

OKAYAMA University
Earth Science Reports,
Vol.15, No.1, 67-77(2008)

1990年代における東北日本の冷夏に関わる大規模場について (1970年代との比較)

Climatological study on large-scale situation associated with the cool summer around the Northeastern Japan in 1990s (in comparison with that in 1970s)

妹尾ゆかり (Yukari SENOO)*, 加藤内藏進 (Kuranoshin KATO)**

It is pointed out by the previous studies that the Baiu front tends to stagnate around the Japan Islands even in midsummer season in 1990s, although the global warming is going on. The present study examined the climatological features of the appearance of daily fronts on the surface weather maps and the large-scale factors associated with the activity of the polar frontal zone to the north of the Baiu frontal zone based on the observational data in the summer of 1971-2000. It was found that the midsummer when the Baiu front tends to stagnate around the Japan Islands appeared rather frequently in 1970s as in 1990s. However, the baroclinicity around the Eurasian polar frontal zone was stronger in 1970s than in 1990s. Thus while the fronts around the Japan Islands in midsummer were greatly due to the southward invasion of cold front associated with the disturbances on the polar frontal zone in 1970s, the Okhotsk High tends to stagnates to the northeast of the fronts around the Japan Islands in 1990s.

Keywords: Abnormal weather in summer, Climate system in East Asia, Cool summer, Climate variation

I. はじめに

1990年代は、地球温暖化とも関連して、比較的平均気温の高かった時期であった(気象庁 1999a, 2005)。しかし、中部以北の日本では、そのような期間の中で梅雨前線が十分に北上しきれなかった年も多いという(Sato and Takahashi 2001)。また、日本付近では、温暖化に伴って「北冷西暑」(西日本では暑夏なのに北日本で冷夏)の傾向を示すようになってきた点も、谷貝(2005)により指摘されている。

このように、梅雨期だけでなく日本の冷夏や北冷西暑時にも関わってくる重要なシステムの一つが準定常的なオホーツク海高気圧であるが、そのようなオホーツク海高気圧の出現しやすい季節は、ユーラシア大陸東部がその周辺の海域(オホーツク海や北極海など)よりも地上付近の気温が高くなる時期に対応すると言われている(中村・深町 2005; Nakamura and Fukamachi 2004; 加藤 1995)。

ところで日本付近では、地球規模の大気循環に関わるアジアモンスーンシステムの影響を強く受けて、盛夏をはさんで梅雨や秋雨などの大変特徴的な雨季が出現する(松井・小川 編 1987; 加藤 1997)。しかし、アジアモンスーンシステム自体、日本列島を挟んだ東西南北の領域間でかなり特徴が異なり、しかもそれらの季節サイクルにも相互

のタイミングのずれが小さくない。日本付近は、そのようなサブシステムの接点として多彩な季節サイクルを示す(加藤 2004a, b; 加藤・福田ほか 2004)。例えば、ユーラシア大陸東部の高緯度地域における寒帯前線帯も梅雨前線帯の活動に対して大きな影響を及ぼす因子の一つであるが、ユーラシア寒帯前線帯が気候学的に最も北上するのは日本列島の盛夏期ではなく7月頃である(Kato et al. 1995;)。したがって、日本列島における夏の異常気象は、その時期に本来起きるべき季節サイクルが歪むことを反映した場合も少なくないと考えられる。加藤・野林ほか(2004)は、このような視点も交えながら、北日本における7月の暑夏傾向から8月の冷夏傾向へ転じた2001年夏についての事例解析を行っている。

また、日本の暖候期に卓越するシステムに関して、梅雨前線や秋雨前線、小笠原高気圧やオホーツク海高気圧などは準定常的な振る舞いで特徴づけられるが、寒帯前線帯は一般に傾圧不安定波の周期的な通過で特徴づけられ、日々の変動を伴うことが本質的性質である(例えば, Ninomiya 1984)。しかも、梅雨前線自体は準定常的な前線としての性格が強いが、寒帯前線帯上の擾乱の日々の変動の影響も様々な形で受けることが考えられる(e.g., Akiyama 1989, 1990a, b; Ninomiya 1989; Shibagaki

*岡山大学教育学部理科教室 (2002年3月卒業。Faculty of Education, Okayama University)

**岡山大学大学院教育学研究科理科教育講座(Graduate School of Education, Okayama University)

and Ninomiya 2005)。また、日本の盛夏期でも、ユーラシア寒帯前線帯上の移動性の低気圧・前線が中国東北区付近まで侵入することがある(例えば、Matsumoto (1985)の図を参照)。従って、前線の振る舞いに関しては、日々の現象にも注目しながら、その特徴を把握する必要がある。

そこで本研究では、以上のような視点のもとで、1990年代の日本付近の日々の前線帯の振る舞いについて、冷夏の年でも寒帯前線帯の振る舞いが異なっていた1970年代と比較しながら解析を行った。更に、1990年代の例として1998年の事例解析も行った。

II. データ

本研究では、主に次のデータを利用した。

(a) 「天気図集成」(1971~1995年)、及び「気象」(1996~2000年)(いずれも1日1回、日本時間9時)(日本気象協会発行)

これらに収録された毎日の地上天気図に基づき、7、8月の地上前線等の出現頻度を解析した。

(b) 日本の各気象官署の時日別編集データ(SDPデータ)

指定した地点における1971年以降の日平均気温を抽出するために、気象庁編集の上記データセットのCD-ROM版を気象業務支援センター経由で入手し、解析に用いた。

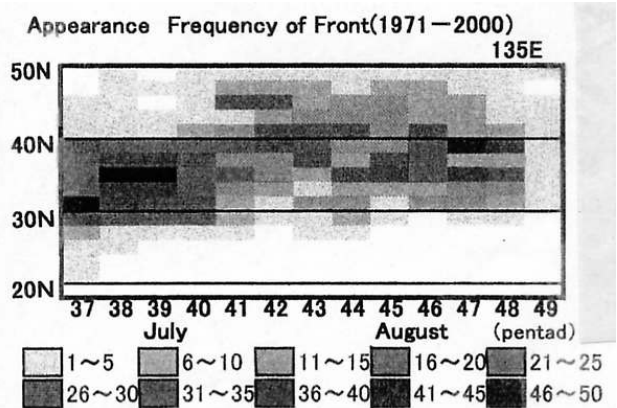
(c) 月平均500hPa天気図(気象庁発行)

「月平均北半球500MB天気図」(1971~1983年)、「旬平均北半球500hPa天気図」(1984~1992年)(気象庁発行)、「気候系監視報告」(1993~2000年)(気象庁発行)に収録された500hPaの等圧面高度図に基づき、日本の北方の500hPa場の動気候

