

# 北半球における Zonal index の季節別経年変動について

大和田道雄\*・畔柳洋子<sup>1</sup>

\*理科教育講座 (地学)

## The seasonal variability of zonal index in the Northern Hemisphere

Michio OWADA\* and Yoko KUROYANAGI<sup>1</sup>

\*Department of Science (Geoscience), Aichi University of Education, Kariya 448-854, Japan

### ABSTRACT

In order to research the cause of recent unusual weather, this study investigated the variation of westerlies by zonal index, using NCEP-NCAR reanalysis dataset after the Climate shift. We analysed zonal index (from 40°N to 60°N) over planetary wave fields (Europe, East Asia, East Pacific and North America) at 500hPa geopotential height fields in four seasons in the Northern Hemisphere. The results are summarized as follows.

- (1) There were apparent differences in the distribution of subtropical high pressure belts at between 200hPa and 500hPa geopotential height field in summer. Subtropical high pressure belts at 500hPa geopotential height field was influenced by subtropical jet stream flowing north of south Asian subtropical high centered at the Tibetan Plateau at 200hPa geopotential height field.
- (2) Therefore, we attempted to research the feature of pressure fields at 500hPa mean geopotential height field in high and low index years respectively, by standard deviation for 21 years mean 500hPa geopotential height field. In high index year, the deviation in mid-latitude showed positive anomaly field, and negative anomaly field in high-latitude. On the contrary, positive anomaly appeared in high-latitude, and negative anomaly in mid-latitude in low index year. These anomalous fields were corresponded to planetary wave fields where zonal index was high.
- (3) In planetary wave fields, zonal index in East Asia area and East Pacific area were high in autumn, although North America area indicated high zonal index in winter and low in spring. In Europe area, zonal index was high in autumn and winter, low in spring and summer.

### I. ま え が き

1970年代後半の Climate shift (Graham, 1994<sup>1)</sup>; Trenberth and Hurrell, 1994<sup>2)</sup>)以降, 世界各地で異常気象が数多く取り沙汰されている。東アジアでの異常気象現象は, 1993年の梅雨前線の長期に渡る停滞とオホーツク海高気圧による冷夏, および翌年1994年の異常猛暑による水不足等がある(加藤 他, 1997<sup>3)</sup>)。また, 2000年には東海地方で時間雨量100mmを超す豪

雨(東海豪雨)となり, 多大な被害をもたらした(牛山・寶, 2000<sup>4)</sup>; 金田 他, 2001<sup>5)</sup>; 大和田・石川, 2002 a<sup>6)</sup>)。さらに, 2002年にはヨーロッパでは前線の停滞によってドイツのドナウ川やエルベ川が増水し, 大洪水に見舞われた。しかし, 翌年の2003年の夏はヨーロッパ全域が異常猛暑となり, フランスでは暑さのため多数の死者を出している。これらの原因は, 中緯度を流れる偏西風, すなわち Zonal wind の変動に起因していると考えられる (Yang et al., 2002<sup>7)</sup>)。

Zonal wind の緯度的・経度的位置の変動は, 極寒気の強さと熱帯海域からのハドレー循環下降域に形成される亜熱帯高圧帯の張り出しに左右される(浅井 他, 1981<sup>8)</sup>;

1 名古屋大学大学院学生 (Graduate Student, Nagoya University)

大和田・石川, 2002b<sup>9)</sup>)。これは, Zonal wind の軸であるジェット気流が, 赤道から中緯度に向かうハドレー循環と極循環との間に形成される間接循環であるフェレル循環との収束域にあたるためである(新田, 1980<sup>10)</sup>)。

最近では, 地球温暖化による熱帯海域の SST の上昇傾向に伴い(Strong et al., 2000<sup>11)</sup>), 亜熱帯高压帯領域面積拡大による Zonal wind の緯度的位置の北上, および蛇行の変動によるトラフ・リッジの経度的位置の変化が予想される(大和田・石川, 2002c<sup>12)</sup>)。特に, ハドレー循環の下降域にあたる中緯度地域では, 対流圏の上層部に形成される高压帯との相互作用が強化され, 大陸中心部のみならず, 海洋域を含む東西に幅広く現れるようになってきた(大和田・石川, 2002c<sup>12)</sup>; 石川・大和田, 2003<sup>13)</sup>)。

そこで本研究は, 亜熱帯高压帯の北側を流れる Zonal wind に着目し, 半球規模と蛇行が顕著に現れる経度帯(吉野, 1978<sup>14)</sup>) ことの Zonal index を求め, Climate shift 以降の変動傾向を探り, 最近の異常気象を探るための目安にしようとするものである。

## II. 資料および解析方法

Zonal index の解析に用いた資料は, the National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) の再解析データ (Kalnay et al., 1996<sup>15)</sup>; Kistler et al., 2001<sup>16)</sup>) による  $2.5 \times 2.5^\circ$  グリッドの 200hPa, および 500hPa 等圧面高度図である。解析対象期間は, Climate shift 以降の 1980~2000 年までの 21 年間であり, また, 年間を通しての各季節の変動は, 代表すると考えられる 1 月, 4 月, 7 月, および 10 月を選出した。

