

北日本における夏の月平均気温変動の地域特性と 各種観測要素との関係

— 主成分分析から見た冷夏の多様性の実態 —*

藤部 文昭**

要 旨

1951～93年の6～8月を対象として、国内の気温変動の地域特性を主成分分析を使って調べた。主成分分析では地上気温（日最高、最低気温）のほか日照時間・海面気圧・上層気温・沿岸水温を対象とし、varimax変換をした。その結果、地上気温変動は①主に気圧傾度の変動と連動する成分、②上層気温と連動する成分、③日照時間・沿岸水温と連動する成分等に分離された。①による気温変動は著しい地形依存性を持ち、北日本の太平洋・オホーツク海側と日本海側との対照のほか、北上山地などの中規模地形に対応する非一様性がある。一方、②や③に伴う気温変動は広範囲で一様に現れる。また、気温変動幅の昼夜差や鉛直スケールも成分ごとに違う。冷夏はこれらの成分のどれかが負の偏差を持つ場合に当たり、どの成分の負偏差が卓越するかによってその地域特性は異なる。

1. はじめに

冷夏は北日本の太平洋側を中心とした現象と見なされる傾向がある。しかし、平年からの気温偏差を見る限り、冷夏時の気温分布はもっと多様である。たとえば内島(1983)は、19世紀末以降の冷夏を対象として7、8月の気温偏差図を作り、その類型化を試みている。それらの図を見ると、気温の負偏差域が太平洋側に現れる場合だけでなく、むしろ日本海側のほうが負偏差が大きいこともある。また、南北方向に見て負偏差域が北海道に限られる例がある一方、九州に及ぶ例もある。各県内の気温分布もさまざまである（たとえば仙台管区气象台、1986）。

低温の要因については、冷夏はやませと関連づけられることが多い。やませに伴う寒気はごく薄く（1 km程度）、山地の障壁効果のため太平洋側に偏ることが指摘されている（工藤、1984；昆、1984；Ninomiya and

Mizuno, 1985b；卜蔵、1990；川村編、1995など）。しかし、冷夏時の低温は対流圏の中～上層に及ぶことがあり、やませだけで冷夏のすべての状況を言い尽くせるわけではない。また、冷夏は日照時間や沿岸水温の負偏差と相伴う傾向があり、本州東岸の海況と気温との関連については多方面からの検討がなされている（浅井ほか、1990；山崎ほか、1989；科学技術庁研究調整課、1984；藤部、1989；力石・佐々木、1991など）。このように、冷夏はいろいろな要素に関連した多面的な性格を持っている。

冷夏時の大循環場は“第1種型”と“第2種型”に区別されている（坪井・根本編、1976；和田、1976など）。第1種型は偏西風が南北に蛇行する状態で、典型的な場合にはオホーツク海高気圧が発達し、北日本の太平洋側を中心としてやませによる低温が現れる。これに対して第2種型は、東西流が卓越する状態であり、傾圧擾乱に伴う北西からの寒気流入によって、低温は日本海側に及ぶとされる。しかし、この分類には少なからず主観性があり、各型の定義や個々の事例の振り分けは論者によって差がある。

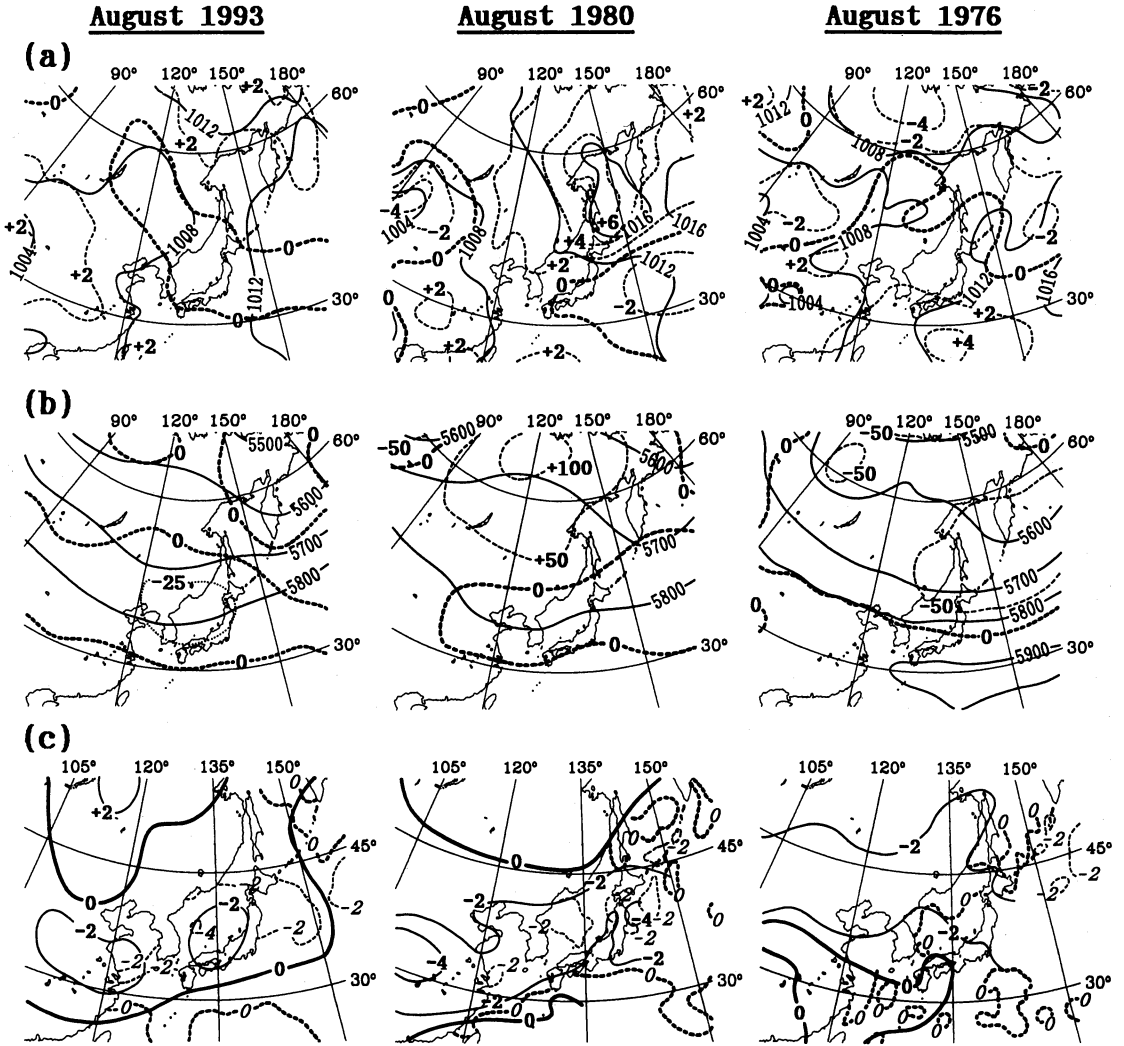
一方、冷夏の地域特性に関する数量的なアプローチとしては、主成分分析で全国の月平均気温の変動を調べたNinomiya and Mizuno (1985a)の研究がある。

* Principal component analysis of monthly mean temperature distribution in northern Japan in summer.