学的特徴について解析した。

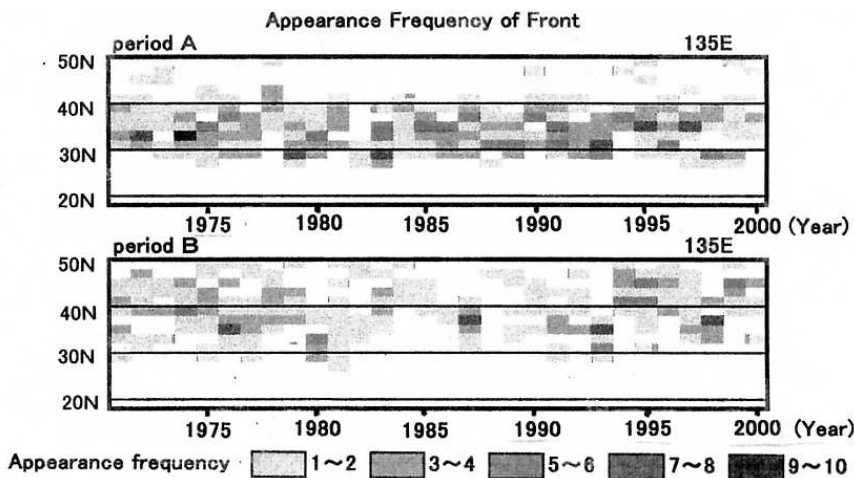
(d) 「全球客観解析データ(1.25°×1.25°緯度経度格子。以下GANALと呼ぶ)」(気象庁数値予報課作成)

1998年夏の広域場の事例解析のために利用した。なお、気温や相当温位等の水平傾度などの水平微分の計算においては、球面座標系での中央差分を用いた。



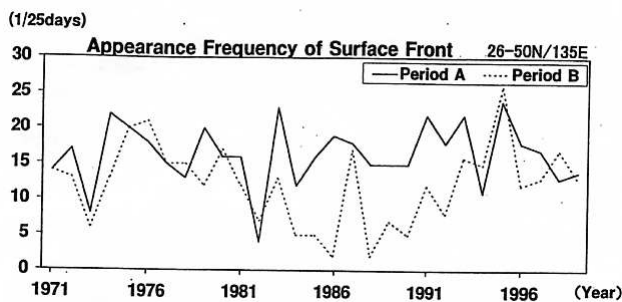
第1図 1971~2000年7、8月における135°Eに沿う地上前線の存在頻度の時間緯度断面。1日1回の天気図に基づき、緯度2°毎に集計した。なお、第37半旬(Pentad 37)は6月30日~7月4日に、第42半旬は7月25~29日に対応する。凡例のように、出現頻度(個/30年)によって影の濃淡をつけた。

III. 夏の地上前線の出現傾向と地上気温の年々の傾向



第2図 第1図と同様に集計した、期間A(6月30日~7月24日)、期間B(7月25日~8月18日)における地上前線の存在頻度の緯度分布の年々変動(凡例は、個/25日)。1971~2000年について示す。上図:期間A下図:期間B。

1971～2000年の7、8月における地上天気図上の前線の存在頻度を、近畿地方付近を通る経度である135°Eに沿って、緯度2°の幅で半旬ごとに集計した。その時間緯度断面を第1図に示す（なお、第37半旬は6月30日～7月4日、第42半旬は7月25～29日に対応）。気候学的には7月前半に30～40°N付近に頻出していた前線が、第42半旬頃に比較的急激に35～45°N付近を中心に存在するようになり、存在頻度も減少する。また、出現域の南北幅も広がる。この変化は日本の梅雨明けに対応する気候的变化と考えられるため、以下、本研究では第37～41半旬を期間A（6月30日～7月24日、通常の年なら梅雨期）、第42～46半旬を期間B（7月25日～8月18日、通常の年なら盛夏期）、第47～49半旬を期間C（8月19日～9月2日）と呼ぶことにする。期間Cは、盛夏期から秋雨期への移行期にあたる。本研究では主に、通常の梅雨期である期間Aと通常の盛夏期である期間Bの比較解析を行う。

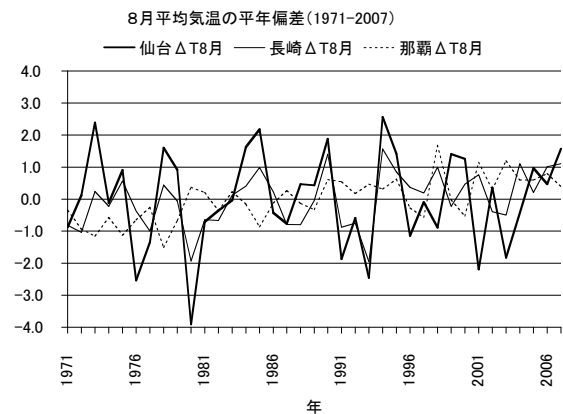


第3図 135°Eに沿う26～50°Nの領域全体に存在した地上前線頻度の年々変動（個/25日間）。期間A（6月30日～7月24日、実線）、期間B（7月25日～8月18日、破線）について示す。

1971～2000年について、135°Eに沿って緯度2°ごとに集計した期間A,Bにおける地上前線存在頻度の時間緯度断面を第2図に示す。また、135°Eに沿う20～50°Nの領域に出現した地上前線の総出現頻度の時系列を第3図に示す。期間Aには、1990年代の存在緯度が他の年代に比べて若干北側に集中するものの（第2図(a)）、出現総数の年々変動はあまり大きくなかった（第3図）。一方、期間Bには、前線の存在する緯度の広がり、30°Nから50°Nと大きい（第2図(b)）。但し、前線の総数は1980年代に比べ1970年代及び1990年代で高かった（第3図）。つまり、気候学的には盛夏となる時期でも、前線の活動自体には数十年規模で見た違いがあることになる。そして、日本付近で地上前線の存在頻度が高かったのは1990

年代頃だけでなく、1970年代頃にも見られた点に注意が必要である。

日本付近の気温の年々変動として、東北日本の仙台、九州の長崎、沖縄の那覇における8月の月平均気温の1971～2007年平均値からの偏差の時系列を第4図に示す。1990年代には、那覇や長崎における8月の地上気温はほぼ毎年のように高いものの（特に那覇では、図示した期間を通じて、トレンドとしての気温の上昇が明瞭に読み取れる）、仙台では、数年スケールでの変動の振幅が大変大きく、気温が平年より低い年もしばしば出現していた。

