型の条件を記した。S₃が盛夏、S₁は過渡季のタイプである。冬の場合と同じく、S₁…S₃はさらに、東半球の中緯度の高気圧の経度範囲で細分した。すなわち、高気圧の中心地域が、

I : 90°E~140°E の範囲,

II : 50°E~100°E の範囲,

III : 10°E~50°E の範囲,

また、中心地域が例えば80°E~12°Eにまたがる場合には、I—IIというように表示した。

以上の分類の基準によって、1956年1月から1970年12月までの各月について、分類を行ない、クロノロジーを作った。その詳細な方法については別に発表する(Yoshino, 1975)ので、ここでは省略する。

3. 結果

(a) 地上の気圧配置型の変動

1956~1970年のまず冬半年の各月における冬型・気圧の谷型・移動性高気圧型の出現頻度は第2表に示す通りである。

例えば、この調査期間において異常に寒冷であった、1963年1月には冬型の出現日数は22日に及んだ。一方、1956・1958・1959・1964・1965・1966年には11日で、その間に大きな差が認められる。2・3月でも8~9日の年による差があり、12月には1月と同じく10日以上

第2表 10月～4月の各月における地上の気圧配置が冬型・気圧の谷型・移動性高気圧型の回数

月	気圧配置型	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
1月	冬型	11	15	11	11	17	12	20	22	11	11	11	12	16	13	15
	気圧の谷型	7	7	6	11	4	10	7	5	9	8	7	5	7	3	12
	移動性高気圧型	5	6	7	2	6	6	1	0	6	8	4	7	4	5	3
2月	冬型	12	9	8	6	7	10	10	12	11	13	7	6	15	11	7
	気圧の谷型	10	12	10	5	4	4	3	4	8	5	8	10	10	6	8
	移動性高気圧型	4	6	5	8	13	9	9	6	2	8	5	3	3	1	6
3月	冬型	3	10	5	5	7	2	3	2	3	6	3	2	4	5	11
	気圧の谷型	16	9	5	8	9	5	8	9	11	9	11	9	7	8	9
	移動性高気圧型	8	7	8	9	10	12	12	9	14	11	7	10	9	10	9
4月	冬型	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1
	気圧の谷型	5	4	10	13	11	8	9	4	6	9	12	9	6	12	13
	移動性高気圧型	17	17	12	13	13	16	15	12	14	13	11	8	10	10	9
10月	冬型	1	1	1	1	4	1	4	2	3	0	2	2	1	1	3
	気圧の谷型	9	10	5	9	7	6	5	8	7	7	11	7	6	8	7
	移動性高気圧型	18	13	17	14	15	9	13	14	14	21	12	14	10	14	15
11月	冬型	9	4	7	6	2	8	3	5	6	7	3	7	5	6	9
	気圧の谷型	8	6	6	9	11	5	7	6	11	4	7	8	8	11	9
	移動性高気圧型	9	15	7	12	11	14	11	14	10	12	13	10	13	9	10
12月	冬型	15	9	11	8	16	14	4	6	10	10	13	14	8	15	14
	気圧の谷型	4	10	8	6	4	7	6	8	10	6	9	11	10	9	9
	移動性高気圧型	9	8	9	12	5	7	17	11	11	11	8	3	9	5	7

第3表 5月～9月の各月における地上の気圧配置が前線型・夏型気圧配置の回数

	気圧配置型	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
5月	前線型	5	5	4	6	2	7	5	12	0	4	1	0	3	2	0
	夏型	0	0	1	2	2	3	3	3	0	4	2	1	0	2	0
6月	前線型	16	18	14	15	9	13	23	14	17	14	6	8	9	9	13
	夏型	2	1	2	0	2	2	1	4	0	1	3	3	3	1	1
7月	前線型	18	26	12	19	12	8	17	9	11	17	10	6	7	6	6
	夏型	6	4	10	10	14	10	3	14	13	9	12	14	8	14	9
8月	前線型	9	7	9	4	0	11	1	11	1	1	4	3	0	11	3
	夏型	5	14	10	13	9	11	14	5	11	11	14	14	10	9	10
9月	前線型	8	9	8	6	15	1	7	7	9	2	4	8	5	7	12
	夏型	5	0	3	2	4	5	2	0	0	0	3	3	0	6	7

がある。

気圧の谷型・移動性高気圧型は2・3・4月には年による差が大きくなる。例えば、移動性高気圧型は1960年

2月には13日、1969年2月にはわずかに1日であった。次に、1956～1970年の夏半年の各月における前線型と夏型の出現頻度を第3表に示す。前線型（主として梅雨

第4表 100 mb 面における月平均等高線図の型のクロノロジー, 1956年1月~1970年12月

年	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
1956	W ₄ (0)	W ₄ (II)	W ₄ (II)	W ₁ (I-II)	S ₁ (I-II)	S' ₁ (II)	S' ₁ (I-II)	S' ₁ (II)	S ₁ (I-II-III)	W ₁ (II)	W'' ₂ (II)	W'' ₂ (IV)
1957	W ₄ (II, IV)	W'' ₂ (III-IV)	W'' ₂ (II)	W ₁ (II)	S ₁ (I, III)	S ₁ (I-II)	S' ₂ (I-II)	S' ₁ (II)	S ₁ (II)	W ₁ (II)	W'' ₂ (II)	W' ₃ (0)
1958	W ₃ (II)	W ₂ (I-II)	W ₂ (II)	W' ₂ (II)	S ₁ (I')	S' ₁ (II)	S' ₂ (I, II)	S' ₁ (II-III)	S' ₁ (I, II)	S ₁ (II)- W ₂ (II)	W ₂ (II)	W ₃ (II)
1959	W ₃ (II)	W ₄ (0)	W ₃ (II)	W ₁ (I)	S ₁ (II)	S' ₁ (II)	S ₃ (II)	S ₃ (II)	S ₂ (II)	W ₁ (II)	W' ₂ (III)	W' ₃ (II)
1960	W'' ₂ (II)	W' ₃ (I-II)	W' ₃ (II)	W ₁ (I-II)	S ₁ (II)	S' ₂ (I-II)	S ₃ (II)	S ₃ (II)	S' ₂ (I)	W ₁ (I-II)	W'' ₂ (II)	W'' ₂ (II)
1961	W'' ₂ (II)	W ₃ (IV)	W' ₂ (I, II)	W ₁ (I, II)	S ₁ (I)	S' ₂ (II)	S ₃ (I, II)	S ₃ (II)	S ₂ (I)	W ₁ (II)	W'' ₂ (II)	W' ₃ (0)
1962	W ₄ (I-II)	W ₄ (I)	W' ₃ (I)	W' ₂ (II)	W ₁ (II)	S ₂ (II)	S' ₂ (II)	S' ₂ (II)	S' ₁ (I)	W ₂ (II)	W ₂ (II, IV)	W ₃ (II)
1963	W ₄ (0)	W' ₃ (I-II)	W' ₂ (I-II)	W ₁ (II)	S ₁ (I-II)	S ₂ (II)	S' ₂ (II)	S' ₂ (II)	S ₂ (I)	W ₂ (II-III)	W' ₂ (I-II)	W ₃ (I-II)
1964	W ₄ (0)	W ₄ (0)	W ₃ (II)	W ₁ (II)	S ₁ (I)	S' ₁ (II)	S ₂ (II)	S' ₂ (II)	S ₁ (I-II)	S ₁ (I)	W'' ₂ (I-II)	W' ₃ (III)
1965	W' ₃ (0)	W' ₃ (III-IV)	W ₃ (0)	W' ₂ (0)	S ₁ (I-II)	S' ₁ (II)	S' ₂ (II)	S ₂ (II)	S ₂ (II)	S ₁ (I-II)- W ₂ (II)	W ₂ (II, IV)	W ₃ (II)
1966	W ₃ (I-II)	W ₃ (I-II)	W' ₂ (0)	W ₁ (II)	S ₁ (I-II)	S ₂ (II)	S ₃ (II)	S ₃ (II)	S' ₁ (I-II)	S' ₁ (II)- W ₂ (0)	W ₂ (II, IV)	W' ₂ (II, IV)
1967	W' ₃ (II)	W ₄ (0)	W ₄ (IV)	W' ₂ (II)	S ₁ (I)	S' ₁ (II)	S' ₂ (II)	S ₂ (I, II)	S' ₁ (II)	W ₂ (0)	W'' ₂ (0)	W' ₃ (0)
1968	W'' ₂ (0)	W' ₃ (I)	W' ₃ (I)	W'' ₂ (I-II)	S ₁ (I)	S' ₁ (II)	S' ₂ (II)	S ₂ (II)	S' ₁ (I)	W ₂ (II)	W ₃ (I-II)	W ₃ (II)
1969	W' ₂ (I-II)	W ₃ (0-II)	W ₂ (I)	W ₂ (II)	S ₁ (I-II-III)	S' ₁ (II)	S' ₂ (II)	S' ₂ (II)	S' ₁ (I)	W ₁ (0)	W ₂ (0)	W ₂ (0-II)
1970	W' ₂ (I-II)	W ₂ (I-II, IV)	W ₂ (0)	W ₁ (II)	S ₁ (II-III)	S ₂ (II)	S' ₂ (II)	S' ₂ (II)	S' ₁ (II)	W ₁ (0)	W' ₂ (I-II)	W' ₃ (0)

前線)は1962年6月には23日, 1966年6月には6日というように, 年による差が大きい。7月にも同様の事実が認められ, 1957年7月の前線型は26日で, 1967・1969・1970年の7月はわずかの6日であった。これに比較すれば夏型の年による出現日数の差はやや小さい。

(b) 100 mb 面の月平均高度図の型

1956年1月から1970年12月までの各月について分類した結果を第4表に示す。W₄型は1月・2月に多く, 3月になるとW₃, W'₃型やW₂, W'₂型などがほぼ同じ頻度で出現し, 4月になるとW₁型が卓越する。5月にはS₁型がほとんどで, 6月にはS'₁型, 7月にはS'₂型, 8月にはS'₂型とS₃型が多い。9月にはS'₁型が多く, 10月になるとW₁型とW₂型が多い。しかし, S₁型もでている。11月になるとW₂, W'₂, W''₂型となり, 12月には, W₃, W'₃型が多い。ほぼ以上のような年変化を示す。

次に極渦の位置では, Iが27, IIが70, IIIが5, IVが12, 0が24(カ月)である。すなわち, 90°E~180°に極渦の中心があることが非常に多く, 全体の半分の頻度である。