** Fumiaki Fujibe, 気象研究所予報研究部。

—1994年10月13日受領—

—1995年4月18日受理—

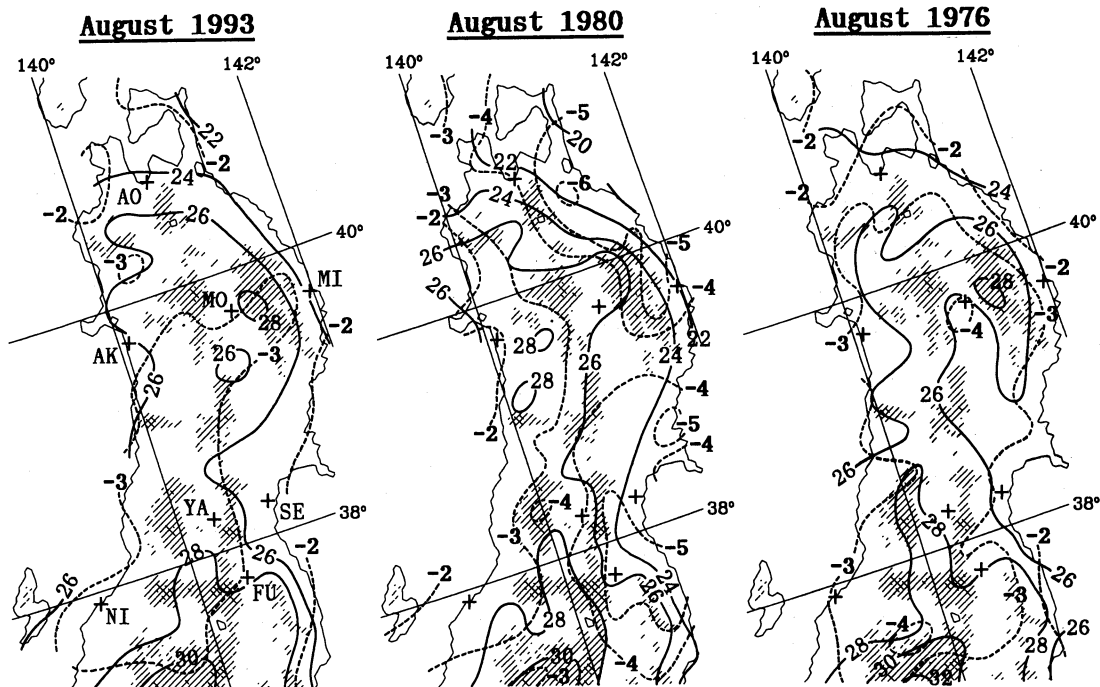


第1図 各低温月の月平均状態。(a)は海面気圧(実線, 4 hPa ごと)とその偏差(破線, 2 hPa ごと), (b)は500 hPa 高度(実線, 100 m ごと)とその偏差(破線, 50 m ごと, ただし1993年8月は-25 m の線を追加), (c)は地上気温偏差(実線と立体字, 2°C ごと)と海面水温偏差(破線と斜体字, 2°C ごと)。いずれも気象庁発行の印刷資料による。

この研究では、東北地方の太平洋側を中心とした全国規模の気温変動が卓越することが示されたが、その反面、気温変動の多様性を捉えるには至っていない。ここで使われた方法は主成分分析の中でも主因子解(非回転解)であり、これは気温変動の地域特性を細かく分離するには適しないことが指摘されている (Richman, 1986)。従って、上記の結果は気温変動の第1近似的な特徴を表したものと受け取る必要がある。

今回は、地上気温のほかにも上層気温・海面気圧・日照時間・沿岸水温を対象にし、主成分分析を使ってこ

れらの変動の関連、特に地上気温と他の4要素との関係を調べた。主成分分析には因子回転を加え、変動の特徴が細かく把握できるよう努めた。また、地上気温の変動には昼夜差があると考えられるので、これを捉えるため日最高・最低気温(以下“日”を省略)を扱った。さらに、気温変動の地域特性を細かく把握するため、区内観測資料とアメダス資料を使った追加解析をした。



第2図 各低温月の月平均最高気温(実線, 2°C ごと)とその偏差(破線, 1°C ごと)。資料は4.1節で定義したもので, 5 Kkm⁻¹の高さ補正をしてある。斜線部は海拔高度 600 m 以上, 2重斜線は 1200 m 以上の領域。

2. 冷夏年における8月の月平均状態の比較

統計解析に入る前に冷夏の多様性の実態を確認するため, まず近年の3回の冷夏における8月の月平均状態を見ながらそれぞれの特徴を比べてみる。

第1図は1993年, 1980年および1976年の8月について, 海面気圧・500 hPa 高度の月平均値と平年からの偏差, および地上気温・海面水温偏差を示す(この図は気象庁の印刷物からスケッチしたものであるため, 1993年と他の2年とで平年の定義期間が異なり, 平年値には若干の差があると考えられる)。1993年は地上の気圧偏差も 500 hPa の高度偏差も全体に小さく, 本州付近に弱い負偏差がある程度である(a, b)。一方, 日本海と三陸沖の表面水温には-2~-4°Cの偏差があり, 気温分布においても本州~華中が-2°C程度の負偏差域になっている(c)。また図は省略するが, 本州付近で日照時間が著しく少ないのが特徴である。

これに対して1980年は, オホーツク海に 1016 hPa の高気圧があり, 気圧偏差は+6 hPa に達する。また, 500 hPa では 5700 m と 5800 m の等高線がそれぞれ南北に大きく分列し, シベリア東部に最大+100 m の高度偏差がある。これらはオホーツク海高気圧が発達

するときの典型的な状況である。地上気温と海面水温の分布は1993年と似ている。

1976年は, 本州の南海上が高気圧偏差になり, 気圧偏差の分布は1980年とはほぼ逆である。気温の負偏差域は前2例よりも北にずれ, 西日本ではむしろ正偏差になっている。また, 海面水温の偏差は小さい。