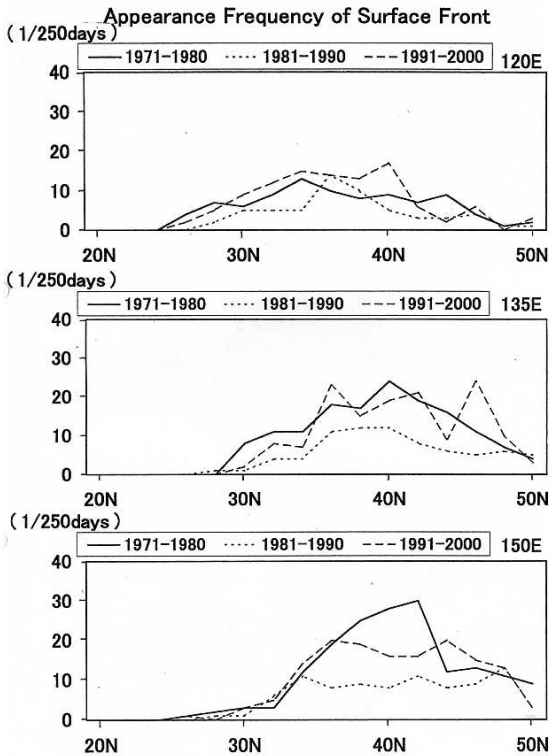


第4図 東北日本の仙台（太い実線）、九州の長崎（細い実線）、沖縄の那覇（破線）における8月の月平均気温の、1971～2007年での平均値からの偏差の年々変動（°C）。

また、1970年代頃にも、仙台での気温の年々変動が大きく、とりわけ気温が低い年も幾つか見られた。但し、1970年代には、九州の長崎でも仙台と同様な傾向で気温が上下しており、いわば、日本列島全体としての暑夏、冷夏という変動があったことになる。それに対して、1990年代には、谷貝(2005)も指摘しているように、西日本（長崎が例）では暑夏だが東北日本（仙台）では冷夏という明瞭な「北冷西暑」の年も目立つようになってきている。南西諸島域での気温の経年変化に比べて仙台での数年程度の変動の振幅が大きいため、東北日本で冷夏の年は、日本列島付近での地上付近の傾圧性も相対的に大きいことになる。但し、1990年代と1970年代における「北冷西暑」の傾向の違い等からも示唆されるように、両年代では日本列島の冷夏に関わる大規模場の過程の違いも見られうる。そこで、1970年代頃と比較しながら、1990年代頃の特徴について議論する。

IV. 年代毎に見た前線や高気圧の存在頻度の違い

第5図は、期間Bにおける1971-1980年(実線), 1981-1990年(点線), 1991-2000年(破線)毎に集計した、120° E(上段), 135° E(中段), 150° E(下段)に沿う地上前線の存在頻度(個/250日。緯度2度ごとに集計)の緯度分布を示す。

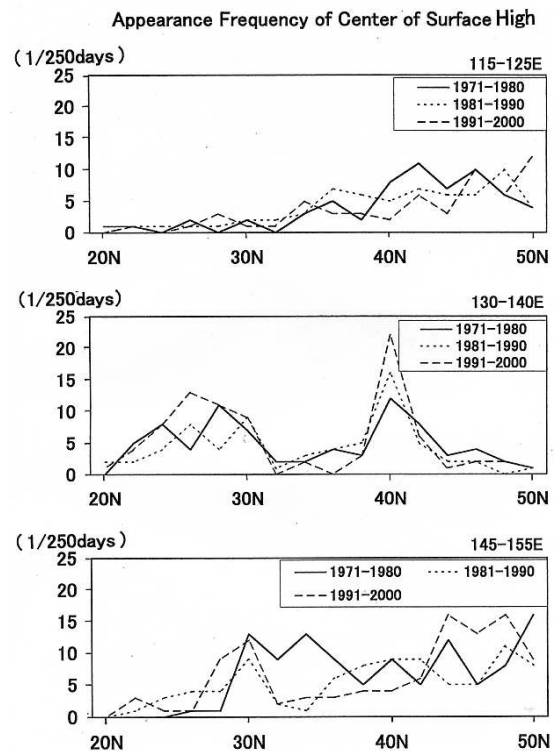


第5図 期間B(7月25日~8月18日)における1971-1980年(実線), 1981-1990年(点線), 1991-2000年(破線)毎に集計した地上前線の存在頻度の緯度分布(個/250日。緯度2度ごとに集計)。120° E(上段), 135° E(中段), 150° E(下段)。

前線の存在緯度に関しては、既に第1~3図で指摘したように、1980年代の頻度が他の年代よりも低い。より細かく見れば、120° E(大陸側)では1970年代の方が1990年代よりも北方まで、前線存在頻度は比較的高い領域が広がっていた。一方、1990年代に比べて1970年代の方が、150° E(日本列島東方)に沿って見た40° N付近の前線の存在域の集中が顕著であった。つまり、1970年代には、大陸側ではより高緯度まで前線が出現しやすかったのに対し、日本の東海上では逆にあまり緯度の高くない三陸沖付近に出現しやすかったという特徴を指摘出来るように思われる。

第6図には、第5図と同様な期間における地上高気圧中心の存在頻度の緯度分布を示す(個/250

日。緯度2度ごとに集計)。但し、経度に関しては115-125° E(上段), 130-140° E(中段), 145-155° E(下段)の範囲をカウントした。120° E付近では高緯度側ほど地上高気圧の存在頻度が大きくなるが、年代間の違いは大きくない(40° N付近の頻度は、1970年代が1990年代よりも大きい)。135° E付近(日本列島付近の経度)では、27° N付近(小笠原高気圧に対応)と40° N付近に出現のピークが分かれている。150° E付近では、44° N以北の高気圧存在頻度が他の年代に比べて高い。すなわち、8月になってからのオホーツク海高気圧の出現頻度や日本列島すぐ南方の小笠原高気圧の出現頻度が、1990年代に高くなったことが示唆される。

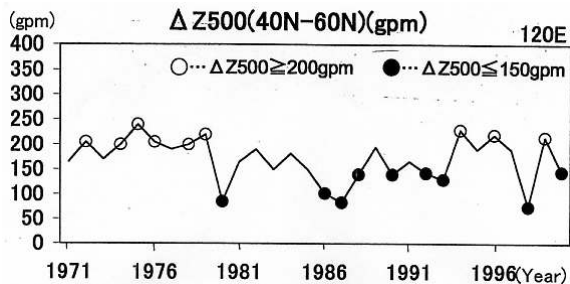


第6図 期間B(7月25日~8月18日)における1971-1980年(実線), 1981-1990年(点線), 1991-2000年(破線)毎に集計した地上高気圧中心の存在頻度(個/250日。緯度2度ごとに集計)。115-125° E(上段), 130-140° E(中段), 145-155° E(下段)。