また, 解析方法は 500hPa 月平均等圧面高度における北緯  $40 \sim 60^\circ$  の等圧面高度差 (m) を経度  $10^\circ$  単位で半球規模で読み取った。緯度帯を  $40 \sim 60^\circ$  の範囲としたのは, Zonal wind の緯度的位置の季節変動を考慮したためである(大和田・中村, 1990<sup>17)</sup>)。さらに, Zonal wind の波動地域として, 西経  $20^\circ \sim$  東経  $60^\circ$  のヨーロッパ付近, 東経  $100^\circ \sim 180^\circ$  の西太平洋地域, 西経  $100^\circ \sim 180^\circ$  の東太平洋地域, および西経  $40^\circ \sim 100^\circ$  の北アメリカ付近に経度範囲を選定し, 経年の変動傾向を比較した。

## III. 北半球における平均気圧場の季節変動

### 1. 200hPa 等圧面高度場

Fig.1 は, 北半球の 200hPa 面における 1980~2000 年の平均気圧場を季節別に表したものである。緯度帯によっても多少異なるが, 冬季 (1 月) の西太平洋は北緯  $15^\circ$  以南に高压部が存在し, 北緯  $20^\circ \sim 45^\circ$  の範囲は等高度線が密になっている。さらに, 北緯  $50^\circ$  以北では等圧線の間隔が粗であることから, 緯度による気圧傾度差が最も大きい地域であることがわかる。このような

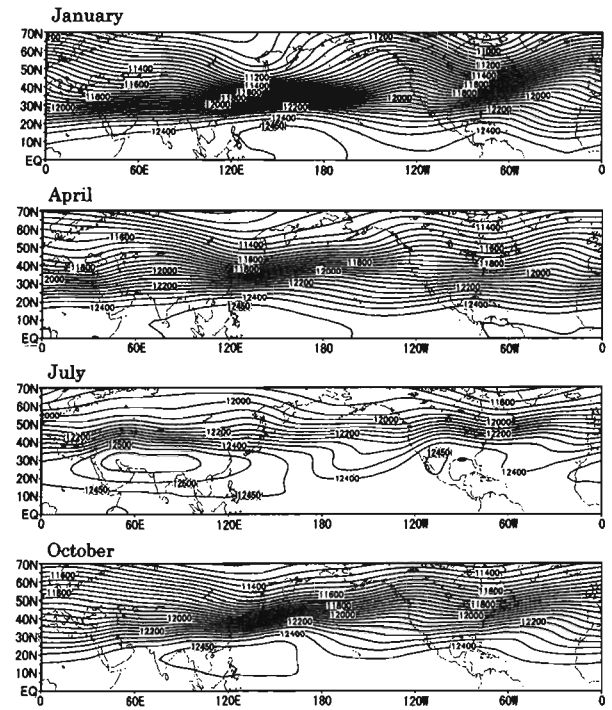
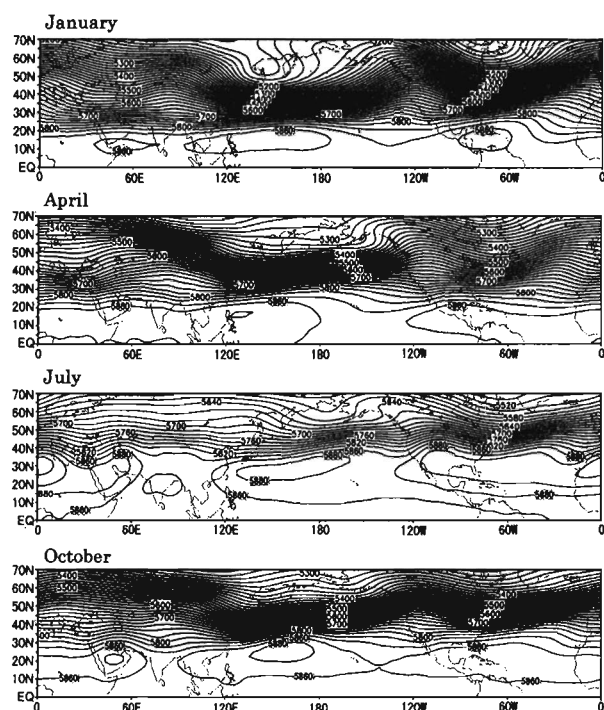


Fig. 1 The distribution of mean pressure at 200hPa geopotential height field (1980-2000) in four seasons over the Northern Hemisphere.