これらの3例は, 上層の気温にも以下のような著しい違いがある(いずれも8月の月平均値)。

	1993年	1980年	1976年	平年 (1961~1990)
稚内 500 hPa	-9.7	-10.8	-13.5	-9.3°C
仙台 500 hPa	-6.0	-6.0	-7.2	-5.3°C

これによると, 1976年は 500 hPa で著しい低温になったのに対し, 他の2例では 500 hPa の低温はさほどではなく, 特に1993年は平年よりもわずかに(0.4~0.7°C) 低いだけであったことが分かる。

次に, 中小規模の気温分布を東北地方を例にとって比較してみる。第2図は, 最高気温分布とその偏差を示す。1980年は太平洋側と日本海側の気温差が著しく, 気温偏差は太平洋側では-4~-6°Cであるのに対し, 日本海側では-2°C程度である。しかし, 1993年

は気温偏差は全域 $-2\sim-3^{\circ}\text{C}$ でほぼ一様であり、1976年は太平洋岸よりも内陸域～日本海側のほうが気温偏差が大きい。

以上のように、冷夏の8月の総観状況はそれぞれ異なり、1993年は低水温と寡照、1980年はオホーツク海高気圧、1976年は対流圏中層に及ぶ低温が特徴である。これに伴い、中小規模で見た地上気温偏差の分布にも明瞭な違いがある。

なお、日々の天気変化においては1993年8月や1976年8月にもオホーツク海高気圧が発達して顕著なやませが現れた期間があり、これらの期間は太平洋側を中心として低温が特に著しかった。これらに限らず、一時的にやませが吹くのは平年の夏でもときどきあることで、そのたびに北日本では気温が下がる。しかし、これらは天気の短期変動や季節内変動に属する事象であり、冷夏すなわち季節単位の低温とは時間スケールの違う事柄である。1993年8月や1976年8月の場合、月平均状態で見る限りオホーツク海高気圧の強さはほぼ平年並で、低温は広範囲に及び(第1図a, 第2図)、“やませによる太平洋側の低温”とは違った状況であった(ただし、1993年7月はオホーツク海に最大で+4 hPaの気圧偏差が現れ、北日本の低温は太平洋側で著しく、1980年8月に似た状況であった)。

次章では、冷夏の多様性を念頭に置きながら、気温変動の統計的な特徴を見ていくことにする。

3. 主成分分析による気温と各要素の変動の解析

3.1 資料と前処理

対象地域を南西諸島と小笠原諸島を除く全国とした。地上気温に関連の深い要素として、上層気温、沿岸水温、日照時間のほか、卓越風の指標として海面気圧を選んだ。具体的なデータとしては、気象庁による次の月平均値(日照時間は月合計値)の資料を使った。

- (1) 気象官署における最高・最低気温(両方合わせて「地上気温」と言う)、日照時間、海面気圧。
- (2) 高層観測による850, 700, 500, 300 hPa 気温(総称して「上層気温」)。なお、高層観測は1956年までは00JSTと12JST、1957年以降は09JSTと21JSTに行われているが、今回は日射の影響を避けることを考慮してそれぞれ00JSTと21JSTの資料を使った。
- (3) 沿岸水温。

対象期間は高層観測資料が整備された1951年から1993年までとし、対象月は夏季の6～8月とした。従っ

て、標本数 J は $J=43\text{年}\times 3\text{か月}=129$ である。

対象地点は、欠測期間が8年未満という条件で(1)については129地点、(2)は13地点、(3)は15地点とした(欠測8年未満という条件は、対象となる地点数と資料の均質性の維持を勘案して決めたものである)。この結果、変数の総数 N は $N=129\times 4+13\times 4+15=583$ となる。資料が国内に限られているため、総観状況は直接の解析対象にはなっていないが、気圧・上層気温・日照時間を通じて間接的に反映されている。

最低気温は、1953～63年は日界が09JSTであった。この場合、最低気温の月平均値は00JSTを日界とする場合と比べて最大で 0.5°C 程度高いことが知られている(たとえば気象庁統計課、1965; Karl *et al.*, 1986)。そこで、1964～78年の6～8月を対象として地上気象観測による最低気温(日界00JST)と区内観測による最低気温(日界09JST; 地点によっては最後の1～2年は欠ける)との差を平均し、これを使って1953～63年の値を補正した。この補正は官署ごとに別々に行った。

日照時間は、1986年から1990年にかけてジョルダン式日照計から回転式日照計に測器が変更された(各官署の変更新は気象庁(1991)による)。そこで、回転式による値 s_R をジョルダン式による値 s_j に換算するため、勝山(1987)に基づいて $s_j=s_R+\min(s_R/4, 15\text{時間})$ の式を使った。

海面気圧については、卓越風の指標としてその空間分布を重視するため、空間平均値(上記129官署の平均値)からの偏差をとった。

以上の手順の後、各月における各地点・各変数の長期変化を表す1次式を最小2乗法を使って作り、それからの偏差をとった。これを x_{ji} と書く。 i は変数($i=1\sim N$)、 j は年月($j=1\sim J$)を表す。

次に、 x_{ji} のうちで地上気温に対応する変数を、これらの分散和で規格化した。具体的には、

$$X_{ji}=x_{ji}/v \quad [1]$$

ただし

$$v=\sum_{i=\text{気温}} \text{Var}_j(x_{ji}) \quad [2]$$

ここで Var_j は j についての分散を表し、“ $i=\text{気温}$ ”とは最高・最低気温に対応する変数(総数 $129\times 2=258$ 個)について和をとることを示す。同様に、上層気温は上層気温に対応する変数($13\times 4=52$ 個)の分散和で規格化し、日照時間は日照時間、気圧は気圧、水温

は水温に対応する変数の分散和で規格化した。これによって、地上気温・上層気温・日照時間・海面気圧・沿岸水温の5要素の変動が、総分散 (X_{ji} の2乗和) に対して等しく寄与する (20%ずつ) ようになった。

なお、気温変動の特徴は月によって異なる可能性があり、このため Ninomiya and Mizuno (1985a) は月ごとに別々に主成分分析をした。しかし今回は、標本数 ($J=129$) の割に変数が多い ($N=583$) ことなどを考慮し、6～8月のデータをまとめて主成分分析した。