但し、これらの図に見られる年代間の差異は必ずしも特に明瞭とは限らない。そこで、次章では、日本列島付近で8月に前線が停滞しやすい1990年代の状況は、1970年代のそれとどのような因子の違いがあるのか、前線帯の北側の特徴の違いに注目して解析を進めていく。

V. ユーラシア大陸東部の高緯度の傾圧性の影響（気候学的な比較）

梅雨期や冷夏時の地上天気図では、オホーツク海高気圧が数日～1週間程度の持続性を持って頻繁に出現しやすい。また、地上のオホーツク海高気圧出現時には、東シベリアに対流圏中上層のブロッキング高気圧（あるいはリッジ）が見られることが多い（加藤 1995；倉嶋 1969；大川 1973, 1986；杉中 1965）。その高気圧（リッジ）は、東シベリアが北極海やオホーツク海・ベーリング海に比べて気温が高いことに対応して、季節現象としても見られる。そのような季節的な基本場の中で、ヨーロッパからシベリア大陸北部を経て東アジアへ伝わる定常ロスビー波のエネルギーがオホーツク海付近で滞留してブロッキング高気圧を強めることは、地上のオホーツク海高気圧を強める重要な過程の一つとして注目されている（Nakamura and Fukamachi 2004；中村・深町 2005）。

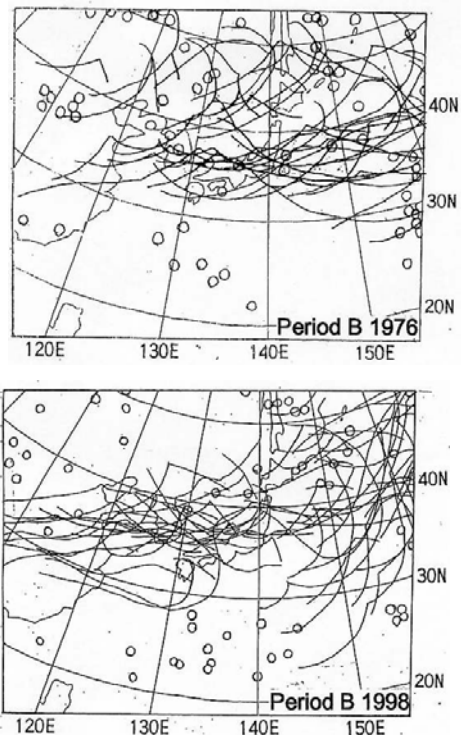


第7図 120° Eに沿う8月平均の500hPa等圧面高度の南北差（40° Nから60° Nにおける値を引いたもの）（ $\Delta Z500$, gpm）の年々変動。図中の○の年は $\Delta Z500 \geq 200\text{gpm}$ 、●の年は $\Delta Z500 \leq 150\text{gpm}$ であることを示す。

そこで、地上のオホーツク海高気圧の形成に関わりが深いと考えられる基本場の東シベリアのリッジや、対流圏中下層の傾圧性を反映した指標として、8月平均の120° Eにおける500hPa等圧面高度について、40° Nでの値から60° Nの値を引いた差（ $\Delta Z500$ ）の年々変動を第7図に示す。図中の○を付した年は $\Delta Z500 \geq 200\text{gpm}$ （1972, 1974, 1975, 1976, 1978, 1979, 1994, 1996, 1999年）、●を付した年は $\Delta Z500 \leq 150\text{gpm}$ であることを示す（1980, 1986, 1987, 1988, 1990, 1992, 1993, 1998, 2000年）。すなわち、○を付した年は、120° E付近（中国大陸東岸を通る経度）における40～60° Nの緯度帯での傾圧性が強い年に対応する。また、●を付した年は、そこでの傾圧性が比較的弱く、平均場として東シベリアのリッジが強い年に対応する。

$\Delta Z500$ が大きい年は1970年代に比較的多く出

現するのに対し、 $\Delta Z500$ が小さい年は1980年代後半から1990年代にかけて多く見られる。つまり、1970年代頃には、東シベリアにおける対流圏中下層での傾圧性が比較的強い年が多かったのに対し、1980年代後半以降は、それが比較的弱い年が多かったことになる。興味深いことに、 $\Delta Z500 \geq 200\text{gpm}$ （○の年）であるか $\Delta Z500 \leq 150\text{gpm}$ （●の年）であるかということ、東北日本で冷夏であるか暑夏であるか（第4図の仙台の気温偏差が負か正か）とは、必ずしも1対1には対応しない。逆に言えば、東北日本で冷夏年であっても（8月になっても日本列島付近に前線が存在）、その北方の傾圧性が強い年も弱い年もある点に注目する必要がある。そういう中で、1970年代の冷夏年は東シベリアの傾圧性が強いというベースの中で起きていたものと考えられる一方、1990年代の冷夏年は、東シベリアの傾圧性が弱いというベースのもとの現象と見なせる。

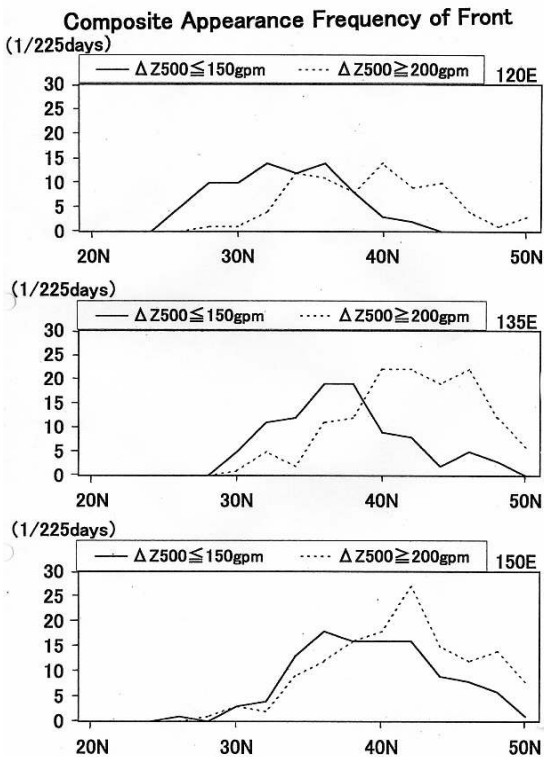


第8図 期間B（7月25日～8月18日）における地上前線（実線）と地上高気圧中心（○）の出現位置の合成図の例。上段が1976年、下段が1998年。1976年は第7図の $\Delta Z500 \geq 200\text{gpm}$ の年の例、1998年は $\Delta Z500 \leq 150\text{gpm}$ の年の例である。