傾向は, 北アメリカ付近でも現れた。したがって, 北緯  $40^\circ$  以北に限ってみれば, 東アジアと北アメリカ付近の経度帯は冬季においてトラフが形成されやすい地域であると言える。また, このような傾向は春季 (4 月) においてもみられ, 北緯  $15^\circ$  以南の東経  $70^\circ \sim$  西経  $160^\circ$  の西太平洋から東インド洋にかけての広い範囲に高度 12,450m 以上のセル状の高压帯が確認できる。さらに, この季節は大西洋の熱帯海域にも高压帯が現れ, 冬季に比較して気圧傾度は弱まるものの, 東経  $130^\circ$  付近, および西経  $70^\circ$  付近にトラフが形成されている。

しかし, 夏季 (7 月) になると東アジア付近のトラフは明瞭でなく, ヨーロッパ, および北アメリカ付近がトラフの形成位置になる。これは, アラビア半島北部からチベット, および黄海を中心とする地域に形成される高気圧の勢力が増したからである。したがって, 東アジアとヨーロッパ付近では, チベットを中心とする南アジア高気圧の勢力如何によって, その北を流れる亜熱帯ジェット気流の緯度的位置, およびトラフの形成位置が決定するものと考えられる (Li and Yanai, 1996<sup>18)</sup>; Zhang et al., 2002<sup>19)</sup>; 石川・大和田, 2003<sup>13)</sup>)。

また, 秋季 (10 月) になるとチベットを中心とする高気圧は姿を消し, 東インド洋から西太平洋にかけてセル状の高压帯が現れる。これは, 冬季から春季にかけての気圧場とほぼ同じであり, 東西に伸びる高压帯の中心位置も北緯  $10^\circ$  付近まで南下している。しかし, 高压帯の形状は冬季および春季とは異なり, 東経  $130^\circ$ , 北緯  $25^\circ \sim 45^\circ$  付近にトラフが形成されていることから, 秋季は東アジアにおいて寒気の南下が容易である



洋付近と北アフリカ東部、およびメキシコ湾付近では南東風がみられ、その北側で北西～西北西の風が吹いている。このため、風の収束場が形成されているが、その風下では発散場となっている。北緯40°から北緯60°にかけての緯度帯は、Zonal windの収束・発散に伴う偏西風の蛇行が激しく、トラフとリッジが明瞭に読み取れる。

春季（4月）になると、Zonal windの軸は北上するが水平風も弱くなり、高緯度側の蛇行も小さくなるが、基本的には流れ場のパターンに大きな違いはみられない。しかし、夏季（7月）になるとチベットを中心とする東経40°から東経120°の範囲で時計回りの渦がみられ、南アジア高気圧の存在が確認できる。その西端部にあたるアラビア半島北部は、風の収束域になっていてリッジを形成している。これは、500hPa面に現れた亜熱帯高圧帯の張り出し位置と一致し、下層高気圧の張り出しが上層の亜熱帯ジェット気流のトラフやリッジの緯度的・経度的位置の変動に左右されていることが読み取れる。この現象は、500hPa面において北アメリカに張り出した亜熱帯高圧帯の西端にもみられ、明瞭なリッジが形成されている。したがって、200hPa面において現れたトラフやリッジは、500hPa面に現れる亜熱帯高圧帯の張り出し位置やシフト方向を決定するものと考えられる。

## 2. 500hPa等圧面高度場の水平風ベクトル

北半球における1980～2000年の500hPa等圧面高度場の平均水平風ベクトルをFig.4に示す。

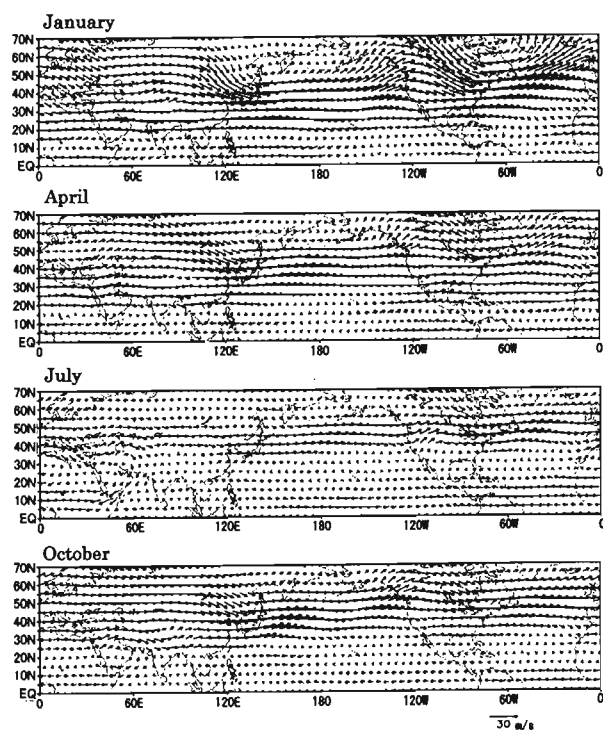


Fig. 4 Mean horizontal vector wind at 500hPa geopotential height field(1980-2000) over the Northern Hemisphere.