夏の東半球の高気圧は, 全体の3分の2の月がII, すなわち50°E~100°Eの範囲をとることがわかる。

4. 地上の気圧配置型と100 mb 面の等高線型との関係

上記の結果にもとづいて, 地上の気圧配置型の月別の出現回数と100 mb 面の等高線図の型との関係をここでまとめておきたい。第5表は, 例えば, 100 mb 面の等高線図がW₄型の場合, 1月に地上の気圧配置が冬型になるのは月に平均16日であることを意味する。同じW₄型でも2月には9日, 3月には3日となる。これに対し, 同じW₄型でも, 3月には気圧の谷型が13日で圧倒的に多いことがわかる。

第5表 月別の地上の気圧配置型の出現日数と100 mb 面のW系の等高線型との関係

月	地上気圧配置型	100 mb の等高線型						
		W ₄	W' ₃	W ₃	W'' ₂	W' ₂	W ₂	W ₁
1月	冬型	16	12	11	15	14	—	—
	気圧の谷型	7	7	8	7	8	—	—
	移動性高気圧型	4	8	4	5	4	—	—
2月	冬型	9	12	10	9	—	8	—
	気圧の谷型	7	7	6	12	—	9	—
	移動性高気圧型	5	8	5	6	—	6	—
3月	冬型	3	5	5	10	2	7	—
	気圧の谷型	13	8	9	9	8	7	—
	移動性高気圧型	9	11	11	7	9	9	—
4月	冬型	—	—	—	—	1	1	1
	気圧の谷型	—	—	—	6	9	12	8
	移動性高気圧型	—	—	—	10	12	10	12
10月	冬型	—	—	—	—	—	2	2
	気圧の谷型	—	—	—	—	—	7	8
	移動性高気圧型	—	—	—	—	—	14	14
11月	冬型	—	—	5	6	7	5	—
	気圧の谷型	—	—	8	8	8	7	—
	移動性高気圧型	—	—	14	12	12	10	—
12月	冬型	—	12	8	16	13	15	—
	気圧の谷型	—	9	8	4	9	9	—
	移動性高気圧型	—	8	11	7	8	5	—

また、注意すべき点は、W₄型の1月の冬型が16日であるが、これは平均で、内容的には2つのグループにわかれ、それぞれのグループの平均は21日と12日である。したがって、1月に冬型が異常に卓越するのはW₄型の場合であるといえよう。そうして、1月には、100 mb 面の型にはほぼ無関係に11~15日の冬型がでることになる。冬型に関する限り、3月にはW''₂型の時が多く、W'₂の時が少ない。12月にはW''₂、W'₂、W₂型の時が多く、W₃型の時が少ない。

気圧の谷型が特に多いのは、2月ではW''₂型、3月ではW₄型、4月ではW₂型である。

移動性高気圧型では3月にはW'₃、W₃型、11月・12月にはW₃型の時が多い。

上記のような差が、どういう機構で生じるかについては、今後の検討を要する。

次に、冬型の場合の極渦の中心の位置との関係をみよ

う。表は省略するが、まず、W₄型の場合、地上の気圧配置の冬型の日数が多いのはW₄(I-II)型かW₄(0)型である。W₄(II)型の場合には気圧の谷型になることが多く、W₄(I)型の場合は移動性高気圧型がやや多くなる。

W'₃型においてはW'₃(0)型かW'₃(III-IV)型の場合に地上の冬型気圧配置の日数が多い。W₃型ではW₃(0)型ならば気圧の谷型か移動性高気圧型、W₃(IV)型かW₃(I-II)型ならば地上の冬型気圧配置になることが多い。W''₂型においてはW''₂(0)型、W''₂(II)型、W''₂(IV)型の時地上の冬型気圧配置になることが多い。W''₂(I-II)型の場合は移動性高気圧型か気圧の谷型の日数が多い。特にW''₂(III-IV)型の場合は気圧の谷型が多い。W'₂型の場合はW'₂(III)型、W'₂(I)型、W'₂(II)型の時移動性高気圧型の日数が多く、W'₂(IV)型では地上で冬型気圧配置になる日数が多い。W'₂(0)

第6表 月別の地上の気圧配置の出現日数と100 mb 面のS系の等高線型との関係

100 mb の等高線型	前線型気圧配置					夏型気圧配置				
	5月	6月	7月	8月	9月	5月	6月	7月	8月	9月
S ₃ (I)	—	—	8	—	—	—	—	10	—	—
S ₃ (II)	—	—	12	5	—	—	—	12	12	—
S' ₂ (I)	—	—	12	—	15	—	—	10	—	4
S' ₂ (II)	—	13	10	5	—	—	2	10	10	—
S' ₂ (I—II)	—	9	26	—	—	—	2	4	—	—
S ₂ (I)	—	—	—	3	4	—	—	—	14	3
S ₂ (II)	—	14	11	1	4	—	2	13	12	1
S' ₁ (I)	—	—	—	—	7	—	—	—	—	3
S' ₁ (II)	—	13	—	8	9	—	2	—	10	4
S' ₁ (I—II)	—	—	18	—	4	—	—	6	—	3
S' ₁ (II—III)	—	—	—	9	—	—	—	—	10	—
S ₁ (I)	3	—	—	—	—	1	—	—	—	—
S ₁ (II)	4	—	—	—	9	2	—	—	—	0
S ₁ (III)	5	—	—	—	—	0	—	—	—	—
S ₁ (I—II)	5	18	—	—	9	2	1	—	—	0
S ₁ (II—III)	0	—	—	—	—	0	—	—	—	—
S ₁ (I—II—III)	—	—	—	—	8	—	—	—	—	5

型の場合は気圧の谷型になる。W'₂型は、冬から夏、夏から冬への変りの月に出現するので、中心位置の差による地上の気圧配置型の出現日数の差が比較的明瞭である。

W₂型ではW₂(0—II)型の場合、地上冬型、W₂(0)型だと気圧の谷型、W₂(II—III)型、W₂(II)型だと移動性高気圧型の日数が多い。W₁型では全般に移動性高気圧型の日数が多い。相対的にいうと、地上の冬型がでるのはW₁(I—II)型のと看、気圧の谷型が現われるのはW₁(I)型のと看に比較的多い。

次に夏の各月における100 mb 面の月平均等高線図の型、上記のS系統の型と、地上の気圧配置のうちの前線型(主として梅雨前線型)と夏型気圧配置の出現日数との関係を第6表に示す。この表からわかることは、次の通りである。

8月にS₃(II)型になると夏型気圧配置の日数が前線型気圧配置の日数より多い。S'₂型では特に前線型と夏型の差が明らかで、S'₂(II)型が6月にでる場合、S'₂(I—II)型が7月にでる場合、S'₂(I)型が9月にでる場合、明らかに前線型の日数が多い。

S₂(I)型とS₂(II)型が8月にでる夏型気圧配置の

日数が多く、前線型は少ない。S'₁(II)型の6月の場合、S'₁(I—II)型の7月の場合には前線型が多い。同じく、S₁(I—II)型の6月の場合も前線型が卓越する。

以上、S系統の場合をまとめると、8月に夏型が卓越するのは、S₃(II)、S₂(I)、S₂(II)型の場合、6月に前線型が卓越するのはS'₂(II)、S₂(II)、S'₁(II)、S'₁(I—II)などの型の場合、7月に前線型が卓越するのはS'₂(I—II)、S'₁(I—II)の型などである。いずれも前線型の場合は(II)をとまなうか(I—II)をとまなっている点が注目されよう。

5. まとめ

1956~1970年の15年間の各月について、地上の冬型・気圧の谷型・移動性高気圧型・前線型・夏型の出現日数を調べた。一方、100 mb 面における月平均等高線図の型を分類し、それと地上の型の出現日数との関連をみた。今回は統計的調査結果を表で示すにとどめ、両者の間に認められる関係の原因の考察は次の機会に行う。

この研究の1部には文部省科学研究費自然災害特別研究費を使用した。

文 献

- 吉野正敏, 福岡義隆, 1967: 半旬別の気圧配置ごよみ. 天気, 14, 250-255.
- Yoshino, M.M. and Kai, K. 1974: Pressure pattern calendar of East Asia, 1941-1970, and its

climatological summary. Climatological Notes (16), 1-71.

- Yoshino, M.M. 1975: Classification and chronology of monthly mean topography patterns at the 100 mb level in the Northern Hemisphere. (to be published)

551. 583; 551. 588; 551. 463.

8. 気候・海況変動の発現機構の性格と問題点*

大内 正 夫**

要 旨

近年, 気候・海況変動の異常性とそれに伴う自然災害が目立ってきたが, その原因や発現機構については不明の点が多い. ここでは, 現在考えられている多くの原因のうち, 太陽放射を主因と見なした場合の変動機構の基本的性格や問題点を取り上げる. その際, 気候変動を太陽放射と地球放射とが熱的平衡を保つために動く柔かい地球の複雑な均衡化運動と考え, その一連の運動の中で生成変動する雲量や雪氷の果す役割を重視する. また, 太陽放射の変動に対応する気候・海況変動の把握にはかなり膨大な資料の統計的処理が必要であることを実例をあげて改めて強調した.

1. ま え が き

気候変動は最近の世界的な寒冷化の傾向や干ばつなどによる農作物の被害によって, 現代人が早急に解決を迫られている食料問題や人口問題とも密接に関係しているため, 一般の注目を集めつつある. そこで気候変動は今後どのように推移するか, 多大の関心もたれているが, 現在これに対する明確な解答は与えられていない. すなわち, 最近の注目すべき研究成果として, 北半球全体の平均気温は1958年から1963年までの間に 0.6°C 低下している (King, 1973, 土屋, 1975) という事実は, 過去1万年余の間においても異常といわれている.

しかし, その今後の動向については不明とする研究者の方がむしろ多い.

そこで気候変動とは何か, または異常気候とは何かは, 着目する時間の長さによって変わってくるので, ここではせいぜい数百年以内を対象とし, 余り長い時間の変動は考えないことにする.

最近のアメリカの気候変動研究会の討議内容の概報 (News Report, Dec. 1974) で, 本問の以後の理解に役立つと思われる部分を要約すれば大要次のようである.

「最近の気温変動の原因は何であるか, こういう変動は無期限に続かないことは明らかであるが, はっきりとはわからない. 気候変動機構の我々の知識は少なくとも断片的である. それ故, 地球的規模の気候変動のプロセスはわからない. また気候変動の基礎的な質問に対しても大部分は答えられないばかりでなく, 多くの場合に核心的な質問 (Key questions) を提出することさえ満足にできない。」という.

これは気候変動の研究の現状とその困難さを如実に示し, この種の問題は一挙両断に解決できるような生やさしい問題でないことを物語っている. こういう気候変動の現況を背景として, ここでは太陽放射を主因と考える理由やそれに基づく変動機構の基本的な性格について考える.