東シベリアでの傾圧性が強かった年の例（第7図の○で示す年で、 $\Delta Z500 \geq 200\text{gpm}$ ）、及び、そこでの傾圧性が弱かった年の例（第7図の●で示す年で、 $\Delta Z500 \leq 150\text{gpm}$ ）として、それぞれ1976

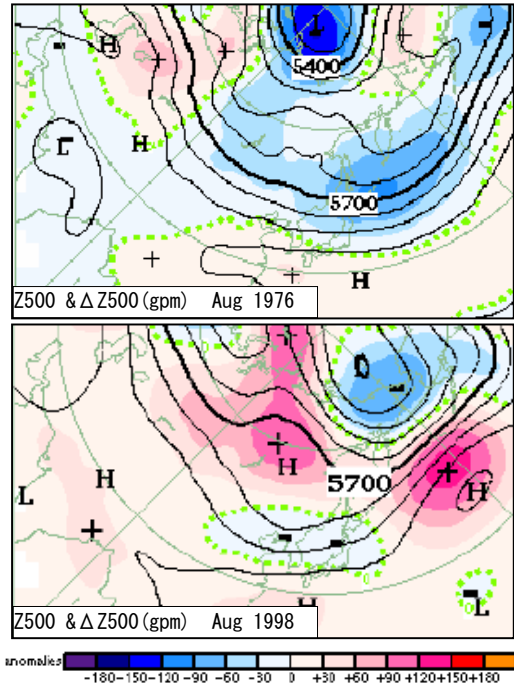
年, 1998年の期間Bにおける地上前線や高気圧中心の位置を重ねたものを第8図に示す。これらの年は, いずれも東北日本では平年よりも月平均気温が低かった。1976年の例では, 中国東北区から南東進する温帯低気圧後面の寒冷前線が時々南下し, 本州付近でも前線の存在頻度が多くなっていた。しかもその低気圧に伴う前線の通過域に高気圧中心もしばしば出現していた。すなわち, 大陸の高緯度地域を東進・南下する前線は, 地上天気図から見る限り, 傾圧不安定波に見られるような特徴を示していたことになる。このような高緯度域の循環場の特徴の中で日本列島が冷夏になる場合, 東シベリア寒帯前線帯上の傾圧波の後面の寒気の頻繁な南下に関連していた可能性を示唆する。

前線存在頻度は低かった。つまり, 日本列島に冷夏をもたらす場合の北側のシステムの寄与としては, 大陸側の傾圧不安定波に伴う寒気の南下というよりも, オホーツク海高気圧の形成に伴う北東気流の流入を介したものであったと示唆される。



第9図 第7図のそれぞれ○(破線), ●(実線)に該当する年の期間B(7月25日~8月18日)で平均した, 各緯度に沿う地上前線の存在頻度の南北分布(個/25日・9年)。緯度2°毎に集計。

一方, 1998年の例では, 亜熱帯高気圧に対応する高気圧中心の存在頻度の高い領域が本州南方に広く広がっており, 東西に伸びる亜熱帯高気圧北縁の前線が40°N付近を中心に停滞しやすい状況であった。しかも, その北東側には比較的定常的なオホーツク海高気圧に対応する高気圧中心の存在頻度の大きな領域が見られた。しかし大陸側に関しては, 1976年の例と異なり, 40°N以北での

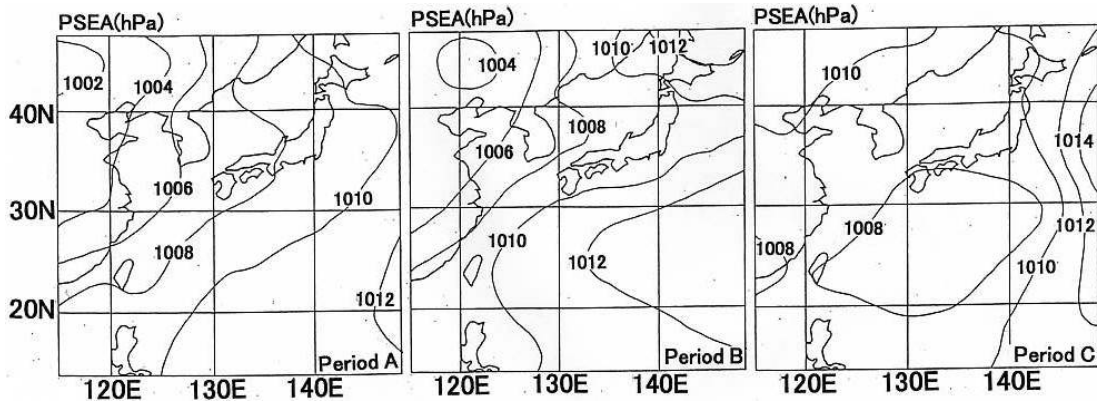


第10図 月平均の500hPa等圧面高度(Z500, 実線)とその年平均偏差(ΔZ500, 色の凡例は最下段)の分布(gpm)。気候系監視年報1998のCD-ROM版(気象庁)に基づく(平年値は1971-2000年平均)。上段は第7図の○に該当する年の例(1976年), 下段は●に該当する年の例(1998年)。

第7図の○で示す年(ΔZ500 ≥ 200 gpm)と, ●で示す年(ΔZ500 ≤ 150 gpm)について, 120E, 135E, 150Eに沿う地上前線の存在頻度の緯度分布を期間Bについて合成したものを第9図に示す。○を付した年には, 大陸側の120°Eや日本列島の位置する135°Eにおいて, 40N以北の前線出現頻度が高い。一方, ●を付した年には, 前線は40N付近に比較的集中し, 特に, ○を付した年で見られたような大陸側で高緯度地域から南東進するような前線の振る舞いは明瞭でない(大陸側は, むしろ, 更に緯度の低い30~36°N付近に存在頻度のピークがある)。従って, 第8図で比較した1976年と1998年における地上前線や高気圧の出現特性の違いは, それぞれ, 1970年代に多く出現した○を付した年, 及び, 1980年代後半以降に多く出現した●を付した年に共通して見られる特徴の差異を示していることがわかる。