冬季（1月）は、北緯30°以南での大きな風の乱れはみられないが、北緯35°より北側ではヨーロッパ付近、および東アジアで北西～北北西の風、東太平洋で南東風、北アメリカでは北東風が吹き、Zonal windの蛇行が顕著に現れた。冬季におけるこれらの緯度帯は、寒帯前線ジェット気流の緯度的位置に該当する。これは、500hPa面がZonal indexの解析に適当な高度であることを示唆したものである。また、春季（4月）になると冬季に比較して風速は弱まるものの、基本的な東アジアのトラフ、および北アメリカに現れるリッジの分布パターンは変わらない。

しかし、亜熱帯高圧帯が最も北上して勢力を強める夏季（7月）においては、北アメリカのリッジが残存するものの、東アジアはほぼ東西成分の風ベクトルで占められる。これに対し、北アフリカからアラビア半島にかけての地域では時計回りの渦がみられ、500hPa面にみられる亜熱帯高圧帯の東への張り出し位置（Fig.2）と一致する。また秋季（10月）になると東アジアのトラフ、北アメリカのリッジが現れ、夏季を除く他の季節パターンと類似する。

以上のことから、北半球の各季節に現れた平均水平風ベクトルの強風軸は、上層部（200hPa面）と下層部（500hPa面）とは必ずしも一致せず、上層部は低緯度、下層部は高緯度側に現れた。これは、寒帯前線ジェット気流に比較して亜熱帯ジェット気流の軸が対流圏上層部付近であることを意味していると思われる。

## V. Zonal indexの季節別経年変動

### 1. 北半球の経年変動傾向

Fig.5は、北半球の北緯40°～60°の範囲におけるZonal indexの解析結果を季節別に表したものである。Zonal indexが高く現れる季節は、秋季（10月）で330m以上であるが、冬季（1月）は約300m、および春季（4月）は約280mである。しかし、夏季は200mをわずかに上回る程度である。これは、Zonal windの蛇行が激しいわけではなく、亜熱帯高圧帯の領域面積の拡大と北上によるものである。これに対し、秋季は季節の変わり目にあたり、南北混合が盛んなためと考えられる。しかし、冬季はZonal indexの平均値が秋季に比較して小さいものの、経年変動が大きく現れる。これは、極寒気の南下周期が短期間で起こる年とそうでない年との差が激しいためであり、Zonal indexの低い年ほど寒気の南下が著しい（大和田・山田，1989<sup>20)</sup>）。また、逆にZonal indexの高い年は、帯状流が盛んで緯度に平行な東西風が吹いていることになり、寒気の南側への張り出しが弱いと考えられる。その結果、1981・90年は400mを上回り、次いで1993・94年が360mに達しているのに対し、1981・85・94・98年は250m以下である。

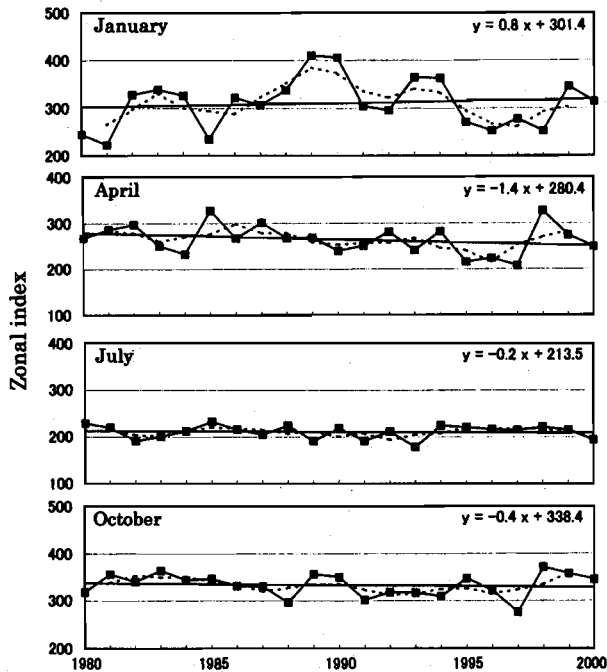


Fig. 5 The seasonal variation of zonal index (m) over the Northern Hemisphere (1980-2000). The longitudinal zone is East Asia (100°E-180°), East Pacific (100°W-160°W), North America (40°W-100°W), and Europe (20°W-60°E). Solid line is yearly series of zonal index, straight line is approximation line by least-squares method, and dashed line is 3 years moving average.