2. 気候変動の原因

気候変動の原因は何か, を知ることなしには気候変動の機構も今後の動向の推定もできないことは明らかである. そこで現在, 気候変動の原因として一般に容認されているもので, 例えばソ連の気候学者があげているものは (倉嶋, 1974) 「(1) 太陽活動, (2) 火山爆発, (3) 大気の自己振動 (海洋, 大陸, 極水を媒介としておこる) (4) 人為説 (人工細塵の日傘効果, CO_2 の温室効果, 人工熱源など) の複合作用である.

ここで気候変動の原因はこれらの複合体には違いはないけれども, そのうちどれを主因と見なすかは研究者によって異なる. それは一要素を取り出して単独にその効果だけを評価することは実際には困難だからである. 例えば大気中の CO_2 の効果について考えても, 以前は CO_2 が2倍に増加すれば気温は 3.8°C 上昇する. (Plass,

* Some problems of the mechanism of climatic and Oceanic variations.

** M. Ōuti, 京都教育大学.

1956) としたが、その後同じく 2.3°C (Manabe and Wetherald, 1967) となり、最近では CO_2 の増加による直接効果はいわゆる温室効果によって気温を上昇させるであろう。しかし、気温上昇が海水の蒸発を促がし、雲量を増加させるのでアルベドの増大をもたらすから日傘効果によって気温を低下させる。この両方の効果が互に影響し合うのでその見積りが困難であり、結局、 CO_2 の増加によって気温をどれ程上昇させるかわからない、と述べている研究者もいる。

太陽活動以外の他の諸原因についての検討は紙数の都合で省略する。

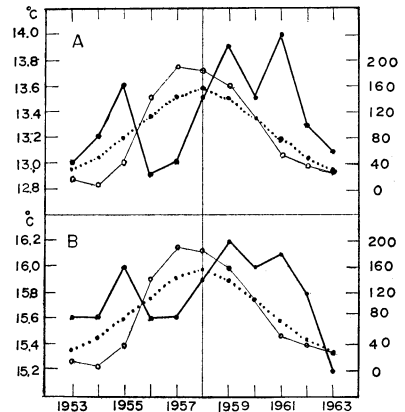
次に太陽活動の変動を原因とする場合も CO_2 と同様その効果の評価は困難である。すなわち、太陽放射の変動による直接効果によって生じた諸現象が、今後は逆に太陽放射の受け入れを変えるように働くのでその最終効果を正しく評定することはそれ程簡単ではない。

ここで太陽放射の変動が気候変動の主因と考える理由は、1つはこれまで太陽活動と気象要素やその他の事象と関連づけて調べられた多くの研究者による多数の貴重な証拠となる資料や研究成果がある。ただその一つの弱点はその物理的過程が明瞭でないため一般にはそれが疑問視されているに過ぎない。

その2つは、最近の Starr と Oort の研究 (King, 1973) による前述の1958年5月から1963年4月までの5年間に 0.6°C の北半球の平均気温の低下という見事な研究成果である。これはその研究の方法論において従来のやり方よりかなりすぐれており、相当に信頼のおける成果と思われるからである。すなわち、この研究で用いられた気温の観測値は約1,000万という膨大なものであり、またそれは北半球の大気質量の92%を占めているという。この期間は太陽活動の活発な太陽黒点数の極大期から極小期までを選んでいる。これまで太陽活動の気温に及ぼす効果は、気候変動では10年程度のいわゆる黒点周期の長さでは両者の関連が認められるが、数年以下の場合には一般には不明とされていた。それだけにこの研究の示唆する意義は極めて大きい。気温と黒点数との関係は場所によってその相関が正負のいずれをとり、それが初期に行なわれた研究成果のように熱帯地方と高緯度地方では正、中緯度地方では負というような単純な結果を示さない。これは実際の資料で少していねいに調べてみればわかるからである。

それ故、ある一定地域の気温の平均値をとって見ても、黒点数との見事な相関が得られるとは限らない。例

えば、試みに気温について Starr らと同じ期間の日本の北海道から鹿児島までの“World Weather Record 1951~60, Vol. 4”に載っている日本各地の42地点の値および気象庁年報1961~63の観測値の年平均気温と、水温については日本沿岸の東海水産研究所収録の定点観測の17地点*の年平均水温を図示すると第1図の右半分の通りである。



第1図 A: 太線: 日本各地の観測所42地点の年平均気温
細線: 太陽黒点数
点線: 太陽黒点数の5年移動平均値
B: 太線: 日本沿岸の定点観測17地点の年平均水温
細線: 太陽黒点数
点線: 太陽黒点数の5年移動平均値

同図には太陽黒点数も図示しているが、黒点と気温および水温のおのおのを比較してみると、いずれも両者は良い相関とはいえない。しかし、これは気温と水温は同じように平行に変動しており、それがいずれも黒点数の変動より2年おくらせてみるとみることができる。

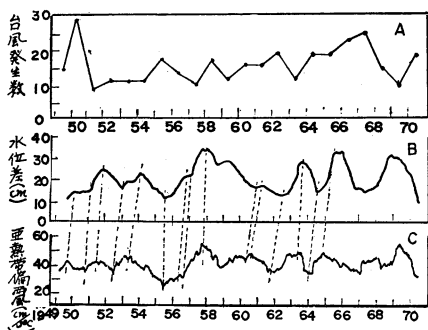
いま前述の Starr らの結果と第1図の比較から、前者のように北半球全域に亘る膨大な観測資料を用いた場合には太陽活動の直接的な関係がでてくるが、後者のように、ある限られた地域だけの場合にはそうはならず位相のおくれを生ずることを示唆する、と解される。しかも、それら位相のおくれのあるものも北半球全体を平均すればそれが消えてしまうことを示している。そこで位

* 17地点 (鰯泊, 焼尻島, 稲穂岬, 白神岬, 汐首岬, 塩屋崎, 鮎崎, 野島崎, 大島, 八丈島, 大王崎, 入道崎, 経ヶ岬, 出雲日御崎, 角島, 沖の島, 三島 (対島))

相のおくれる地域がどのように分布し、それがどのような原因によるかの検討が必要になってくる。

次に前述の Starr らの研究は太陽活動の活発な時期から減衰期までの期間に予想通りの見事な気温の下降曲線を得ているが、もしこれが太陽活動の隆盛期の例えば1953年から活動期の1958年までの期間にこれに対応する北半球の気温は予想通りに上昇曲線を示すかどうか大いに興味もたれる。それがもし予想通りに確認されれば、太陽活動の変動を主因とする変動論はさらに強力な支援を得ることになる。なお、上記の観点から協力者を得て試みつつあるが、その観測点が少ないためか満足すべき状況には至っていない。

ここでは日本の地域の場合だけは第1図の左半分とその気温と水温を示したが、これは前述の同図の右半分と全く同じ条件で整理して図示したものである。この期間も同様に太陽黒点数とは2年の位相のおくれがみられる。なお、黒点数を5年で移動平均したものを同図に点線で示したが、極大期は1958年、極小期は1953年、1963年になり、位相は1年おくれる。



第2図 A: 台風発生数(7, 8, 9月の合計)
 B: 赤道逆流を横切る水位差の年移動平均値(WYRTKIによる)
 C: 150°Eと110°Wおよび20°Nと35°Nの間で測定した亜熱帯700mb偏西風の強さ(NAMIASによる)

3. 気候・海況の変動機構の基本的性格

気候変動は太陽放射と地球放射の両方またはそのいずれか一方の変動でも起こりうるが、ここではその主因は太陽放射にあるという立場から変動機構の基本的な性格や問題点について考えてみる。

従ってここで構想する気候変動モデルとしては太陽放射が強化した場合は、年周変化の暖候期の特長に、反対に弱化した場合は寒候期の特長に類似するという仮定を

前提とする。

それには太陽放射の年周変化に対する各気象要素の変動を地球的な規模でおさえておく必要がある。ここではその手始めとして全地球的なスケールでその現象を具体的に認識できるものとして、気象衛星が写し出す地球の雲の写真をとって考える。この気象衛星が写した雲の分布は熱帯収束帯 ITCZ を明瞭に写し出しているので便利である。この ITCZ の位置は赤道を挟んで季節的に変動し、夏と冬では南北に4,000 kmも移動する地域さえある。

この ITCZ の大規模な気象現象における力学的および熱力学的意義は極めて大きいと思われる。この ITCZ の位置の移動は地球が受ける太陽放射エネルギー全体の消長とこれに対応する各種のプロセスを含む地球放射エネルギーとの調整または均衡化運動が示す総合効果を端的に現わしていると思なすことができるからである。

これが関係する重要な事象としては、海面水温、蒸発、雲量、台風、Hadly循環等があり、太陽放射が強化する時は、そのいずれも増大または強化されると見なされる。しかし、そのどれ一つとっても、現在我々はその本質的な理解には達してはいないと思われるが、個々の知識としては膨大な量に達していることも周知の通りである。

例えば、雲量について調べてみても、太陽放射が1%増せば雲量0.5のとき平均気温は1.5°C増加し、アルベードが0.01だけ変化すると平均気温は2.3°C変化する(Budyko, 1971)。という研究があり、アルベードの大きい雲量の気温に及ぼす効果は高緯度における雪氷の占める面積と共にかなり大きく、かつ重要である。

最近では太陽常数が1%増すと雲量は0.009、平均気温は0.35K増加する(Paltridge, 1974)という研究がある。しかし、この種の問題は水の状態変化に関連しており、太陽放射の強化→海面水温上昇→蒸発量の増大→対流の活発化→雲量の増加→降雨量の増大等々の問題はその数量的実証が極めて困難である。これらの現象は本質的にミクロのオーダーで関係し合っている諸要素の変化過程を分子レベルで理解する必要があるからである。

もしも、地球に大気がなければ地球の表面温度は-20°Cになるだろうといわれている。

また、大気中に水蒸気がないとすれば同様に地球の表面温度の低下を来たすことは明らかであろう。それは太陽放射が強化し、地球表面の温度が上昇すれば、大気中に含み得る水蒸気量は増加するので、より多く地球放射

を吸収し、いわゆる温室効果として働くので気温の上昇を来すであろう。しかし、雲量も増加するので今度は日傘効果によって日射をささげり、気温の上昇にブレーキがかかり、気温の低下が予想されるので、最終効果の確定は難しい。

気候変動の研究において、地球表面の71%を占める海洋での観測資料が少ないので実証は困難であるが、太陽放射が強化する時、局地的には気温の低下を示しても全地球的な規模では表面の平均水温や気温の上昇があるという予想は前述の Starr らの研究成果が示唆していると思われる。

次に熱帯域における ITCZ の雲の変動とその原因と機構について Godshall (1971) は、「熱帯での海面温度の上昇→対流活動の活発化→雲量増大→Hadley 型循環の発達→亜熱帯高気圧の発達→貿易風の強化→熱帯における冷水域の形成→対流活動の減少→Hadley 循環の弱まり→亜熱帯高気圧の弱まり。」という見解を述べている (土屋, 1972)。