3.2 主成分分析の手順

X_{ji} の共分散行列を対角化して主成分分析を行い、上位K成分について raw varimax 法による因子回転 (直交変換; 芝, 1979) をした。この結果、 X_{ji} は

$$X_{ji} = \sum_{k=1}^K f_{jk} A_{ik} + \text{残差項} \quad [3]$$

の形に展開される。以下に示すのは $K=60$ の結果であるが、 $K=30$ でも上位成分の特徴はほとんど変わらない。

f_{jk} は第k成分の時間変化を表し、直交条件

$$\begin{aligned} \text{Var}_j(f_{jk}) &= 1, \\ \text{Cov}_j(f_{jk}, f_{jh}) &= 0 \quad (\text{if } k \neq h) \end{aligned} \quad [4]$$

を満たす (Cov_j は j についての共分散)。この条件は、各成分が互いに無相関であることを意味する。以下 f_{jk} をスコアと言う。

A_{ik} は第k成分の空間分布を表し、varimax 条件

$$\sum_{k=1}^K \left[\sum_{i=1}^N A_{ik}^4 - \left(\sum_{i=1}^N A_{ik}^2 \right)^2 / N \right] \rightarrow \text{最大} \quad [5]$$

を満たす。

第k成分の寄与率 c_k は、

$$c_k = \frac{\sum_{i=1}^N A_{ik}^2}{\sum_{i=1}^N \text{Var}_j(X_{ji})} \quad [6]$$

で与えられる。 c_k の値が大きいほうから、 $k=1, 2, \dots$ とする。

[6] の総和をとる際、特定の要素に対応する変数 (たとえば日照時間を表す変数) だけを対象にすれば、“要素別の寄与率”が定義できる。[1] の規格化の結果、地上気温・上層気温・日照時間・気圧・沿岸水温の要素別寄与率の平均が全体の寄与率になる。

[1] をもとにもどすと、

$$x_{ji} = \sum_{k=1}^K f_{jk} a_{ik} + \text{残差項} \quad [7]$$

となる。ただし $a_{ik} = v \cdot A_{ik}$ である。 v は [2] で定義したもので、その値は要素ごとに異なる。以下、 a_{ik} の値を負荷と言う。

また、[7] の両辺にある地域の気温について平均すると、

$$\langle x \rangle_j = \sum_{k=1}^K f_{jk} \langle a \rangle_k + \text{残差項} \quad [8]$$

となる。ここで $\langle x \rangle_j$ と $\langle a \rangle_k$ は、それぞれ気温偏差と第k成分負荷の空間平均値である。 $\langle a \rangle_k$ は、その地域の気温変動に対する第k成分の重要性を表す指標になる。後の解析 (第8図) では、東北・北海道の36気象官署の最高・最低気温から計算した値の平均を使う。

3.3 各主成分の特徴

第1表は上位12成分の寄与率 (全体および要素別) と主な特徴を示す。各成分とも、上層気温・気圧・日照時間・沿岸水温のうち、どれか1つ ($k=3$ は日照時間と沿岸水温の2つ) の寄与率だけが際立って高い。これは、各要素の変動が互いにほぼ独立した成分として分離されたことを意味する。このうち、 $k=1 \sim 3$ は変動が広い範囲に及び、寄与率が高い。そこで、これらの3成分を中心として各成分の特徴を観察する。なお東北・北海道の地上気温変動に対する寄与が大きいのは、 $\langle a \rangle_k$ の大きいほうから $k=2, 3, 1, 5, 8, 12$ である。

(a) $k=1$: 気圧傾度の変動

第3図は $k=1$ における負荷 (a_{ik} 値) の分布を示す。 $k=1$ は南北方向の気圧傾度変動が特徴である。これに伴い、地上気温、特に最高気温には東～北日本の太平洋・オホーツク海側 (以下、便宜上“太平洋側”と言う) を主とする変動があり、気圧傾度が南高北低のときに正偏差、北高南低のときに負偏差になる。しかし、最低気温は最高気温に比べて変動が弱い。また、日本海側では変動が弱く、東北・北海道ではほぼ0である。ただし、北陸西部～山陰では最高気温に若干の変動が見られる。

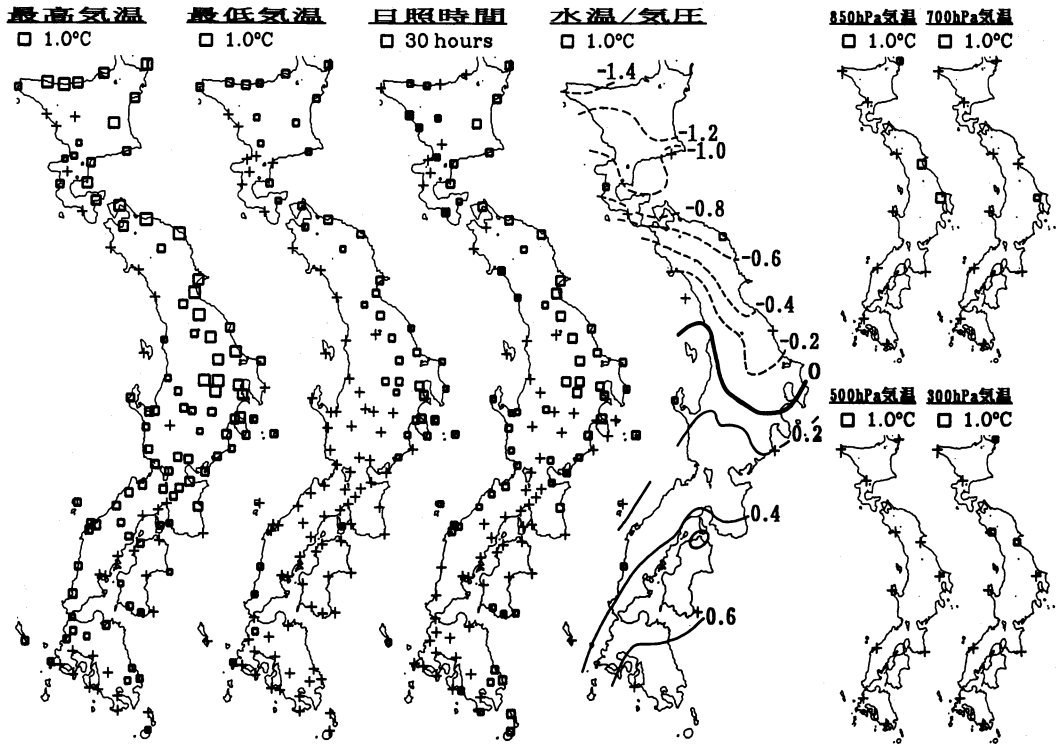
850 hPa でも、地上と同符号の気温変動が東～北日本の太平洋側 (館野・仙台) で弱いながら認められる。しかし700・500 hPa の気温にはほとんど変動がない。