これに対し、春季(4月)は1985・98年の Zonal index が320mで最も高く、低い年は1997年の約200mである。したがって、冬季に比較して年による変動幅は小さいが、Zonal index は減少傾向を示す。Zonal index が最も低い夏季(7月)は、年による変動がほとんどみられない。あえて年による変動を指摘すると、1993・91・82年が低指数年、高指数年は、1985年、および1994年であるが、その差は最大で40mに満たないものである。

最も Zonal index が高く現れた秋季(10月)の年による変動幅は、春季と比較してもさほど大きくはない。最も低い年は1997年の280m、次いで1988年の300mである。これに対し、最も高い1998年は380mであり、Zonal index の差は80mで春季よりも小さい。

## VI. 特異年における平均気圧場との偏差分布

### 1. 高指数年

Fig.6は、北半球における500hPa 面高度場の季節別経年変動(Fig.5)をもとに、特に Zonal index が高かった冬季(1989・90・93年)、春季(1985・87・98年)、夏季(1980・85・94年)、および秋季(1983・98・99年)の特徴的な年と1980~2000年の平均偏差分布を表したものである。

高指数年において平年値よりも偏差が「正」を示すのは、冬季(1月)の場合、主に北緯20°~60°のヨーロッ

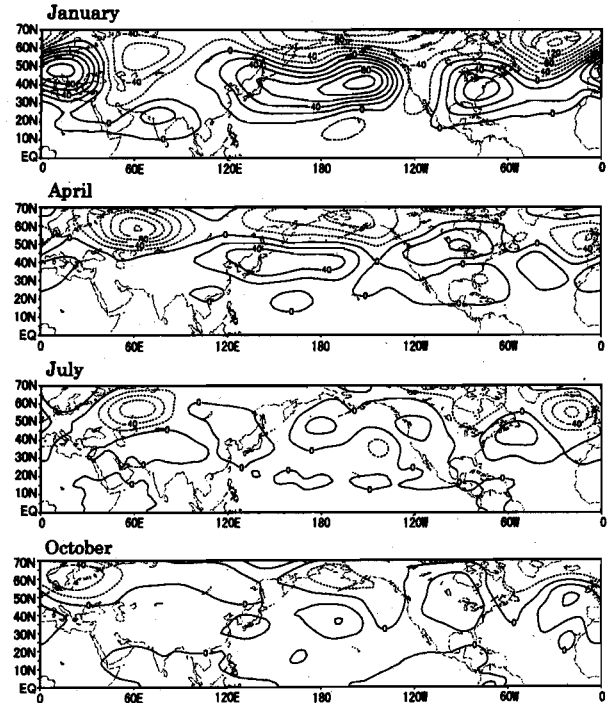


Fig. 6 Pressure differences (m) by high zonal index years mean minus 21 years mean at 500hPa geopotential height field in four seasons (January: 1989・90・93, April: 1985・87・98, July: 1980・85・94, October: 1983・98・99). Contour interval is 20m. Solid line is positive anomalies and dashed line is negative anomalies.

パ地域、北太平洋の広い範囲、および北アフリカで、中緯度を中心とする地域である。逆に「負」の地域は高緯度側に現れる。この傾向は、春季(4月)、夏季(7月)、秋季(10月)においてもみられ、春季の東経60°を中心とする北緯45°以北の「負」の偏差域、および夏季にも現れる「負」の偏差域はその典型である。また、春季においてもみられるが、東大西洋の東経20°、東経55°付近にも「負」の偏差域が明瞭に現れる。しかし、夏季の「正」偏差域はわずかに「0」を上回る程度であり、ほぼ平均気圧分布に近い状態であるといえる。これは秋季においても見られる傾向で、年による変動幅の大きな冬季と変動幅の小さい季節との違いが偏差の分布に現れたものと思われる。また、秋季のヨーロッパだけが「負」の偏差域になるのは興味ある事実である。

以上のことから、経年変動から得られた Zonal index の高指数年は、平均気圧分布に対して高緯度側が「負」の偏差域、中緯度を中心として「正」の偏差域になることが判明した。しかし、冬季や春季に比較して、夏季、および秋季の中緯度における顕著な「正」偏差域は現れず、平均気圧分布に近かった。