このモデルでは太陽放射が一定でもそういう変動を周期的に繰り返すことが可能であるが、果して実際にどの程度そういう傾向を示すかに問題がある。これは最初のエネルギー源は太陽放射の強化であるという条件があればすっきりするが、もちろんその証拠を示す必要がある。

次に太陽放射が弱化した場合は、これを他方から考えると本論の主因論からは、地球放射の強化と見ることができるとして今度は、高緯度地方の地球表面温度の低下→雪氷面積の増大→南北方向の気圧傾度の増大→偏西風の強化→亜熱帯高気圧の弱体化が予想されるが、亜熱帯高気圧の盛衰は北半球と南半球または大陸と海洋ではその性格が異なるように思われるのでさらに吟味詳論の必要がある。

熱帯域における気候と海況の変動は密接に関係しており、その変動機構解明の手がかりを与えられると思われる事例を第2図に示す。

台風は熱帯域の気象・海況に関する多くの情報を与える (大内, 1974) が、同図 (A) は夏期の台風発生数、(B) は Wyrтки (1973) による赤道反流を横切る両端の年平均水位差で、赤道反流の流速の目安になる。(C) は Namias (1973) による経度 150°E と 110°W および緯度 20°N と 35°N で測った 700 mb の亜熱帯偏西風 (Subtropical Westerlies) の強さである。その詳細な説明は省略するが、これらの諸現象は相互に関連し、有機

的に結びついて歯車のように連結しているように見える。

この亜熱帯西風と中緯度の偏西風とはそれぞれ別の原因で維持されているとも見られる。前者は太陽放射、後者は地球放射が主役を演じ、高低気圧を生じ、両者の間に熱や運動量の輸送、エネルギーの交換が行なわれ均衡化運動がおこる。その境界面ではエネルギー源に応じた諸現象がすどく現われることが予想されるので、気候変動の異常性発現の一種の特性構造帯といえる。従って特性構造帯には前述の ITCZ, 圏界面, 海面等があげられるが、それらはおの内部構造をもつと考えられるので、その特性などについては稿を改めて検討したい。

4. むすび

気候、海況変動の発現機構の問題をあえて取り上げた意図は、気候・海況による自然災害の長期予測が可能かどうかを明らかにする目的からである。そこでその原因を太陽放射の変動にあると仮定し、それを原因とする変動機構を構想し、それに有利な資料や見解を若干提示し、また問題点も指摘した。気候変動は気温変動のように地域によっては太陽放射の変動との間に位相差を生ずるものがあるので、それらの分布や性質を系統的に調べることによって原因の推定も可能と思われる。もしも、気候変動の主因が太陽活動にあるとすれば、太陽活動の消長の予測からそれに対応する気候変動の予測も可能性があるとと思われる。

謝辞、本研究で用いた水温の観測資料は東海水産研究所の上原進氏のご厚意によるもので、同氏並びに同研究所に心から謝意を表します。

文献

- Budyko, M.I., 1971: 気候と生命, 上 (内嶋, 岩切訳, 東京大学出版会, 1973).
- Godshall, F.A., 1968: Intertropical Convergence zone and mean cloud amount in the tropical Pacific Ocean, *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 172-175.
- King, J.W., 1973: Solar radiation changes and the Weather, *Nature*, **245**, 443-446.
- 倉島 厚, 1974: 気候変動の現状とソ聯におけるその展望について, *天気*, **21**, 601-608.
- Manabe, S. and Weatherald, R.T., 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity, *J. Atmos. Sci.*, **24**, 241-259.
- Namias, J., 1973: Response of the equatorial countercurrent to the subtropical atmosphere, *Science*, **181**, 1244-1245.

大内正夫, 1974: 台風発生 of 長期変動と発生域の海況, 京都教育大学紀要, Ser. B. No. 44, 27-32.
 Plass, G.N., 1956: The influence of the 15μ carbon-dioxide band on the atmospheric infrared cooling rate, Q.J.R.M.S., 82, 310-324.
 Schatz, G., 1974: Climatic Change: News Report. Dec. 1974. NAS. NRC. NAE.

土屋 巖, 1975: 気候変動論の展望, 天気, 22, 47-60.
 土屋 清, 1972: 気象衛星資料の利用の問題点, 熱帯気象への応用, 気象研究ノート, No. 113, 107-140.
 Wyrski, K., 1973: Teleconnection in the equatorial Pacific Ocean, Science, 180, 66-68.

523. 746; 551. 583.

9. 1966年に激変した太陽活動の体制とその気候に及ぼす影響について* (要約)

須田 滝雄**

1. はしがき

筆者は1966年頃太陽活動の体制に激変が起ったことを見出した。黒点数が急激に減少に転じたこと、それ以上に地磁気活動度が急減したこと、すなわち黒点の地磁気効率が小さくなったことが、この激変の特徴で、こうした変化は過去に約80年のサイクルで起っている大変動であることが判った。筆者(1974)の別の研究によれば、地磁気活動度が弱い(低緯度黒点が少ない)時期には例外なく北半球の気候は寒冷化している。今回も例外でないと思われる。以上についての解析結果の要約を報告する。

2. 極大値の逐年差に見る黒点活動の大変動

1969年の黒点極大値は106で、かなり大きな値であるが、前の極大値(1957)に比べると84も減少している。これは極めて大きな値で、特異現象のように見える。そこで、1615年以後33回の黒点極大値($M_1, M_2, M_3, \dots, M_{33}$)について前回との差($\Delta M = M_{n-1} - M_n$)を調べて見た(第1表)。これによれば1969年の-84は、1649(-80), 1738(-90), 1804(-84), 1883(-75)しか匹敵するものがない大きな負の値である。これら特大の負の値を示した年を黒点極大値急激年と呼ぶことにする。これらの年では、 $M_{n-1} - M_n$ の値は M_{n-1} に対して55%以上の減少となっている。5回の極大値急激年の ΔM の値の平均値と他の27個のその平均値について、差の検定を行ったところ、1000分の1の危険率で両者は同一母集団に属さないといえることが判った。次に32個

第1表 黒点極大値, M_n 及びその逐年差, $M_{n-1} - M_n(\Delta M)$

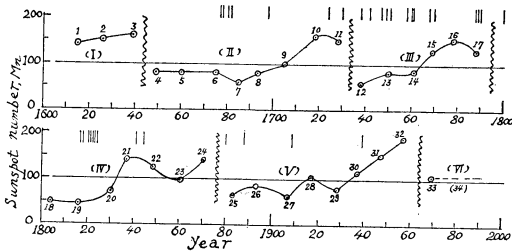
年	M_n	$M_{n-1} - M_n$	年	M_n	$M_{n-1} - M_n$
1615	140		1804	48	-84
26	150	+10	16	46	-2
39	160	+20	30	71	+25
49	80	-80	37	138	+67
60	80	0	48	124	-14
75	80	0	60	96	-28
85	60	-20	70	139	+43
93	80	+20	83	64	-75
1705	100	+20	93	85	+21
18	160	+60	1907	62	-23
28	150	-10	17	104	+42
38	60	-90	28	78	-26
50	83	+23	37	114	+36
61	86	+3	47	152	+42
69	106	+20	57	190	+38
78	154	+48	69	106	-84
88	132	-22			

の ΔM の度数分布を求めたところ Bimodal 型となった。5個の ΔM 急減年における値が負の領域で飛びはなれて1つの山を形成している。そしてこれらを除いたものの分布は、ほぼ正規曲線となっている。このことは、黒点極大値は急減年において母集団を異にし、次の急減年までの間は同一母集団に属するものと解釈される。すなわち M_{n-1} と M_n とが同一母集団にあれば、 $\Delta M = M_{n-1} - M_n$ は極端に大きい値はとらないが、母集団を異にする場合には飛びぬけて大きくなるものと解釈

* On the Severe and Sudden Change of the Solar-activity System occurred in 1966 and its Effect on Climate

** T. Suda

される。これら5個の急減年で区切られた期間内における M の経年変化は、かなりよく類似している。すなわち期間の初め3ないし4個の極大値は変動少なく50ないし80を示す（これを黒点衰退期と呼ぶ）が、5個目ぐらいからは急に増大に向い100を超すようになり、6ないし8個目には150を超すに到る（この期間を黒点活況期と呼ぶ）。そして150に近い値が2、3個つづくと、急減年を迎える（第1図）。急減年の間隔（これを大サイクルと呼ぶ）は第1大サイクル（～1639）は不明、第2（1649～1738）は89年、第3（1738～1804）は66年、第4（1804～1883）は79年、第5（1883～1969）は86年となっている。平均して約79年のサイクルとなっている。各大サイクル内における極大値、 M の経年変化が類似していることは前述したが、第1図からも判るように第2および第5大サイクル内における M の経年変化は極めてよく類似しており、相関係数は +0.81 に達している。第2期と5期の大サイクルの間隔は234年であり、このことは次に示すように、極大値の変化は約79年のほかに、さらに長い240年ぐらいのサイクルで循環しているように見える。



第1図 黒点極大値の経年変化と極大値急減年
数字は極大値番号 (M_n)。時計文字は約79年大サイ
クルの番号。Iは東北地方大凶冷の年を示す。

第2表 黒点極大値の逐年差から求めた約79年周期
(大サイクル)

第2大サイクル	89年	第5大サイクル	56年
第3大サイクル	66	第6大サイクル	?
第4大サイクル	79	第7大サイクル	?
計	234		237?
平均	78	231	79?