第10図の1976年と1998年の8月における月平均500hPa等圧面高度場やその平年偏差に示されるように、1976年（○を付した年の例）には、東シベリアーその東方海上にかけて、東西に伸びる等圧面高度の等値線が40～60°N付近を中心に混み合っている。つまり、傾圧不安定波の活動に好都合と考えられるような上空の帯状流（中下層の南北の温度傾度（傾圧性）も強い）が、大陸ー日本の北東方に伸びていることになる。このような、○を付した東シベリア高緯度の傾圧性の強い年には、ユーラシア寒帯前線帯（Matsumoto 1985）に対応する傾圧不安定波の通り道が明瞭で、そこから南下した前線が日本列島の夏の天候にも影響を与えやすかったものと考えられる。

一方、1998年8月には、120°Eでの40～60°Nの弱い傾圧性は、東シベリアの対流圏中上層では暖気を伴う気圧の尾根（リッジ。高気圧に対応）と、その東方のオホーツク海東部以東に上層のトラフ（気圧の谷、上層の低気圧に対応）との存在に対応することが分かる。つまり、地上のオホーツク海高気圧が持続しやすい代表的パターンの一つとなっている。従って、●を付した東シベリアの対流圏下層での傾圧性が弱い状況では、地上のオホーツク海高気圧が維持されやすいパターンを反映し、日本列島（特に東北に本）では、オホーツク海高気圧からの冷気の影響を受けやすかったものと考えられる。



第11図 1998年の期間A（6月30日～7月24日、左）、期間B（7月25日～8月18日、中央）、期間C（8月19日～9月2日、右）で平均した地上気圧PSEA（hPa）の分布。

VI. 全球客観解析データに基づく1998年夏の事例解析

Nitta (1986)やTanaka (1997)は、エルニーニョ現象に伴い夏にも梅雨前線の活動が強化される過程について指摘している。しかし、1990年代の北側のシステムの特徴が顕著に見られた1998年夏は、1998年春までのエルニーニョ現象の終焉後にラニーニャ現象に転じた時期である。Wang et al. (2001)は、「前年秋から当年冬にかけてエルニーニョ現象が先行した夏には、オホーツク海高気圧が強まるとともに、東アジアへの水蒸気輸送を強化するような亜熱帯高気圧周辺の下層風場が強化される」という“delayed impact”が見られる点を指摘している。

日本付近の前線帯をとりまく南北のシステムがどのような振る舞いを示すかについて、上述のような外的な環境因子の関わり方を切り口に理解することは勿論重要であるが、同時に、日々の現象の振る舞い、あるいは、前線帯を視点の中心に据

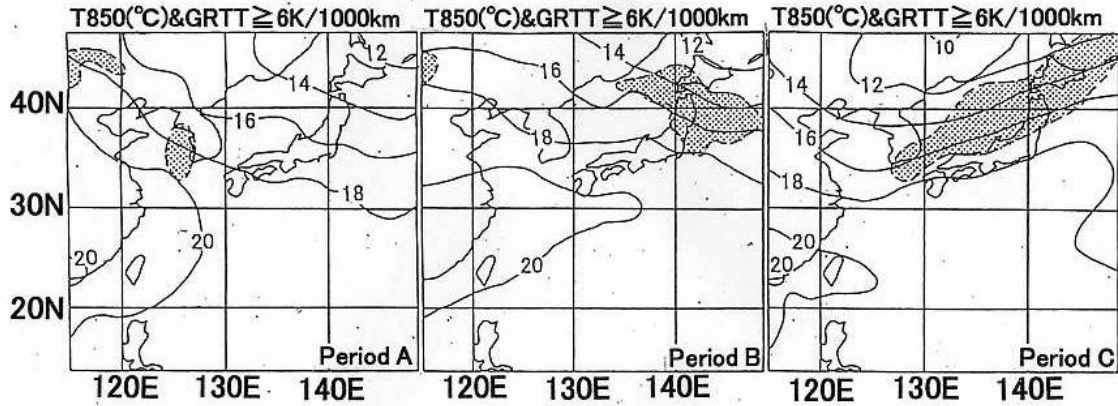
えながら環境場の特徴を記述しておくことも必要である。そこで、本章では、1990年代頃の特徴の典型例でもある1998年について、今述べた視点から行った大規模場の解析結果について記述する（GANALを利用）。

第11図は、各期間で平均した海面気圧の分布を示す。期間AからBにかけて小笠原高気圧に対応する高圧域は次第に北西方に伸びる一方、オホーツク海高気圧は通常の年の梅雨最盛期にあたる期間Aよりも盛夏期にあたる期間Bの方が明瞭になった。例えば期間Bには、小笠原高気圧域に関連する1010hPaの等圧線で囲まれる領域は九州南岸まで張り出す一方、オホーツク海高気圧に対応する1010hPaの等圧線で囲まれる領域は、北海道を覆っていた。そして、小笠原高気圧とオホーツク海高気圧との間の梅雨前線に対応する低圧域が、日本海南部ー東北南部を東西に走っていた（期間Cになると、このような特徴は崩れた）。

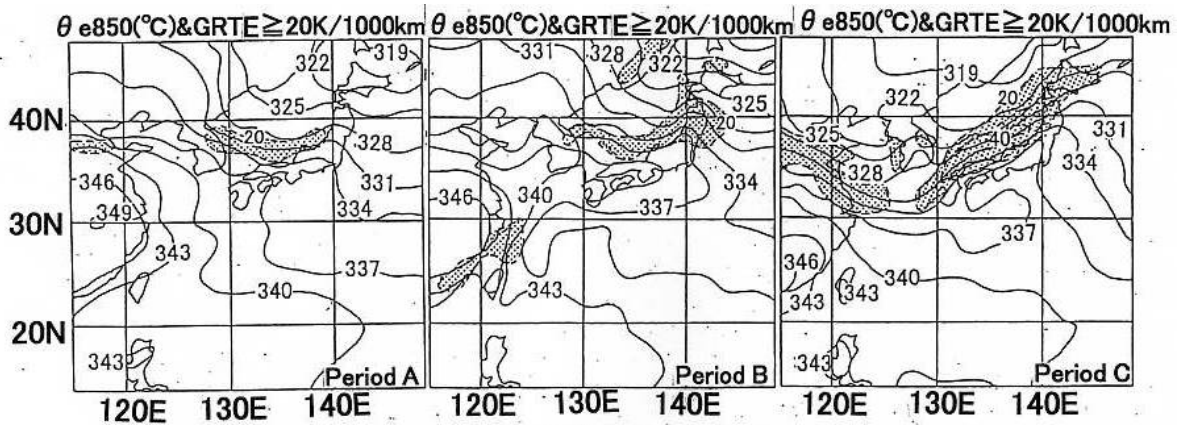
第12図は、各期間における850hPaにおける平

均気温とその水平傾度の絶対値, 第13図は850hPaでの相当温位に関する同様な図を示す。期間Cになると大陸側の気温が低下し, 南方の高温多湿域との間で, 気温や相当温位の南北傾度の大きなべ