### 2. 低指数年

これに対し低指数年(Fig.7)は、冬季(1月)が1980・81・85年、春季(4月)が1995・96・97年、夏季(7

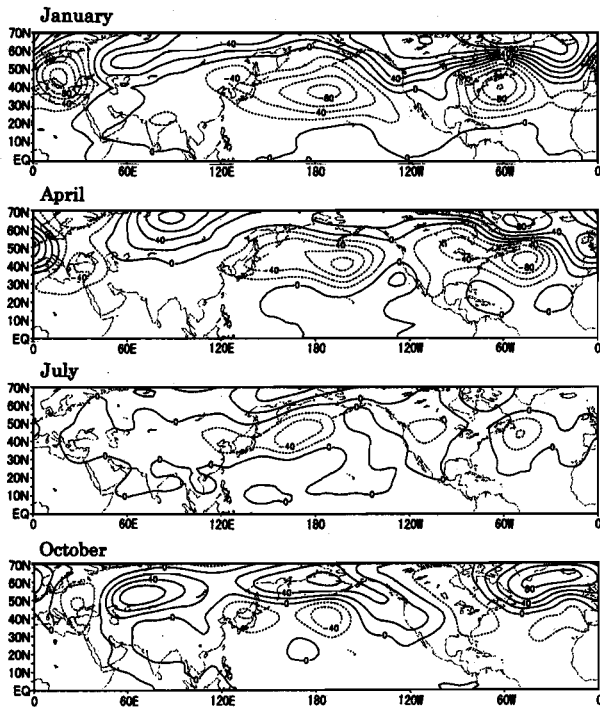


Fig. 7 Pressure differences by low zonal index years mean minus 21years mean at 500hPa geopotential height field in four seasons (January: 1980・81・85, April: 1995・96・97, July: 1982・91・93, October: 1988・91・97). Contour interval is 20m. Solid line is positive anomalies and dashed line is negative anomalies.

月)は1982・91・93年, および秋季(10月)は1988・91・97年を抽出し, それぞれ平均して平年値との差を求めた。「負」の偏差域が明瞭に現れるのは, 冬季の北緯45°・東経20°を中心としたヨーロッパ地域, および北太平洋地域, さらに北緯40°・西経60°の北アメリカ東部である。これは, ヨーロッパを除く春季にも顕著に現れている。また, 夏季と秋季においても北緯40°を中心する緯度帯が「負」の偏差域となっていて, 「正」の偏差域は各季節のほとんどが高緯度側に分布する。特に, 秋季においては, 偏差値80m以上が北緯60°を中心として北アメリカから西太平洋にかけて現れる。また, 東経60°のアラル海付近, 北緯55°付近の太平洋北部にも偏差値40m以上がみられる。したがって, 低指数年は高緯度側に「正」偏差域がみられ, 中緯度側では「負」の偏差域となり, 高指数年とは逆になることが判明した。また, これらの「正」および「負」の偏差域は, Zonal windの蛇行地域とはほぼ一致し, 基本的に南北の気圧差の大きい地域である。

## VII. Zonal wind 波動地域における Zonal index の季節別経年変動

これまでの解析結果から, 北半球における Zonal wind の波動地域は, 主に東アジア地域(東経100°~180°), 東太平洋地域(西経100°~160°), および北ア

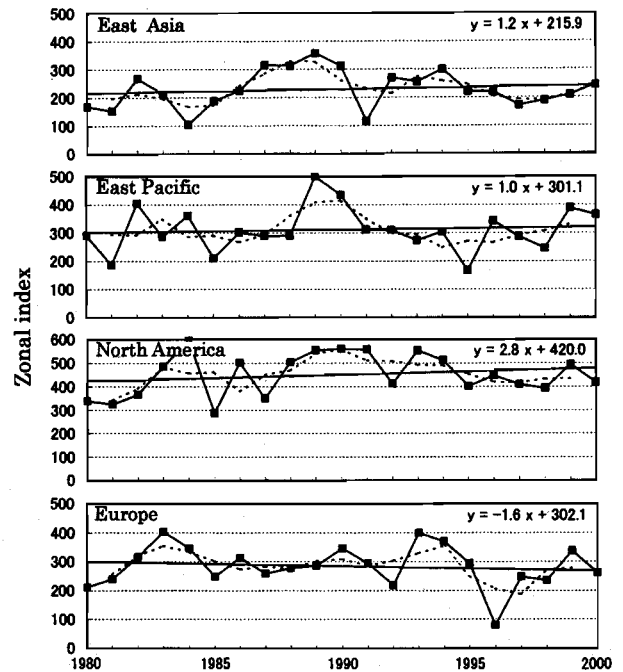


Fig. 8 The yearly variation of zonal index(m) over planetary wave fields in January. Solid line is yearly variation of zonal index, straight line is approximation line by least-squares method, and dashed line is 3 years moving average.

メリカ地域(西経40°~100°)に分けられる。そこで, これらの地域別に Zonal index の経年変動を季節別に追ってみた。

### 1. 冬季(1月)

Fig.8は, 冬季(1月)における東アジア地域, 東太平洋地域, 北アメリカ地域, およびヨーロッパ地域の各経度帯における Zonal index の経年変動を表したものである。冬季は, 北アメリカの Zonal index が最も高く, 400m以上を示す。さらに, その近似線から指数値が大きくなる傾向がみられ, 帯状流が強まっていることがわかる。次いで東太平洋の約300m, ヨーロッパの順である。しかし, 東アジアでは, 200mをわずかに上回る程度であり, この季節において最も南北流が盛んであることがわかる。特に, 1984年と1991年は100m前後であり, Climate shift以降で最も Zonal index が低かった。逆に高かったのは1989年である。しかし, 東アジアの Zonal index はわずかながら増加傾向を示す。