このような循環が行なわれているとすれば、1960年代に始った第6期の大サイクルは、第3期に相当するから60～70年の長さになると予想される。大サイクルの周期

約79年については次のように考えられるが、詳しい論議は省略する。筆者(1962)が惑星の太陽面における潮汐力について、それらの公転周期の半分に着目して種々な合成周期を求めたところ79.4年および88.9年の周期があることを知ったが、約79年周期はこれの強制力による可能性がある。

次に以上のことから大サイクル転換の条件を整理すると次のとおりとなる。

- (a) 黒点極大値95以上が3個続く。
 - (b) あるいは前3回の極大値の平均が120以上となると転換することが多く、150以上になると必ず転換する。
 - (c) あるいは、前4回の極大値の平均が120になると概ね転換する。133以上では必ず転換する。
- 衰退期と活動期の区分は次のとおり。
- (a) 極大値急減年の前の大サイクル中の後期の3個を活動期とする。
 - (b) 従って急減年を含めた3～5個を衰退期とする。

この区分によって、衰退期、活動期を機械的に定め、それぞれに属する M の平均について全平均からの偏差を求めると第2表のとおりで、このような偏りが偶然に現われる確率は Fisher の精密検定によれば103,756分の1に過ぎない。いいかえれば、極大値急減年は特異点と断定して差支ない。

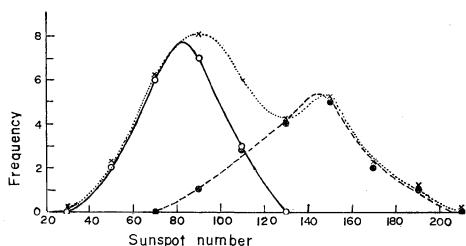
第3表 衰退期及び活動期の黒点極大値

	全平均より多(回)	全平均より少(回)	計
衰退期の極大値	2	16	18
活動期の極大値	13	2	15
計	15	18	33

3. 極大値の度数分布から見た黒点活動の大変動

2節で極大値の逐年差より見て、黒点活動には約79年の大サイクルの循環があり、最近では1969年の極大値でサイクルが転換したことを示したが、本節では極大値そのものの度数分布を解析して、以上の事実を確めた。33個の極大値、 M の度数分布は2つの山を持っている（第2図点線）が、これを前節で分類した衰退期と活動期に属するものに分けて示すと、それぞれはほぼ正規分布を示す2つの曲線となる（第2図実線および破線）。

このことより見ても大サイクルおよびその中を活動期と衰退期に分けることは妥当なものと考えられる。

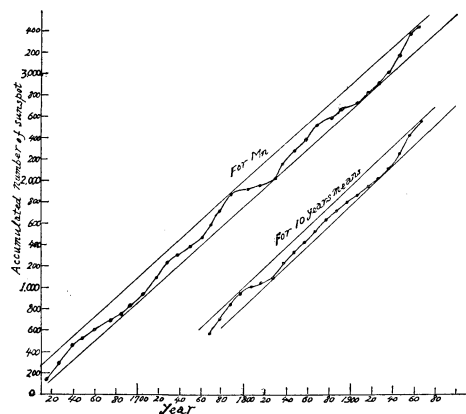


第2図 黒点極大値の度数分布
点線は全部のもの、実線は衰退期、破線は活動期のもの。

4. 太陽面における蓄積エネルギーの経年変化から見た大変動

黒点数の多少は太陽面からの放出エネルギーの指標と考えることができる。黒点数は増減を繰返しているが200（年平均で）を超すようなことは永年に亘って起っていない。このことは、長期間について見れば、太陽面におけるエネルギー収支は、内部からの補給と表面からの放出と釣り合っていると考えてよいことを示す。こうした角度から次の解析を行った。

第3図は横軸に年をとり、縦軸に黒点数の累積数をとってプロットしたものである。累積曲線の山と山、谷と谷を結ぶ線を描くと2本の直線を得る。上限の直線は太陽内部から補給されるエネルギーを示すと考えられるから、これが直線になっていることは、数百年のオーダーでは補給エネルギーは毎年一定であることを示す。いま

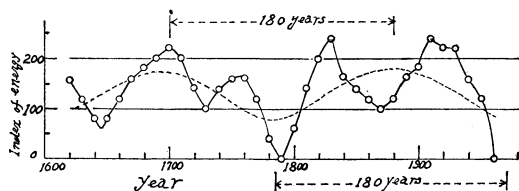


第3図 黒点数の累積数の経年変化
(太陽面におけるエネルギーの補給と放出)

上段の曲線は、黒点極大値より求めたもの、下段の曲線は、10年ごとに10年平均の黒点数より求めたものの。

10年平均の累積曲線について見れば補給エネルギーは10年につき黒点数にして48個となっている。下限の直線は放出エネルギーに相当すると考えられるから、放出エネルギーは供給を越えないこと、両直線の間隔85は、太陽面における蓄積可能な最大値を示している。極端な例でいえば、内部からの補給は年に4.8であるから、約18年で85個となり、蓄積可能量を超えるから18年以上無黒点を続けることはできないということになる。累積曲線の各点と上限の直線との間隔は、その時点における蓄積エネルギーを表わす。

Mの累積曲線と10年平均値のそれは極めてよく類似しているから長期間の資料のある前者を後者の代用とすることができる。そこで、これについて1620年以後10年ごとに、その時点における蓄積量を读取り、その経年変化を見ると3節で述べた約79年の大サイクルと同じ周期変化が顕著である(第4図)。すなわち、黒点極大値急減年の頃に蓄積量は極小となっている。大体蓄積量が100を割る頃に極大値の急減が起っている。これらから周期を求めると約79年が卓越している(第3表)。



第4図 太陽面における蓄積エネルギーの経年変化、1620~1960.

約79年及び180年の周期変化が顕著

第4表 蓄積エネルギーから求めた約79年周期(大サイクル)

谷から谷	山から山
1641-1730=89	1610?-1690=90?
1730-1796=66	1690-1760=70
1796-1875=79	1760-1830=70
1875-1963=88	1830-1920=90
1960-2030=70?	

1790および1960年頃の蓄積量の極小値は他に比して著しく小さくほぼ0である。この間隔は170年であるが、これは、太陽面における惑星の潮汐力の合成周期、178年に相当するものと思われる。筆者(1962)の調べでは、惑星潮汐力の長期合成としては、177.9年がもっと

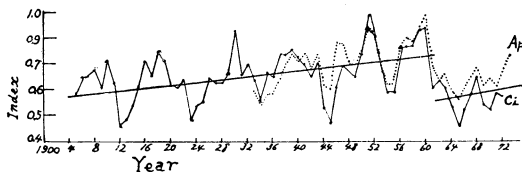
も大きい。

第2節で、第6期の大サイクルは、第3期に似る可能性が大きいと述べたが、エネルギー蓄積量の経年変化からは、第4期(1804~1883)のそれと類似することとなる。いまのところどちらとも断定しかねる。

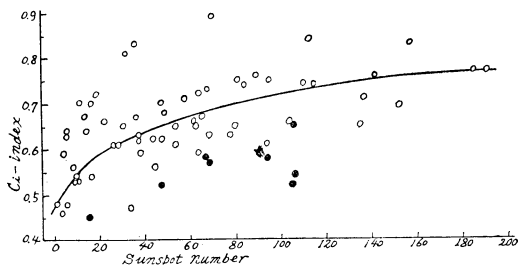
5. 地磁気活動度の激減と太陽活動体制の変化

前節までの結果は1969年頃黒点活動度の激変(急変)が起ったことを示しているが、これだけで太陽活動体制の激変というのは妥当ではない。黒点は太陽活動の完全な指標ではないからである。微粒子放射がどうなっているかが大きな問題である。この点について解析を行って見た。微粒子放射の指標と考えられる地磁気活動度の指標(Ci, Ap)の経年変化を見ると、1905年以後直線的に増大してきたものが、1964年頃急減している(第5図)。元来、これら指標は大きな傾向としては、黒点数と平行して変化するので、上記の事実は黒点数減少に付随して起ったもので、本質的なものではないかも知れない。

1905年以後の黒点数とCi(何れ年平均)との関係を見ると大体においてCiは黒点数の多い年に大きいが、かなりバラついている(第6図)。図中黒丸は1965~1972年のもので、これらの年では、明らかに、同一黒点数に対してCiが著しく小さいことが判る。すなわち、Ciの絶対値も小さいが、もっとも著しいことは、黒点に対する相対値が小さいことである。これを別の言葉でいえば、黒点の地磁気効率率が1965年以後急減したといえる。すな



第5図 地磁気活動度(Ci及びAp指数)の経年変化, 1905~1972.



第6図 黒点数とCiとの関係, 1905~1972. 値は何れも年平均. 黒丸は1965~1972年の値.

わち太陽活動はこの年頃より新しい体制に入ったことを示している。

筆者(1962)は、さきに年平均の黒点数とC-indexとの間に $Ci = \frac{S}{5.0 + 1.39 S}$ の関係があることを見出したが、第6図に示したCiとSとの関係を示す曲線の実験式を求めると、次の3つが得られる。

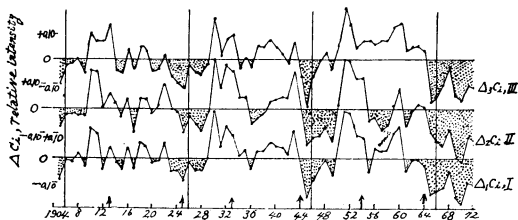
$$Ci = \frac{S}{4.5 + 1.51 S} \dots\dots\dots(1)$$

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

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

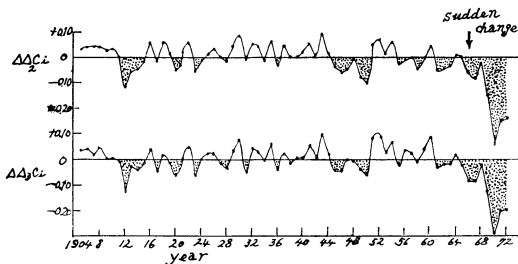
これら3つの式によって、計算値と実測値との差、 ΔCi を求めた。3つの式によったのは実験式が妥当でない場合を考慮したからである。 ΔCi の経年変化は3者とも大体平行している(第7図)。これによっても地磁気活動度の黒点数に対する相対強度が1965年頃から急減していることが判る。第7図では20年と10年の周期変化が著しい。これは次の理由によると考えられる。

(a) 黒点発生緯度の11年サイクル変化に基き地球に対する微粒子放射の有効性の変化。



第7図 ΔCi の経年変化, 1905~1972.

ΔCi は、黒点とCiとの関係の実験式から計算したものと実測との差。下から順に、本文中の3つの実験式によるもの。



第8図 $\Delta \Delta Ci$ の経年変化, 1905~1972.