このほか、東～北日本の太平洋側を中心として日照時間の変動があり、気圧傾度が南高北低のときに正偏

第1表 各成分 (k=1~12) の寄与率 (全体および要素別, いずれも%) と特徴.

k	全体	地上 気温	内訳# 最高・最低	上層 気温	日照 時間	気圧	沿岸 水温	主な特徴
1	15.8	9.5	(7.7 1.8)	3.0	4.5	60.8	2.2	南北気圧傾度
2	14.8	20.1	(11.6 8.4)	43.9	3.0	3.4	2.5	北日本上層の気温
3	14.2	18.4	(14.3 4.1)	4.3	20.0	4.2	24.4	東北~北九州の日照・水温
4	7.0	3.4	(0.6 2.8)	25.0	4.9	0.2	0.8	西日本上層の気温
5	5.0	7.0	(4.6 2.4)	1.2	2.1	1.3	13.6	北海道西岸の水温
6	4.8	1.7	(1.4 0.3)	1.2	2.7	18.3	0.3	東西気圧傾度
7	4.2	2.1	(1.7 0.3)	0.3	18.1	0.8	0.1	西日本南岸の日照
8	3.1	2.3	(1.3 1.1)	1.1	0.8	0.3	11.0	浦河の水温
9	3.1	1.9	(1.1 0.8)	0.5	0.5	0.2	12.2	小名浜の水温
10	2.5	2.5	(2.0 0.4)	0.6	8.9	0.7	0.0	北海道の日照
11	1.8	1.6	(1.1 0.5)	0.4	2.0	0.3	4.9	御前崎の水温
12	1.8	1.9	(1.3 0.6)	0.6	1.4	0.6	4.6	飛島の水温

地上気温変動のうち, 最高気温と最低気温それぞれの寄与分

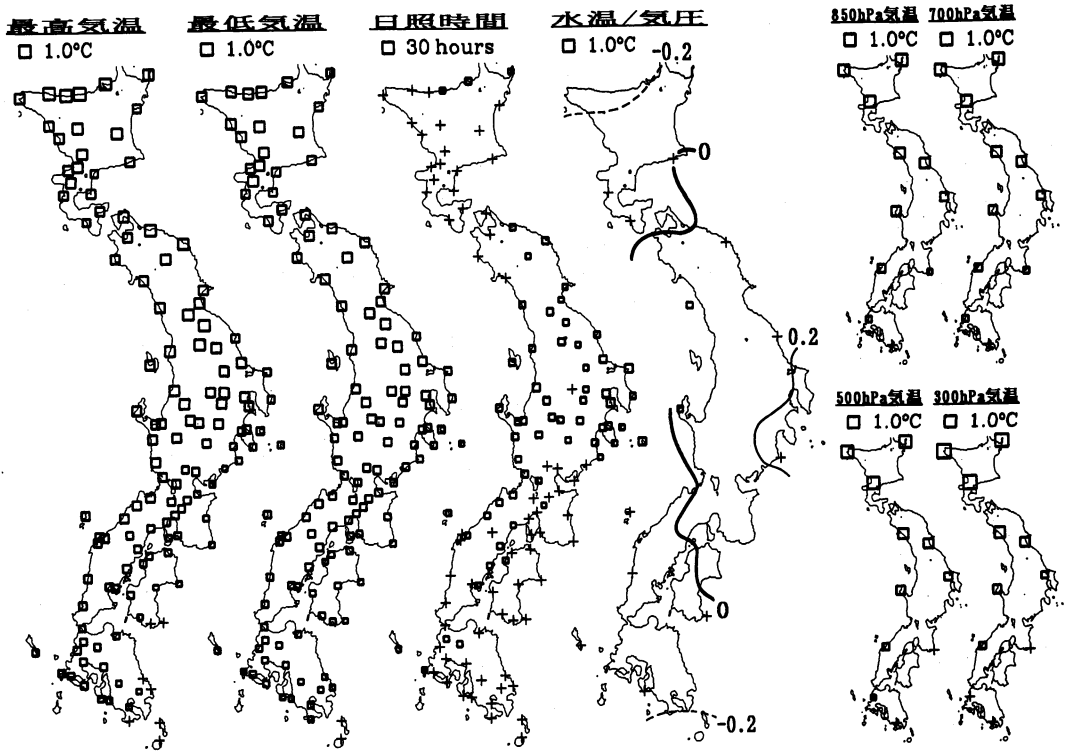


第3図 k=1の負荷 a_{1k} の分布. 気圧以外の要素については□■の面積が負荷に比例し, □と■は互いに逆符号の変動を表す. +は絶対値が0.2°Cまたは6時間未満であることを示す. 気圧については, 負荷を等値線 (0.2 hPa ごと, 正值が他要素の□に対応) で示す.

差になる. 一方, 東北・北海道の日本海側にはこれと逆符号の変動がある.

以上の所見を気圧偏差が北高南低になった場合の特

徴としてまとめると, 次のようになる. ① 東~北日本の太平洋側では低温と寡照が現れる反面, 日本海側では低温は弱く, むしろ多照傾向になる. ② 太平洋側の



第4図 k = 2 の負荷の分布.

気温偏差は夜間よりも昼間に著しい。③ 気温偏差はごく下層 (1~2 km) に限られる。これらは、オホーツク海高気圧が卓越するときの“やませによる低温”の特徴と言われる状況とほぼ対応する。

(b) k = 2 : 上層気温の変動

第4図はk = 2の負荷分布を示す。北日本を中心として上層気温に大きな変動がある。変動幅は850 hPaから300 hPaまで変動幅がほぼ一定である。従って、この成分の負偏差は、対流圏のほぼ全層にわたる低温に対応する。

地上気温の変動は、上層気温をほぼそのまま反映し、北日本を中心として広い範囲に現れる。k = 1と違い、地形効果を示す地域差や昼夜差 (最高気温と最低気温の差) は弱いのが特徴である。