Zonal index が Climate shift 以降で最も高かったのは, 北アメリカの1984年と1989~91年, および1993年である。次いで東太平洋の1989年が500mに達している。逆に最も低く現れたのは, 1996年のヨーロッパであり, 100mを割った値となっている。また, 冬季における各波動地域の年による Zonal index の変動幅は, 約300mである。

## 2. 春季 (4月)

春季の Zonal index (Fig.9) は、東アジア地域、東太平洋地域、および北アメリカ地域が300m前後であるのに対し、ヨーロッパ地域だけが200mと最も低い値を示した。したがって、春季のヨーロッパ地域は南北流が盛んで天候の移り変わりが激しいことが予想される。

近似線からみると、東アジアは指数値が減少傾向をすものの、年による変動が激しく、1998年には420mと最も大きい値が現れた。この値は、東太平洋における1985年の400m、1994年の北アメリカを上回るものであり、特異な年に位置付けられる。また、ヨーロッパで大きい値を示した1985年は、東太平洋や北アメリカでも高い傾向がみられ、東アジアを除く地域での特異年と言えよう。また、春季における各波動地域の平均的な年による変動幅は、200m前後であり、ヨーロッパが最も変動幅が小さく現れた。

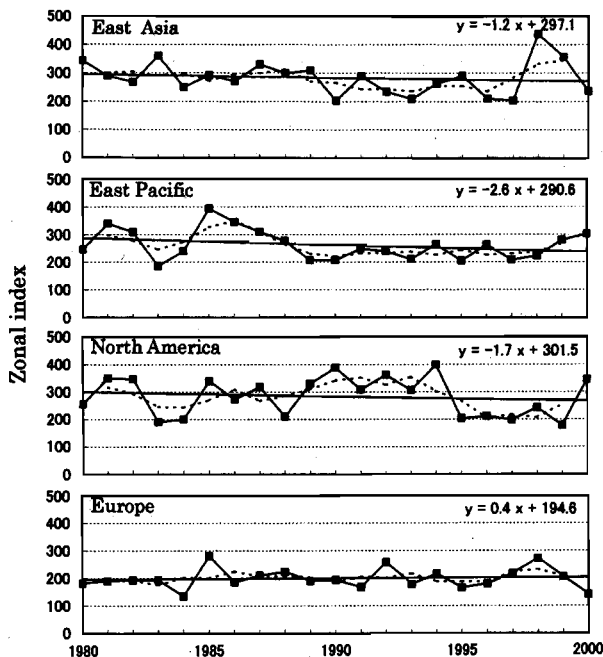


Fig. 9 The yearly variation of zonal index(m) over planetary wave fields in April. Solid line is yearly variation of zonal index, straight line is approximation line by least-squares method, and dashed line is 3 years moving average.

## 3. 夏季 (7月)

夏季 (Fig.10) は、年間を通じて最も Zonal index が低い季節であり、北アメリカを除く他の地域では200m前後である。しかし、北アメリカは300mに達する年もあり、全体的に大きい値を示す。これは、夏季における北アメリカの帯状流が強いことを示すものであり、最近では徐々に弱まりつつある傾向が近似線から読み取れる。

逆に、最も低指数を示すのは東アジアで、150m前後である。これは、北太平洋高気圧の北上に伴うものであり、Zonal wind の蛇行が激しいためではないと考え

られる。しかし、1993年、および1991年は100m以下である。特に1993年は、日本列島が異常冷夏の年であり、高緯度側からの Zonal wind の蛇行に伴うオホーツク海高気圧の形成によって、寒気の南下が著しかったためと考えられる。この年、北アメリカでも低い値を示している。翌年の1994年は、異常猛暑であったが、指数値も1981年、および1999年とほぼ同じく高かった。これに対し、東太平洋では220m前後と変動幅が小さく、安定している。

北アメリカが最も高かったのは1985年で、ヨーロッパも高めではあったが、東アジアでは平年並みであった。ヨーロッパの夏は、アゾレス高気圧に覆われて夏を迎えるが、近年は年による変動が2～3年周期で変化し、東アジアとは必ずしも変動傾向が一致しているわけではない。変動幅もヨーロッパが最も大きな値(約150m)を示している。

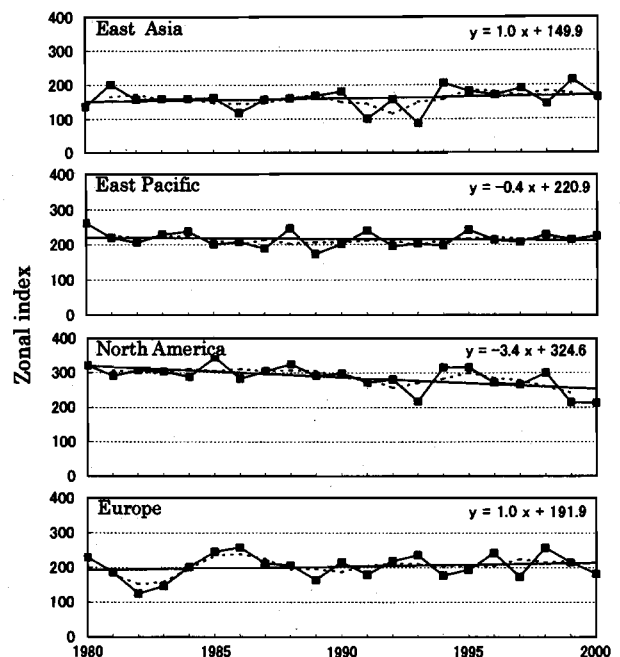


Fig. 10 The yearly variation of zonal index(m) over planetary wave fields in July. Solid line is yearly variation of zonal index, straight line is approximation line by least-squares method, and dashed line is three years moving average.