$\Delta \Delta Ci$ は、 ΔCi の経年変化(第6図)から20年周期(ハーモニックとも)を除いたもの。上から順に本文中の実験式(2),(3)によるもの。

(b) 黒点磁性の22年サイクル(ヘールの周期)に基づくとと思われる微粒子放射の変化。

これらに関する詳しい論議は省略して、 ΔCi の経年変化から、20年(ハーモニックスを含む)を引去って調べて見た。

1905~1924, 1925~1944, 1945~1964年の3期間の ΔCi について周期分析で20年周期を取出して、これを ΔCi から引去った残差、 $\Delta \Delta Ci$ を求めた。その経年変化は、1966年以後劇的な減少を示している。とくに1969年以後の減少は誠に甚しい。1905~1968年の $\Delta \Delta Ci$ の平均と、1969~1972年のその平均の差について検定したところ、 $\alpha \ll 0.01$ の危険率で有意の差であることが判った。

6. 1966年における太陽活動体制の激変

前節までの結果により、太陽活動の体制は1964~1969年の間に次に要約したように激変したことが判る。その年は、新しい11年サイクルが始まった1966年と考えられる。

- (1) 黒点数が急減した。これは過去に約79年の大サイクルで起っている。
- (2) この大サイクルは筆者の別の研究による低緯度黒点数の周期変化と一致している。
- (3) 地磁気活動度が急減した。これは(1)の黒点数の減少に見合う分以上の大幅のものである。これは微粒子活動の急激を意味するものである。
- (4) 地磁気の古い資料はないが、(3)に述べた事柄は過去の大サイクルの変動にも現われていることは

確かであると思われる。

7. 太陽活動体制の激変と今後の気候

筆者(1974)は別の研究で、低緯度黒点数の減少(微粒子放射の地球の受領減少→地磁気活動度の減少)の時期には、北半球の寒冷化が過去に例外なく起ったことを知った。そして低緯度黒点は1970年代より今世紀中少な目に推移することを推算し、北半球の寒冷化を予測した。

本稿の結果は以上の予測に一層確かな裏付けを与えるものと思う。

8. 謝 辞

本研究は文部省の科学研究費の助成を受けたもので、これについて京都教育大学の内正夫教授に種々お世話になった。また文献、資料について柿岡地磁気観測所の柳原所長、気象庁図書資料管理室根本補佐官、八田司書官、長期予報課朝倉予報官のご厚誼に預った。記して、これらの方々に深く感謝する。

文 献

- Takio Suda, 1962: Some Statistical Aspects of Solar-Activity Indices, Jour. Met. Soc. Japan, 40, 5, 288-289, 295-299.
- 須田滝雄, 1974: 太陽面低緯度黒点数の気象への影響とその気候変動予測への応用, 気象庁刊。「近年における世界の異常気象の実態調査とその長期見通しについて」, 248-269.

551. 583; 551. 590. 3.

10. 火山噴火と太陽活動の気温低下に及ぼす影響度について*

須 田 滝 雄**

1. はしがき

火山噴火の気温低下に及ぼす影響については、古くから多くの学者によって論じられている。近年英国のLamb(1970)は、火山灰の気象に及ぼす影響を詳細に研究するとともに、年々の火山灰ベール指数(d.v.i.)を永年に亘って求めた。この論文の中で彼は「火山噴火は気温低下の有効な原因であるが全部ではない」と述べて

いる。彼が重視している事実は、大きな傾向としてd.v.i.の増加がないのに1940年以後北半球高緯度の気温が低下傾向を続けていることである。

筆者は気候変動(従って低温気候も)の主な原因は太陽活動であるという立場から、その関係の解明に努め多くの証拠を求めることができたが、これが唯一なものとは考えていない。噴火も太陽活動に次いで有力な要因と思われる。

種々な要因が考えられる場合には、それらを組み合わせたとの気象との関係を解析すればよいが、従来この種の研究は少ない。その理由は、(1) 要因や気象について

* The proportion of the effect of volcanic eruptions on lowering temperature to that of solar activity

** T. Suda

長期間の資料を得ることが困難であること、(2) 気候変動に関して、一つ一つの要因についてさえ、十分に明瞭な関係が得られないため種々なものを組み合わせ論ずる段階に到らなかった。ことによるものであろう。

筆者(1974)は太陽活動と気候変化の間に極めて密接な関係を見出すことができた。たとえば前述の1940年以後の北半球高緯度の気温低下傾向は低緯度黒点数の減少によるものであることが判った。そこで太陽活動と気温の関係において例外を示すケースについて、それが火山噴火によって説明できるかどうか解析を試みた。これが可能であれば、太陽活動が気温変化に影響することの一層確かな証拠を与えるとともに、いずれの要因がより大きく影響するかということも判ると考えたからである。

本稿ではその1例として、東北地方凶冷発生について解析を行なったもので、この場合両要因の影響度として、1.4対1.0の比で太陽活動の方が大きいことを知ったので報告する。

2. 黒点の気圧効果指数と東北地方の凶冷発生の関係

(1) 気圧効果指数

筆者(1963, 1975)はさきに、黒点数、地磁気変動度、U-measure および世界42地点の気圧について、約90年間の値(年平均)を、それぞれ14個の周期に分解して相互の関係を調べた。

その結果の一つとして次のことが判った。8, 10, 12, 15, 15/2=22/3, 22, 22/4年周期で変化する黒点は、地磁気活動度が他の周期のものより大きく、またこれら各周期の全球的気圧変化量、 \overline{AP} も他の周期のものに比して大きいことを知った。 AP は次の式で求めたものである。

$$\overline{AP} = \frac{1}{42} \sum_{n=1}^{42} \frac{AP}{\sigma}$$

ここに、 AP は各地点における気圧の振幅、 σ は各地点における気圧経年変化の標準偏差。そこで上記の周期を全般的重要な周期と呼ぶことにした。

周期ごとの黒点の時系列を S_1, S_2, S_3, \dots とした場合、これらにその周期の \overline{AP} を掛け合わせた値、すなわち $\overline{AP} \cdot S_1, \overline{AP} \cdot S_2, \overline{AP} \cdot S_3, \dots$ を求めて、これらをその周期の気圧効果指数の時系列として、14個の周期について1700年から2000年までの値を求めた。

(2) 太陽活動(全般的重要な周期の気圧効果指数)と東北地方凶冷発生の関係

よく知られているように、東北地方の凶冷の発生は、局地的なものではなく、半球規模の大気環流のパターンに

関係するものであるから、全般的重要な周期の気圧効果指数が凶冷発生に関係する可能性がある。そこで、これら周期の年々の気圧効果指数の和を求め、これと東北地方凶冷発生との関係を調べた。

1700年以後の大凶冷年を次の基準で選ぶと第1表のとおり。

第1表 太陽活動(地磁気効果)及び噴火と東北大凶冷
 I: 全般的重要な周期の黒点の気圧効果指数
 II: 前年及び当年の $d.v.i. \geq 50$ の年
 III: 当年の $d.v.i. \geq 50$, 前年の $d.v.i. \leq 50$ の年
 IV: 前年の $d.v.i. \geq 200$, II, IIIに該当以外

	I	II	III	IV		I	II	III	IV
1702	-10.3				1813	-32.3	○		
3	-35.8				14	-37.8	○		
5	-39.8				15	-17.5	○		
7	-37.5		○		25	-49.6	○		
20	-7.2				32	-10.7	○		
49 ×	+88.4				33	-55.5	○		
55	-18.0	○			35	-33.6		○	○
63	-40.7				36 ×	+37.9	○		
67	-23.4				37 ×	+87.9	○		
72 ×	+25.2		○		38 ×	+66.4	○		
74	-38.1				39 ×	+22.4	○		
76	-7.5				66	-5.8			
83	-65.3		○		69 ×	+80.2	○		
85	-77.3	○			1902	-51.7		○	
86	-7.6	○			05	-82.6			
93	-32.8				13	-49.4			
95	-57.3		○		34	-45.8			
					64	-7.2	○		

(a) 小沢正(1950)の整理した表の中から岩手県災害年表および石川栄助の表のいずれかに強低温と記されている年。

(b) 気候研究グループ(1962)のまとめた表に、大凶作とし、低温、寒冷、りん雨などの原因が明示されている年。

これら大凶冷の年の気圧効果指数(全般的重要な周期の)を同表に併わせて掲げた。これを見ると指数負の場合が圧倒的に多い。

すなわち負の年は35回中28回で80%に達している。期間中(1700~1973)の指数の符号は正が140回、負が134回ではほぼ同数であるにもかかわらず、大凶冷発生年における指数の符号が上記のような偏りを示していること

は、指数と凶冷発生との関係が深いことを物語っている。この検定は第2表のとおりで、極めて高い水準で(危険率 0.00017)凶冷は指数負の年に発生するといえる。

第2表 気圧効果指数と大凶冷発生の関係

指数	-	+	計
あり	28(17.1)	7(17.9)	35
なし	106(116.9)	133(122.1)	239
計	134	140	274

() 内は期待値, $\chi^2=15.59 > \chi^2_{\alpha}=10.827 (\alpha=0.0017)$

すなわち、東北地方の大凶冷は、全般的な重要周期の気圧効果指数が負の年に現われると結論してよいことを知る。

3. 火山噴火と東北地方大凶冷発生の関係

前節で太陽活動(黒点の全般的な重要周期の気圧効果指数)が東北地方大凶冷の発生に極めて密接な関係があることが判った。しかし、例外が7回ある。その内4回は1836年から1839年に至る間に現われている。これら凶冷は1835年にコセギナ火山の大噴火があり、この影響によるものと岡田武松(気象学下巻)は指摘している。これを除いて見ると31回の凶冷中、指数負の年は28回となり、率は90%で、指数負の年に凶冷が発生するという関係をますます確かなものにする訳である。しかし、調査期間274年の中には、世界で大噴火があった年は極めて多く、どの噴火を採り上げるべきかに主観の入り込む余地が多く、結論に客観性を欠くおそれがある。

幸いにして、Lambによって年々の北半球におけるd.v.i.が求められているので、筆者はまづこれと東北地方大凶冷の関係を解析してみた。

半球規模の大気環流に影響する可能性をもつ噴火があった年を次の基準で選んだ。

- (a) 当年および前年の北半球の(以下同じ)d.v.i. ≥ 50 の年。
- (b) 当年のd.v.i.は50以上だが、前年のそれが50以下の年は、半数は凶冷に対し有効な噴火年とし、半数は無効な年とする。その理由は、当年のd.v.i.が50以上でも噴火が年の前半にあったならば、夏の東北地方凶冷に影響するが、後半にあった場合は影響しないからである。
- (c) 当年のd.v.i.は50以下であるが、前年のそれが

200以上の年。

200という値に大きな意味はないが、極めて大きな噴火の影響は3年ぐらいた残るとされている。一方期間中のd.v.i.の最大は1815年の695であったことなどから200以上の場合は、1年後ぐらいたまで影響が残るであろうと推定した。

こうして選んだ噴火年は、1700年から1973年の間に89.5回あった。

第1表に掲げた東北大凶冷年の中で、上のように選んだ噴火に当たる年を○印で示した。これについて χ^2 の検定は第3表のとおりで、相当高い有意水準(危険率0.01)で噴火は東北地方凶冷の原因となることを示している。

第3表 火山噴火と大凶冷発生の関係

噴火	あり	なし	計
あり	18.5(11.5)	16.5(23.5)	35.0
なし	71.0(78.0)	168.0(161.0)	239.0
計	89.5	184.5	274.0

() 内は期待値, $\chi^2=7.28 \approx \chi^2_{\alpha}=6.635 (\alpha=0.01)$

4. 太陽活動(全般的な重要周期の気圧効果指数)と火山噴火の凶冷発生に及ぼす影響の割合

2, 3節において東北地方大凶冷は気圧効果指数負の年および噴火のあった年に発生し易いことが見出された訳であるが、両要因の凶冷発生に及ぼす割合、すなわちどちらの要因がより強力に働くかを検討して見る。