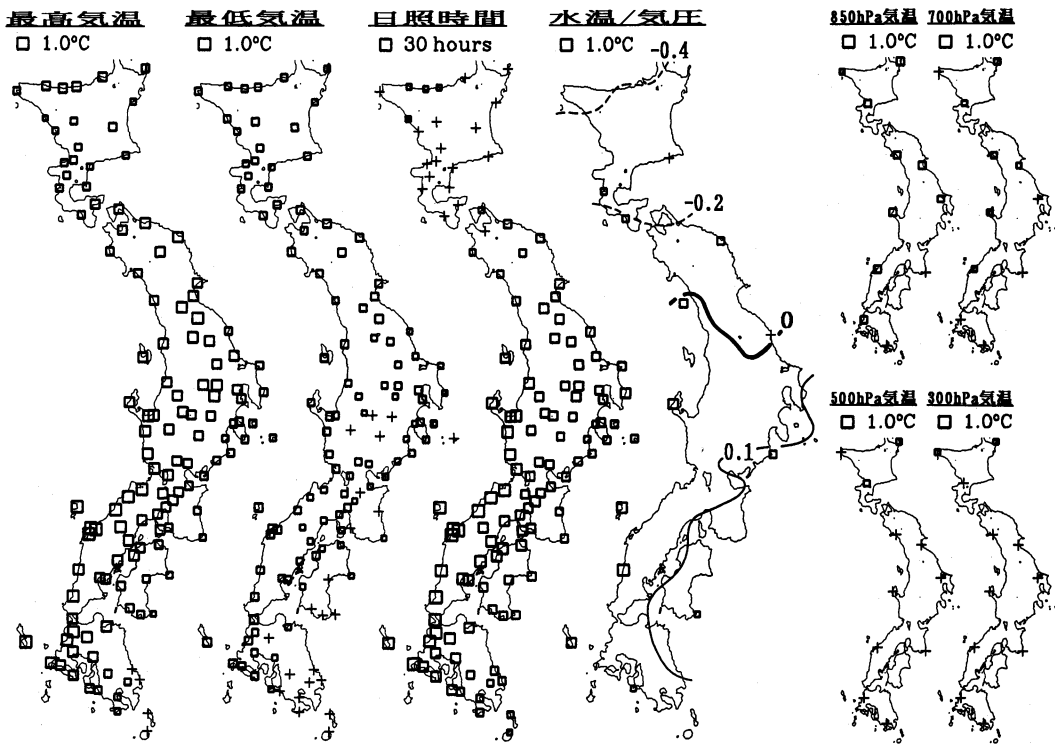
なお、気温変動の鉛直分布をより詳しく検討するため、主成分分析の対象になった4高度以外の資料も使って、4.1節で示す方法 (式 [9]) で変動の高度分布を求めてみた。その結果によると、300 hPaよりも上空では変動幅が小さく、200 hPaではほぼ変動が

0, 150 hPa付近では逆符号になっている。このような鉛直構造は、200 hPa資料を追加して主成分分析をしておいた結果からも得られる。この鉛直構造の物理的意味は不明であるが、いずれにしてもk = 2の変動は上空どこまでも一樣なのではなく、対流圏下層と同位相の変動は300 hPa以下の高度にとどまっていることが分かる。

(c) k = 3 : 日照時間と沿岸水温の変動

第5図はk = 3の結果を示す。東北南部~九州北部の日照時間と、北陸以西の日本海側の沿岸水温に大きな変動がある。これに対応して、最高気温には東北~九州北部を中心とする変動が現れるが、最低気温の変動は弱い。一方、上層気温の変動は850 hPaですでに地上よりも小さく、500 hPaではほとんど認められない。このように、k = 3の気温変動は主に昼間の下層の気温に現れる。しかし、気温変動幅の分布が地形効果を受けている徴候は見られない。

k = 3の負偏差は、日照時間が少なく沿岸水温が低い状態のもとで、主に昼間の気温 (最高気温) の低い



第5図 k = 3 の負荷の分布.

状態を表す。このうち日照が少ないことは、具体的には前線帯に伴う曇雨天に対応すると考えられる。一方、沿岸水温が低いのは、日照が少ない影響であるとも考えられるが、主成分分析結果は各要素の変動の因果関係を示すものではないため、今回の結果だけではよく分からない。

k = 4 以下の成分については記述を省くが、全体として地上気温変動の地形依存性や昼夜依存性は、対応する要素によってそれぞれ異なる。各種の変動の特徴は、次のように概括できる。

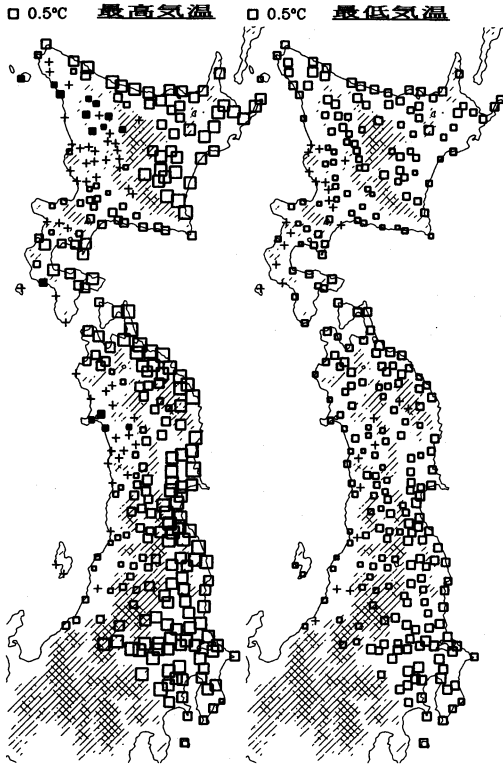
- ・気圧傾度（の変動に連動する気温変動；以下同様）
→地形依存性が著しく、昼夜差もある。昼夜差の原因としては、主風向の差による日照時間の違いと、昼間の海からの冷氣移流量の違いが考えられる。
- ・日照時間→地形依存性は弱いが、昼夜差は著しく、気温変動は主として昼間に現れる。
- ・上層気温、沿岸水温→地形依存性も昼夜差も弱い。ただし、成分によっては日照時間の連動に伴って昼夜差が現れる。