ルトが朝鮮半島南端付近から東北北部へ伸びるなど, 次第に秋雨期への移行の途上にあることが分かる。



第12図 1998年の期間A(6月30日～7月24日, 左), 期間B(7月25日～8月18日, 中央), 期間C(8月19日～9月2日, 右)で平均した850hPa気温T850(°C)の分布。期間平均したT850の水平傾度の大きさGRTTが6K/1000km以上の領域に影をつけた。



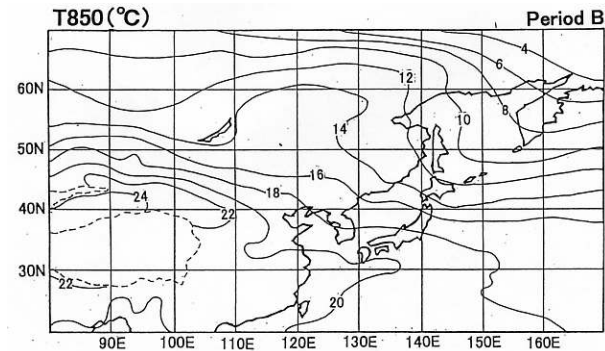
第13図 1998年の期間A(6月30日～7月24日, 左), 期間B(7月25日～8月18日, 中央), 期間C(8月19日～9月2日, 右)で平均した850hPa相当温位 θ_e (K)の分布。期間平均した θ_e の水平傾度の大きさGRTEが20K/1000km以上の領域に影をつけ, 破線で10K毎に等値線を引いた。

しかし, 期間AからBにかけては, 例えば18°Cの等温線は, 135°Eに沿って見ると, 期間Aの33°Nから期間Bには37°N付近まで北上していた(小笠原高気圧の張り出しに対応)。しかし, 北側の14°Cの等温線は期間Bになっても北上せず, ほぼ40°N付近にとどまっている。同様に相当温位の大きな暖湿気団(例えば337Kの等値線)は期間Bになると西日本を覆うようになり, 日本付近の南北の温度傾度や相当温位傾度が, 期間Aよりも期間Bでより集中してきた点が注目される。

1998年の期間Bにおける広域での850hPa気温

の平均場を第14図に示す。期間Bにおける東シベリアのリッジやその東方でのトラフは, 下層の気温分布とよく対応していることがわかる。また, 上述の日本海南部～東北地方にかけて東西に伸びる気温や相当温位傾度の集中帯(第8図で示される地上前線の存在頻度の大きなゾーンに対応)は, 第14図に見られるような, 亜熱帯高気圧域での高温多湿な気団とオホーツク海～その東方海上に「広範囲に広がる冷涼な気団」との接点にあたる事が分かる。言い換えれば, 1998年の盛夏期における「北冷西暑」に関連した前線帯の強化は,

ユーラシア大陸高緯度地域の寒帯前線帯上の低気圧に伴う寒冷前線の後面から寒気が移流するというよりも、北東側のオホーツク海高気圧の張り出しに伴って、広域的なオホーツク海気団が東北日本に移流され、結果として日本列島付近での温度や相当温位傾度をローカルに集中させた結果であると推論される。



第14図 1998年の期間Bにおける850hPa気温T850(°C)の分布。

VII. まとめ

1990年代には、盛夏期になっても梅雨前線が日本列島付近に停滞しやすい年が多くなった点が、すでに Sato and Takahashi (2001)によって指摘されている。本研究では、そのような年の日本列島付近における日々の前線の振る舞いや、東シベリア付近の寒帯前線帯の活動に関連した傾圧性に注目した解析を行った。その際に、日本付近に地上前線の存在頻度が8月に1990年と同様に多かった1970年代と比較しながら解析を行った。最後に、1990年代の例として、1998年に関する事例解析も行った。主な結果は次の通りである。

8月になっても日本付近に前線帯が現れやすい年は、1990年代だけでなく1970年代にも比較的多く見られた。500hPa等圧面高度について、120°Eに沿う40°Nと60°Nとの差を傾圧性の指標として対応を吟味した結果、1970年代には、東シベリア南部におけるユーラシア寒帯前線帯に対応する傾圧性の強い年が多かった。1970年代で、8月になっても日本付近に前線の存在頻度が高い年における北側の大気場は、このような傾向を反映したものであった。つまり、そのような傾圧性の強い寒帯前線帯を通過する温帯低気圧の後面で、寒冷前線がしばしば日本列島まで南下することを反映していたわけである。

一方、1990年代には東シベリアでの傾圧性が弱い年が多かった。これは、500hPa面でのリッジ(対流圏中下層で暖気を伴う)が東シベリアで発達し、

地上のオホーツク海高気圧が形成維持されやすい上層場に対応していた。1990年代で、8月になっても日本列島付近に前線が出現しやすい年の（多くは、「北冷西暑」年）前線帯の北方の場は、このような状況を反映していた。その状況下では、小笠原高気圧は8月に入ってより北側まで張り出す一方、地上では前線帯の北東側にオホーツク海高気圧が形成され、北東気流による日本列島への寒気の流入が持続する。

つまり、8月に日本列島に前線が停滞しやすい年（言い換えれば、日本列島が「列島スケールの冷夏」あるいは「北冷西暑」となる年）が1970年代頃や1990年代頃を中心にしばしば現われたが、1970年代には寒帯前線帯上の擾乱に関連したと考えられる現象、1990年代にはオホーツク海高気圧形成に好都合な場に関連したと考えられる現象、のように、年代間で異なる大規模場の要因を受けていた可能性を、本研究の結果は示している。

なお、1990年代は、地球全体あるいは北半球全体で見ると、最近100年間の中でも特に平均気温が高かった時期にあたる（例えば、気象庁2005）。このような期間にオホーツク海高気圧が形成されやすいということは、一見不思議に思えるかも知れない。ところで、中村・深町（2005）が解説しているように、季節平均場として東シベリアがその周辺の北極海やオホーツク海などよりも高温であれば、定常ロスビー波の伝搬特性への影響を介して、地上天気図で見るオホーツク海高気圧形成に好都合であるという。逆にそのような状況では東シベリアでの40°N～60°N付近の傾圧性は弱く、寒帯前線帯上の傾圧不安定波の発達には好都合でないと考えられる。また、一般に地球温暖化は一樣に起きるわけではなく、地域性も大きい。特に昇温の大きいのは高緯度地域である。