両要因の組み合わせと凶冷発生の関係を見るため第1表より第4表を作成した。

第4表 気圧効果指数と噴火とを組合わせたものと大凶冷発生の関係

噴火	気圧指数				計
	+	+	-	-	
なし					
あり					
凶冷年における発生回数(N)	1.5	5.5	15.0	13.0	35.0
発生期待値(m)	12.5	5.8	11.5	5.6	35.0

$\chi^2=19.96 \gg \chi^2_{\alpha}=13.815 (\alpha=0.001)$

発生率(N/m)	0.12	0.95	1.30	2.32	
気圧効果指数に2倍の重みをつけた危険指数	0	1	2	3	

この表を見ると、両要因を組合わせたものは極めて高い有意水準で大凶冷発生と関係があることが判る。いま両要素の凶冷発生に影響する割合を見るため両要素の凶冷発生の危険指数として次のように気圧効果指数に2倍の重みをつけて両者の組合わせの危険指数を求めると第4表最下段のようになる。

気圧効果指数, +	0
" -	2
噴火, なし	0
" あり	1

大凶冷発生率 (N/m—第4表) と組合わせ危険指数との関係を見るとほぼ直線になる (第1図●)。

従って上記の仮定, すなわち重みのつけ方はほぼ妥当なものといえる。次に両者の関係が完全に直線になるような組合わせ危険指数が求められるかどうか検討して見る。

- (a) 気圧効果指数による凶冷発生危険指数を, それ
が+のとき0, 負のとき I_S とする。
- (b) 噴火による凶冷発生危険指数を, 「なし」のとき
0, 「あり」のとき I_V とする。
- (c) 組合わせ危険指数 I_C は両要因の指数の和とす
る。

とすれば, 第4表より第5表を得る。

第5表

組合わせ危険指数, I_C	N/m
0 + 0	0.12
0 + I_V	0.95
I_S + 0	1.30
I_S + I_V	2.32

I_C と N/m が直線関係であるとすれば,

$$N/m = a + bI_C = a + bI_S + bI_V$$

第5表より, a の値として, $I_C=0$ の場合の $N/m=0.12$ を得る。 b の値としては次の式から $b=1.031$ と求

められる。

$$bI_V = 0.95$$

$$bI_S = 1.30$$

$$b(I_S + I_V) = 2.32$$

また, $I_S=1.26$, $I_V=0.92$ を得る。

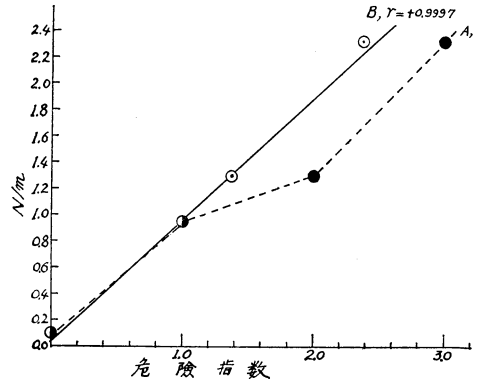
第5表に上記の値を入れると第6表を得る

第6表より, 次の実験式を得る。

$$N/m = 0.12 + 1.031 I_C$$

この式の精度は極めて高く, 相関係数は,

$$r = 0.9997 \quad (N=4)$$



第1図 東北大凶冷発生率 (N/m) と危険指数

- (1) N は大凶冷発生数, m は発生期待値
- (2) 危険指数は黒点と噴火より求める (本文参照)
- (3) A(●) は, 黒点と噴火の Weight 比が2:1のもの
- (4) B(○) は, 同比が1.37:1のもの, ●はA, Bとも同じもの。

第6表

I_C	N/m
0+0=0	0.12
0+0.92=0.92	0.95
1.26+0=1.26	1.30
1.26+0.92=2.18	2.32

第7表 太陽活動 (全般的な重要周期の黒点の気圧効果指数) と火山噴火の東北大凶冷発生に及ぼす影響の割合

要 因	指 数 負	噴 火 あり	影 響 の 割 合
大凶冷年における出現率	28/35=80%	18.5/35=53%	80/53=1.54
大凶冷年における出現度数の χ^2	10.827	7.28	10.827/7.28=1.49
重みを検討した危険指数	1.26 (I_S)	0.92 (I_V)	1.26/0.92=1.37

となる。z 変換による検定を行なってみると、 $\alpha=0.0004$ で極めて高い有意水準を示す。

気圧効果指数と噴火の凶冷発生に及ぼす影響の割合を示すものとして、いままでの結果をまとめて見ると、第7表のとおりで、東北大凶冷の発生に影響する割合は大よそ太陽活動1.4に対し火山噴火は1.0となっていることが判る。

5. 結 論

東北凶冷の場合、その発生に影響する割合は、太陽活動1.4に対し火山噴火1.0という値を得ることができた。

今後、この種の例を積み重ねて、両要因の影響度を確かめる予定であるが、今回の結果は気候変動の主な原因は太陽活動であるとする筆者の考え方を裏付けるものと思われる。

6. 謝 辞

本研究は文部省の科学研究費の助成を受けたもので、これに関して京都教育大学の内正夫教授に大変お世話になった。また文献、資料の収集について、気象庁図書資料管理官室の根本補佐官、八田司書官、長期予報課の

朝倉予報官に種々ご教示頂いた。以上の方々に深く感謝する。

文 献

- 小沢 正, 1950: 気候の長期変動について. 季節予報の研究, 2, 117-133.
 気候研究グループ, 1962: 異常気象, 太陽黒点数, 低緯度オーロラおよび火山の爆發などの一覧表.
 Takio Suda, 1963: The Effect of Solar Activity on Some Meteorological Phenomena, Geophys. Mag., 31, 3, 594-614.
 Lamb, H.H., 1970: Volcanic dust in the atmosphere: with a chronology and assesment of its meteorological significance, Philos. Trans. Roy. Soc. London. Series A., 266, 526-527.
 須田滝雄, 1974: 太陽面低緯度黒点数の気象への影響とその気候変動予測への応用, 気象庁刊「近年における世界の異常気象の実態調査とその見通しについて」, 248-268.
 須田滝雄, 1975: 周期別の太陽活動の特性とそれらの全球的気圧分布に及ぼす影響. 気象庁研究時報に掲載予定.

551, 583, 14.

11. 極東気候の Solar-Climate Relation について

山 本 武 夫*

1. 緒 言

筆者は故和田雄治先生の「朝鮮古代観測記録」に基づき、太陽黒点数と、京城の初夏の降水日数および降雨量の、それぞれ11年移動平均値の間に、長期間にわたって高い相関関係のあることを指摘した。ここで重要なことは、北太平洋高気圧が日本海に張出すことによって、朝鮮半島の中央線に形成させる前線の強弱に左右される初夏の降雨を特に選ぶことによって高い相関が得られたことと、降雨曲線を太陽黒点曲線に対して2年～3年遅らせたとき、相関係数が最大になることの二点である。

台湾中部の八仙山(2,650m)産の900年檜年輪を杉谷康雄君が調査した結果、顕著な11年周期が認められた。年輪成長量の11年周期と比較して見ると2.8年の相違のおくれが存在することが算定され、朝鮮の降水量の場合の遅れと一致することが分った。また年輪成長量のさら

に長期の変動は、太陽黒点のそれに十数年程度のおくれをもってよく追隨している。

故志田順先生の調査された阿里山年輪を、その卓越周期 $T=80$ 年づつ移動平均した結果は、Fairbridge の海水準曲線とよく平行するが、その Fairbridge curve の起伏は、 C^{14} 年代と年輪年代の比較から推定される Cosmic Radiation の長期変動に逆相関の型がよく対応しているのであるから、志田年輪の長期変動もなお太陽活動度曲線に平行するであろうことが期待れる。

志田年輪の末端15年分は、台湾の気象観測値と対比することが出来、例えば台北の3月気温と年々の成長量の間には $r=0.67$ の相関があり、その台北の3月気温の11年移動平均値と太陽黒点数の11年移動平均値の間には、最近の66年分について $r=0.9$ 程度の高い相関関係が見出される。この場合も気温曲線を太陽黒点曲線に対して3年後退させた場合に相関係数が最大となる。

2. 朝鮮降水曲線と八仙山年輪

歴史時代における京城の6月の降水日数や降雨量の11

Solar-Climate Relation of far East Asia

* T. Yamamoto, 徳山大学

1975年8月

41

年移動平均値と太陽黒点相対数の間の相関は次表のごとく計算される。ただし降水日数の方は1778年(11年移動平均の中心の年次, 以下同じ)から1888年までのN=111個について, 降雨量の方は1775年~1902年期間のN=128個についてである。時間のずれというのは, 降水曲線を太陽黒点曲線に対して後退させた年数のことである。

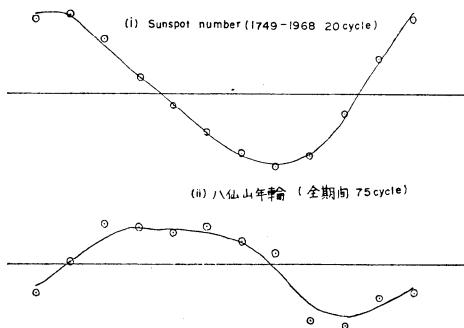
第1表 Sunspot の11年移動平均値と京城6月の降水日数および6月降水量の11年移動平均値の間の相関係数

時間のずれ	降水日数	降水量
0年	r = 0.599	r = 0.592
1年	r = 0.647	r = 0.618
2年	r = 0.672	r = 0.622
3年	r = 0.682	r = 0.621
4年	r = 0.677	r = 0.610

一方八仙山年輪925年分について周期分析を行って見ると $\eta = \frac{\sigma'}{\sigma} \frac{1}{\sqrt{k-1}}$ (σ は全期間 N=925 個についての標準偏差, σ' は n 個づつならべた k 段についての平均値 n 個の標準偏差) は次表のごとくなり顕著な11年周期の存在することを示唆している。

第2表 八仙山年輪の周期分析

n	η
5	0.41
7	0.34
9	0.40
11	0.96
13	0.59
15	0.46



第1図 11年周期の解析

第1図は1749年~1968年の20 cycle について求めた太陽黒点数の11年周期と全期間75 cycle について求めた八仙山年輪の11年周期である。いずれも1749年を基点として合わせてあるが, 図に見られるごとく, 年輪の11年周期は太陽黒点に対しておけている。