4. 気温変動の地域特性の詳細解析

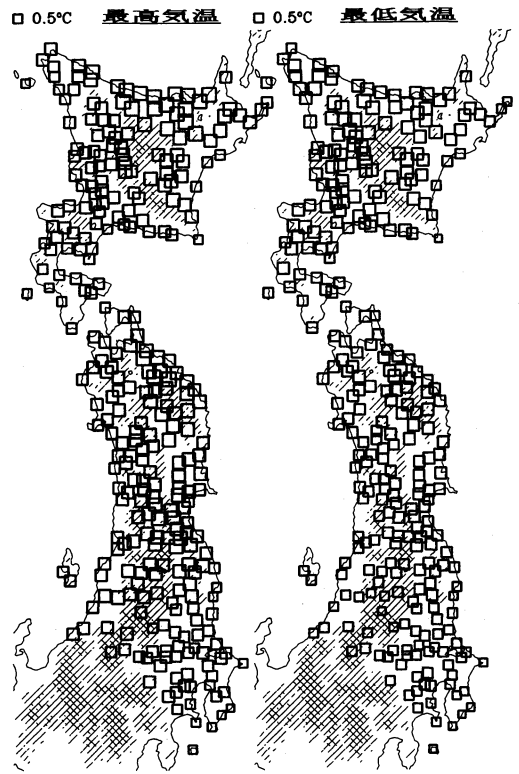
4.1 資料と解析方法

気温変動の地域特性をきめ細かく捉えるため、区内観測とアメダス資料を解析した。東北地方のアメダス地点は、区内観測のうちでも1960年代前半に整備された農業気象観測所を引き継いだものが多い。そこで、対象期間を1965～93年とし、北海道・東北・関東地方と新潟県の中から次の条件を満たす309地点を選んだ。

- (1) 観測点の移動が数 km 以内で標高の変化が数 10 m 以内。ただし、地点の採否には個々の場所の地形条件等を考慮した。
- (2) 欠測期間が区内・アメダスを通算して3年以下。区内観測資料は09JSTを日界とする最高・最低気温である。これに合わせ、アメダスについても09JSTを日界とする最高・最低気温を月別に求めた。しかし、区内観測は最高・最低温度計による観測値であるのに対し、アメダスは1時間値の中の最高・最低値であるため、両者の間に系統的な差がある。この差を見積もるため、対象地域内の57気象官署を対象として、地上



第6図 $k=1$ の b_{ik} の分布. 値の表しかたは第3図と同様 (ただし+は絶対値 0.1°C 未満)で, 地形の描きかたは第2図と同じ.



第7図 $k=2$ の b_{ik} の分布.

観測による最高・最低気温とアメダスの1時間値から求めた最高・最低気温 (この場合は地上観測に合わせて日界を00JSTとした) を比べた. 両者の差を1977~93年の6~8月について平均すると, 最高気温はアメダスのほうが 0.42°C 低く, 最低気温は 0.15°C 高かった. しかし, 個々のアメダス地点について同様の差を求めることは, 資料の制約上不可能であるため, 今回は上記の平均値を309地点に一律に適用してアメダスによる最高・最低気温を補正した.

3.1節と同様, 各地点の気温の長期変化を1次式で表し, これからの偏差を求めた (これを y_{ji} とする). y_{ji} の変動のうち第 k 成分に連動する成分 b_{ik} を,

$$b_{ik} = \text{Cov}_j(y_{ji}, f_{jk}) \quad [9]$$

として求めた.

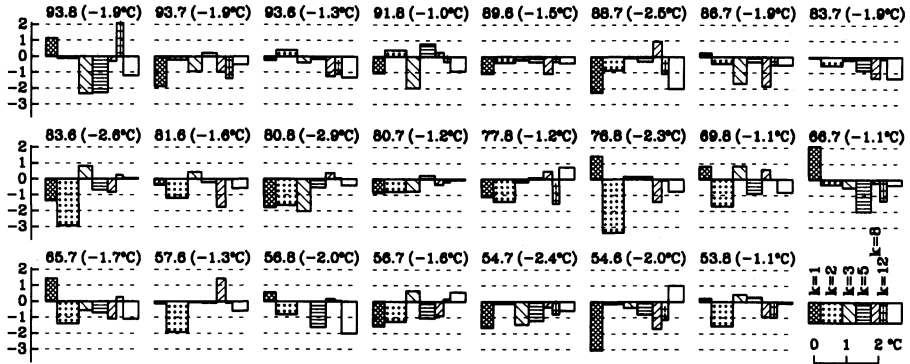
4.2 気温変動の分布の特徴

第6図は $k=1$ の気温変動を示す. 関東から北海道まで, 主な山脈 (奥羽山脈, 日高山脈, 大雪山系) の東側で変動幅が大きく西側で小さいことが再確認される. 細かく見ると, 津軽海峡沿岸では変動幅の大きい

領域が西のほうまで広がり, 仙台平野から山形盆地にかけても同じような状況になっている. これらは奥羽山脈が途切れたり低くなったりしている場所である. 一方, 北上山地の周辺にはこれを境とする東西差があり, 北上盆地 (盛岡付近) は奥羽山脈の東側であるにもかかわらず変動幅が小さい. また北海道では, 北見山地や渡島半島を境とする東西対照が表れている.

この図は気温の変動幅を示したものであり, 気温分布そのものを表すものではない. しかし, 1980年8月の気温偏差分布 (第2図) を見ると, 上記の地域特性がほぼそのまま表れている. これは, 北上山地や奥羽山脈中の切れ目など数10km規模の地形起伏が下層寒気の侵入に影響することを示唆するもので, 今までにもしばしば指摘されてきた特徴である (昆, 1984; 仙台管区气象台, 1986など). 今回の結果は, このような地形効果を統計的に裏づけたものと見なすことができる.

第7図は $k=2$ の結果である. 気温変動は広範囲にわたり, 地形依存性は弱い. このように, $k=2$ の変



第8図 低温月($\langle x \rangle_j \leq -1^\circ\text{C}$)における各成分のスコア. 詳細は第5節参照. 各図のタイトルは西暦の下2桁と月を表し, $\langle x \rangle_j$ の値をカッコ内に示す.

動は空間的な一様性が高いことが裏づけられる. $k = 3$ (図は省略) についても, 変動の地形依存性は小さい.

5. 低温月のスコア

第8図は $\langle x \rangle_j \leq -1^\circ\text{C}$, すなわち式 [8] で定義した東北・北海道の気温偏差の平均値が -1°C 以下であった23か月について, f_{jk} の値を示したものである. 気温変動に対する寄与の大きい6成分 ($k=1\sim 3, 5, 8, 12$) については, それぞれの f_{jk} と $\langle a \rangle_k$ を棒グラフの長さで表し, その他の成分については気温偏差をまとめて1本の棒で示してある (この場合, 棒の面積が気温偏差を表し, 横幅がその標準偏差を表すようにした). 従って, $\langle x \rangle_j$ は棒の面積の和で表される.

第1・2図に示した3例について見ると, 1980年8月は $k=1\sim 3$ がすべて負偏差を持つものに対して, 1993年8月は $k=3$ と $k=5$, 1976年8月は $k=2$ の負偏差が卓越する. このことは, 1993年は寡照と低水温, 1976年は上層の低温が顕著であることを示しており, 第2節で見た特徴と一致する.