従って、もし、夏に高緯度であるシベリアの大陸域が周辺の海洋よりも更に昇温するようなことがあれば、全体としての温暖化の中でオホーツク海高気圧が生じにくくなるとは必ずしも言い切れない。一方では、もし、熱帯西太平洋での温暖化、対流活動の活発化（隣接領域に比べて）、その領域の北偏が特に顕著になれば、北日本まで亜熱帯高気圧に覆われるようになり、高温で湿気の多い気候になるであろう。

なお、本研究の結果として、1970年代と1990年代にそれぞれ日本付近で前線が出現しやすかった年の特徴を一言で言えば、1970年代の該当年は「秋が早く来た」、1990年代の該当年は「夏がなかなか来なかった」という表現に集約できるであ

ろう（あまり科学的な表現ではないが）。但し、日本の夏の気候変動を支配する因子は、季節サイクルやその「歪み」に関わり因子も含めて、他にもたくさんある。どのような因子がどのくらい効いているのかを明確に理解するためには、様々な事例を慎重に解析し、それらの事実関係も含めた知見（いたずらに「メカニズム」だけに走らず）の蓄積により、判断材料を増やすことが不可欠である。本研究の結果も、そのような知見の一つとして、将来活用されることを願っている。

謝辞

本研究は、著者の一人である妹尾ゆかりの卒業研究（2002年2月提出。岡山大学教育学部）をもとに、共著者の加藤が昨今の国内外における研究の進展を踏まえて編集・加筆したものである。なお、本稿への取りまとめは、平成20～22年度科学研究費補助金（挑戦的萌芽研究）「多彩な季節感を育む東アジア気候系とその変調を捉える『眼』の育成へ向けた学際研究」（代表：加藤内蔵進）の補助も一部受けて行われた。

引用文献

- Akiyama, T., 1989: Large, Synoptic and Meso Scale Variations of the Baiu Front, during July 1982. Part I: Cloud Features. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 57-81.
- Akiyama, T., 1990a: Large, Synoptic and Meso Scale Variations of the Baiu Front, during July 1982. Part II: Frontal structure and disturbances. *J. Meteor. Soc. Japan*, 68, 557-574.
- Akiyama, T., 1990b: Large, Synoptic and Meso Scale Variations of the Baiu Front, during July 1982. Part III: Space-time scale and structure of frontal disturbances. *J. Meteor. Soc. Japan*, 68, 705-727.
- 加藤内蔵進, 1995: ヤマセに関連するオホーツク海高気圧の総観的特徴。気象研究ノート第183号「ヤマセ」, 67-90。
- 加藤内蔵進, 1997: 日本の降水環境-モンスーンアジアの中の日本-。環境制御, 19, 5-10。
- 加藤内蔵進, 2004a: モンスーンと東アジア; 季節サイクルと変動-総論-。月刊海洋, 36, 247-251。
- 加藤内蔵進, 2004b: チベット高原を囲む熱的低気圧と梅雨水循環について-湿潤地と乾燥地が隣接する環境の中で-。月刊海洋, 36, 279-285。
- 加藤内蔵進・福田維子・平沢尚彦・東荅・武田喬男・松本淳, 2004: 東アジアの季節進行の中で見た梅雨と秋雨について。月刊海洋(号外), No. 38「流体力学から見た大気と海洋-木村龍治教授退官記念論文集-」, 235-242。
- 加藤内蔵進・野林雅史・妹尾ゆかり, 2004: 北日本における7月下旬からの冷夏への移行に関する2001年の事例解析。月刊海洋, 36 (No. 4), 328-334。
- Kato, K., J., Matsumoto and H., Iwasaki, 1995: Diurnal variation of Cb-clusters over China and its relation to large-scale conditions in the summer of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 1219-1234.
- 気象庁, 1999a: 異常気象レポート'99, 近年における世界の異常気象と気候変動<各論>, 気象庁, 全341頁。
- 気象庁, 1999b: 別冊気候系監視報告第4号-エルニーニョ現象1997/1998について-, 全92頁。
- 気象庁, 2005: 異常気象レポート2005(近年における世界の異常気象と気候変動-その実態と見通し(VII)-)。気象業務支援センター刊行, 全383頁。
- 倉嶋厚, 1969: オホーツク海高気圧について-昭和41年度全国予報技術検討会報告一。研究時報, 21, 170-193。
- 松井健・小川肇 編, 1987: 『日本の風土』, 《カラーシリーズ・日本の自然》第2巻, 平凡社, 全110頁。
- Matsumoto, J., 1985: Precipitation distribution and frontal zones over East Asia in the summer of 1979. *Bulletin of dept. of Geography Univ. of Tokyo*, 17, 45-61.
- Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130, 1213-1233.
- 中村 尚・深町知宏, 2005: オホーツク海高気圧の成因と予測への鍵。2004年度春季大会シンポジウム「2003年の日本の冷夏-異常気象をどこまで理解予測できるか-」の報告, 天気, 52, 591-598。
- Ninomiya, K., 1989: Cloud distribution over East Asia during Baiu Period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 639-658.
- Nitta, T., 1986: Long-term variations of cloud

- amount in the Western Pacific region. J. Meteor. Soc. Japan, 64, 373-390.
- 大川隆, 1973 : オホーツク海高気圧の成長機構。研究時報, 25, 65-77。
- 大川隆, 1986 : オホーツク海高気圧の動気候学。北海道の農業気象, 38, 25-40。
- Sato, N. and M. Takahashi, 2001: Long-term variations of the Baiu frontal zone and midsummer weather in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 79, 759-770.
- Shibagaki, Y. and K. Ninomiya, 2005: Multi-scale interaction processes associated with development of a sub-synoptic-scale depression on the Meiyu-Baiu frontal zone. J. Meteor. Soc. Japan, 83, 219-236.
- 杉中誠一, 1965 : オホーツク海高気圧の統計的性質。研究時報, 17, 628-640。
- Tanaka, M., 1997: Interannual and interdecadal variations of the western North Pacific monsoon and Baiu rainfall and their relationship to the ENSO cycles. J. Meteor. Soc. Japan, 75, 1109-1123.
- Wang, Y., B., Wang and J. H., Oh, 2001 : Impact of the preceding El Nino on the East Asian summer atmosphere circulation. J. Meteor. Soc. Japan, 79, 575-588.
- 谷貝勇, 2005 : 地球温暖化の影響を受ける台風, 前線, オホーツク海高気圧について。グロースベッター, 43, 45-55。