調和分析の結果は,

(i) 太陽黒点数

$$y_1 = 11.6543 \cos x + 2.1900 \cos 2x - 0.3000 \cos 3x - 0.3499 \cos 4x - 0.3544 \cos 5x - 0.2000 \cos 6x + 22.8568 \sin x + 4.0125 \sin 2x + 1.3666 \sin 3x - 0.0866 \sin 4x + 0.1095 \sin 5x \dots\dots\dots (1)$$

(ii) 八仙山年輪

$$y_2 = -13.8697 \cos x - 1.1917 \cos 2x + 1.3833 \cos 3x + 0.3083 \cos 4x - 0.0135 \cos 5x + 0.0667 \cos 6x + 6.6708 \sin x + 2.3527 \sin 2x - 0.2500 \sin 3x - 0.0433 \sin 4x - 0.1708 \sin 5x \dots\dots\dots (2)$$

であるが, (1) (2) の基本周期については

$$Y_1 = 25.66 \sin\left(\frac{2\pi}{11}t + 27^\circ 1'\right) \dots\dots\dots (1)'$$

$$Y_2 = 15.39 \sin\left(\frac{2\pi}{11}t - 64^\circ 19'\right) \dots\dots\dots (2)'$$

となり, 従って相差は

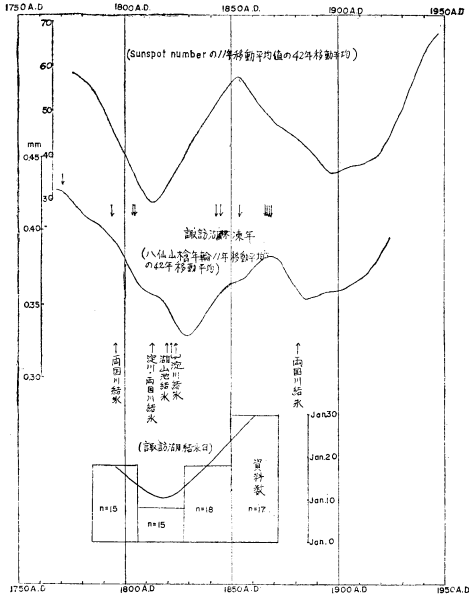
$$\frac{27^\circ 1' - (-64^\circ 19')}{360^\circ} = \frac{91.33}{32.73} = 2.79 \text{年}$$

と算定される。

1749年以後の太陽黒点数の11年移動平均値と最近の240年分の八仙山年輪の11年移動平均値について, 周期分析を行って見ると, いずれも T=42年の卓越周期が認められる。それぞれの11年移動平均値をさらに42年づつ移動平均することによって得られる長期変動を比較すると第2図のごとくである。19世紀初頭に深い谷をもつ八仙山年輪曲線の起伏は, 京城の初夏の降水日数や降雨量曲線に見られる様相と全く同一であり (第3図参照), 19世紀はじめの谷と19世紀中葉の山は, 太陽黒点数のそれらに15年~16年の遅れをもって追随している。

八仙山年輪の末端は53年分の気象観測値と対比することが出来るが, 例えば台南1月2月の平均気温との相関係数は r=0.56 である。第2図の長期変動は日本の冬気候の史料とよく対応している。

朝鮮の初夏の降水と八仙山年輪の太陽黒点数の長期変動との関係について共通にいえることは, 極東地域における, 中緯度高気圧の盛衰が, 太陽活動度に正相関の型で影響されていることである。



第2図 Sunspot number の11年移動平均と八仙山年輪の11年移動平均の42年移動平均曲線

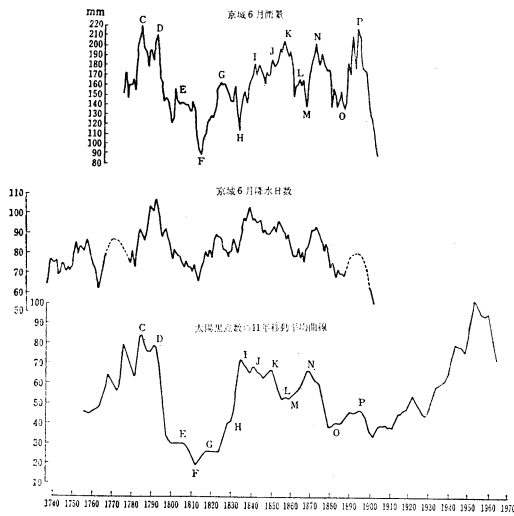
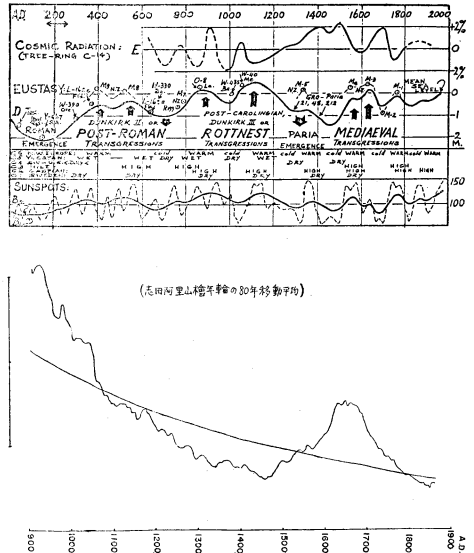


図3 朝鮮古代観測記録の6月雨量、6月降水日数の11年移動平均曲線と太陽黒点11年移動平均曲線の比較(年次は11年の中心)

第3図 朝鮮古代観測記録の6月雨量、6月雨天日数の11年移動平均曲線と太陽黒点11年移動平均曲線の比較(年次は11年の中心)

3. 阿里山年輪と Fairbridge Curve

大内正夫の論文の末尾に付録されている志田先生の阿里山年輪の年々成長量の修正値の方を周期分析して見ると T=80年のところに顕著な山が見られる。樹齢による



第4図 Fairbridge の海水準曲線(上)と阿里山年輪成長量の80年移動平均(下)

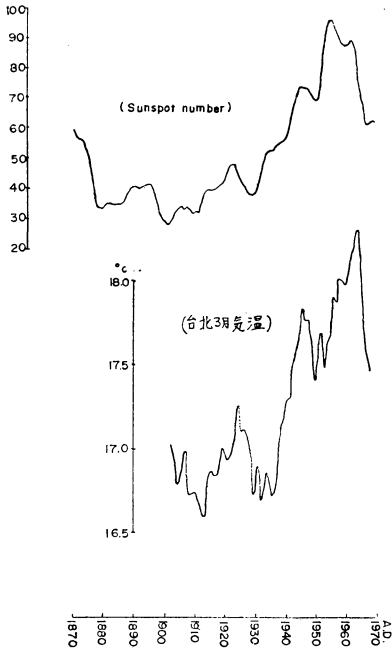
成長減衰の補正を行わない生のままの測定値の方を80年づつ移動平均したものは第4図のごとくである。図中の成長漸減曲線は筆者の計算したものである。この結果は Fairbridge の海水準曲線と極めてよく一致するといえる。また、筆者が別の論文で述べた日本気候史料ともよく対応している。

志田年輪の末端が台湾方面の気象観測値と比較出来るのは1897年~1911年の n=15 にすぎないが、各地の気温との相関係数を求めて見ると次表のごとく3月気温との相関が高い。

第3表 阿里山年輪の年々成長量と各地気温との相関係数

地名	2月気温	3月気温	4月気温
恒春	r=0.16	r=0.62	r=0.42
台南	r=0.34	r=0.63	r=0.17
澎湖	r=0.59	r=0.60	r=0.20
台中	r=0.17	r=0.64	r=0.19
台東	r=-0.11	r=0.61	r=0.34
台北	r=0.11	r=0.67	r=0.22
石垣島	r=0.13	r=0.50	r=0.32

第3表の統計期間は十分長いとはいえずこのままでは志田年輪と台湾3月気温との相関関係が長期間にわたって安定であるかどうかは分からないが、志田年輪を全期間



第5図 Sunspot number の11年移動平均(上)と台北3月気温の11年移動平均(下)の比較

第4表 太陽黒点数11年移動平均値と3月気温の11年移動平均値の相関

時間のずれ	台北	石垣島
0年	r = 0.879	r = 0.756
1年	r = 0.913	r = 0.777
2年	r = 0.935	r = 0.788
3年	r = 0.945	r = 0.781
4年	r = 0.932	r = 0.761

について周期分析をして見ると T = 8年周期が顕著にあらわれるのに対し台北の3月気温の最近の76年について周期分析を行った結果にも8年周期が卓越していることは、この相関関係の安定性を示唆するものではあるまいか。

志田年輪は Fairbridge curve との平行性から太陽活動度の長期変動に正相関の型で対応するものと考えられるが、台北や石垣島の3月気温の11年移動平均値と太陽黒点のその相関係数を気温の観測値の得られる全期間

1902年~1967年 (n = 66) について求めて見ると第4表のごとくである。この相関関係の極めて高いことは、第5図を一見されただけで十分了解されるであろう。また相関係数の最大が、気温曲線を太陽黒点曲線に対して2年~3年後退せしめる場合に現われることも、朝鮮の初夏の降水量の場合とまったく同様である。

4. 結 語

以上述べた極東気候における Solar-Climate Relation の諸結果は日本の観測時代・歴史時代の気候変動の機構の解明に一道の光明を与てるであろう。そればかりでなく、近時、堀江・川井らによって琵琶湖のコア・サンプルの解析から、地質年代における Cool-pluvial 気候が地磁気の reversal event に対応していることがいわれているがこれらの諸関係はこのような地質学的過去の気候変動の機構の考察についても重大な示唆を提供しないではおかないであろう。

文 献

Fairbridge, R.W., 1961: Convergence of Evidence on Climatic Change and Ice Ages, Annals of the New York Academy of Sciences., Vol. 95 Art. 1.
 Masao Outi, 1962: Climatic Variations in the North Pacific Subtropical zone and Solar Activity during the Past Ten Centuries (II), Bulletin of the Kyoto Gakugei University, No. 20.
 Kawai, N., Yaskawa, K., Nakajima, T., Torii, M. and Horie, S., 1972: Oscillating geomagnetic field with a recurring reversal discovered from Lake Biwa, Proc. of the Japan Academy, Vol. 48, No. 3.
 Yamamoto, T., 1951: On the Secular change of the climate in Japan (II) Geophy. Mag. Vol. 22, No. 1.
 Yamamoto, T., 1971: On the nature of climatic change in Japan since the Little Ice Age around 1800 A.D., Journal of M.S.J., 49.
 山本武夫, 1967: 歴史の流れに沿う日本とその周辺の気候の変遷, 地学雑誌, 76, No. 3.
 山本武夫, 1972: 極東における降水量の長期変動, 地学雑誌, 81, No. 4.
 山本武夫, 1973: 日本の気候変動と沖積世の寒冷気候, 第四紀研究, 12, No. 4.