1950年代後半から1970年代は $k=2$ の負偏差による低温が目立ち, $k=1$ はむしろ正偏差である月が多い. この期間は, 第8図に示される例のほかにも強い上層寒気のもとで北海道を主とする冷夏が頻発し (1964年, 1966年), “第2型冷夏”が注目されるようになった時代である. 一方, 1980年代には $k=2$ の負偏差は現れにくくなり, 代わって $k=1$ や $k=3$ の負偏差による低温が多発している.

冷夏の現れかたに10~20年スケールの変動があることは時おり指摘されており (和田, 1976など), 今回の

結果もこうした長期変動の存在を示唆する. しかし一方, スコアの変動は入り組んでおり, 冷夏の性格は年や月ごとにかなり異なる.

6. おわりに

主成分分析の結果, 夏の月平均気温の変動は南北気圧傾度, 上層気温, 日照時間・沿岸水温のうち, それぞれ別々の要素に連動する成分へ分離された. そして, 地上の気温変動の特徴は対応する要素によっていろいろに異なり, どの成分の負偏差が卓越するかによって冷夏の地域特性は異なることが示された.

気圧分布に連動する気温変動 ($k=1$) は, 地形依存性が著しい. この場合, 南北気圧傾度の負偏差はオホーツク海高気圧の発達に対応し, 東~北日本の太平洋・オホーツク海側を中心とする低温を伴う. また, この気温変動は夜間よりも昼間のほうが変動幅が大きい. これは, 今までの研究で指摘されてきた “やませによる低温” の特徴とほぼ一致する.

一方, 上層気温に連動する地上気温変動 ($k=2$) は空間的な一様性が高く, 昼夜の変動幅はほぼ等しい. また, 日照時間や沿岸水温に連動する気温変動 ($k=3, 5$ など) も, 地形依存性は目立たない. たとえば, 1976年8月は $k=2$ の負偏差が卓越した例であり, 1993年8月は $k=3, 5$ の負偏差が目立った例である. これらの場合には, 月平均状態に関する限りオホーツク海高気圧ややませの強さは平年と大差なく, 低温 (気温の負偏差) は日本海側を含む広い範囲にわたって現れた.

これらの結果を Ninomiya and Mizuno (1985a) のものと比べると, Ninomiya and Mizuno (1985a) で

は同符号の気温変動が全国に及んでいたのに対し、今回は地域ごと・要素ごとに特徴の異なる変動が分離されている。これは因子回転によって冷夏の多様性が抽出できたことを示している。また、従来から言われてきた冷夏のタイプと見比べると、 $k=1$ は第1種型、 $k=2$ は第2種型と共通性があり、この点で今回の結果は従来の分類が数量的な方法である程度再現されたものになっている。

以上のように今回の解析は、冷夏をやませに限定せず多角的な視点から捉えるべきであることを、統計的な立場から裏づける結果になった。しかし、今回は国内の気象要素の分布だけを扱ったため、各成分と大循環場との関係についてはまだ曖昧な点がある。冷夏の諸特性を大循環場の状態と対応づけて統計的に記述することは、将来の課題としておきたい。

謝 辞

資料の一部を気象庁統計室・高層課から頂いた。他の資料は気象研究所所蔵のファイルを使った。データ解析に当たっては、気象研究所予報研究部の三角幸夫氏（現・気象庁総務部企画課）と青梨和正氏から有益な助言を頂いた。研究の一部は科学技術振興調整費による「平成5年の異常低温・寡照の実態と水稻の気象反応に関する緊急研究」の中で行われた。

参 考 文 献

- 浅井富雄ほか, 1990: 東北地方の異常気象と海況変動—主として「やませ」について—, 月刊海洋, 22, 375-444.
- 卜蔵建治, 1990: 「やませ」と東北地方の冷害, 海と空, 66, 27-37.
- 藤部文昭, 1989: 約10年の卓越周期を持つ本州東部の気温変動, 天気, 36, 139-143.
- 科学技術庁研究調整課, 1984: 北日本太平洋沿岸地方における海霧と山背風に関する研究成果報告書, 211 pp.
- Karl, T. R., C. N. Williams, Jr., P. J. Young and W. M. Wendland, 1986: A model to estimate the time of observation bias associated with monthly mean maximum, minimum and mean temperatures for the United States, J. Climate. Appl. Meteor., 25, 145-160.
- 勝山 税, 1987: 回転式日照計とジョルダン式日照計の同時比較観測結果—両日照計資料の取り扱いについて—, 測候時報, 54, 169-183.
- 川村 宏編, 1995: ヤマセ, 気象研究ノート第183号, 日本気象学会, 179 pp.
- 気象庁, 1991: 気象庁年報 (1990), 気象庁, 159 pp.
- 気象庁統計課, 1965: 観測法・統計法の変更の影響を受けた気候統計値を均質化する方法, 気象庁技術報告第38号, 4-97.
- 昆 幸雄, 1984: “やませ”について, 天気, 31, 165-170.
- 工藤泰子, 1984: 典型的なヤマセ時のオホーツク海気団の特性—1981年6月18~21日の事例解析—, 天気, 31, 411-419.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1985a: Anomalous cold spell in summer over northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime airmass Part 1. EOF analysis of temperature variation in relation to the large-scale situation causing the cold summer, J. Meteor. Soc. Japan, 63, 845-857.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1985b: Anomalous cold spell in summer over northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime airmass Part 2. Structure of the northeasterly flow from polar maritime airmass, J. Meteor. Soc. Japan, 63, 859-871.
- Richman, M. B., 1986: Rotation of principal components, J. Climatol., 6, 293-335.
- 力石國男, 佐々木有子, 1991: 東北地方の異常気象と海面水温, 海と空, 67, 98-108.
- 仙台管区气象台, 1986: 東北地方の冷夏についての研究, 地方共同研究成果報告書, 仙台管区气象台, 158 pp.
- 芝 祐順, 1979: 因子分析法, 東京大学出版会, 298 pp.
- 坪井八十二, 根本順吉編, 1976: 異常気象と農業, 朝倉書店, 211 pp.
- 内島立郎, 1983: 冷害年における7, 8月低温の分布型の特徴について, 農業気象, 39, 19-26.
- 和田英夫, 1976: 北日本の冷害と最近の異常天候, 農業気象, 31, 203-208.
- 山崎幸雄, 上野英克, 近藤純正, 1989: 東北地方太平洋沿岸域の大気と海洋の相互作用の長期変動, 天気, 36, 689-695.