## 4. 秋季 (10月)

これに対し、秋季になると再び Zonal index の年変動幅は大きくなり、また index そのものも高くなる (Fig.11)。北アメリカは約390m、東アジアと東太平洋は330m前後、ヨーロッパは1980年当時300mを上回っていたが、最近では250m以下にまで減少傾向を示す。最も高かったのは1990年の北アメリカ (550m)、逆に低かったのは1987年のヨーロッパ (160m) である。しかし、1981年には500mに達し、ヨーロッパの年変動が激しいことを物語っている。東アジアで低かった年は

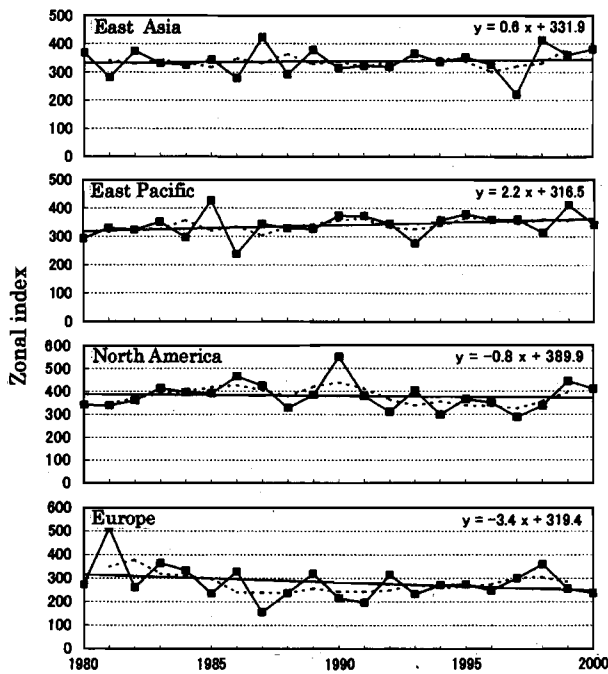


Fig. 11 The yearly variation of zonal index(m) over planetary wave fields in October. Solid line is yearly variation of zonal index, straight line is approximation line by least-squares method, and dashed line is three years moving average.

1997年の210mであるが、翌年は逆に高かった(410m)。

##### 5. 各波動地域における平均的な Zonal index と変動傾向

Table 1 は、北半球における Zonal index の全球平均値、および各波動地域の平均値を季節別に表したものである。

その結果、半球規模での Zonal index は、最も高いのが秋季(334m)、次いで冬季(311m)の順である。これらの季節は、いずれも300m以上を示しているが、春季は265m、および夏季は211mで最も低く現れる。また、各波動地域の中で Zonal index が高かったのは、冬季(1月)の北アメリカ地域で451mである。さらに、北アメリカは Trend index から計算すると年間で2.8mの増加傾向を示すことから、今後も指数値が高くな

ると考えられる。次いで高く現れるのは秋季(10月)の北アメリカで381m、同じく秋季の東アジア(339m)の順になる。特に秋季はヨーロッパ(282m)を除く各波動地域が300m以上を示し、秋季の Zonal index が年間を通じても高いことが伺える。逆に低いのは夏季(7月)であるが、北アメリカだけは200mを大幅に上回り、春季(4月)と大きな違いはみられない。特に低かったのは、夏季の東アジアの160mで南北流が盛んであることがわかる。また、春季のヨーロッパも199mであるから、年間を通じても低いことがわかる。

また特徴的なことは、春季の Trend index から Zonal index が全て減少傾向をしめし、特に東太平洋地域では年間2.6mの割合で低くなっている。この減少率は、夏季の北アメリカ地域、および秋季のヨーロッパ地域(-3.4m/yr.)に次ぐものである。したがって、北アメリカ地域は、夏季をピークに春季、および秋季とも低指数化傾向を示している。全球的にみれば、冬季を除く各季節がいずれも低指数化に向かっていることになる。

以上の事実から、Climate shift 以降の1980～2000年までにおける各領域における Zonal index の特徴は、東アジア地域(東経100°～180°)と東太平洋地域(西経100°～160°)では秋季に高く夏季に低い傾向がみられるが、北アメリカ地域(西経40°～100°)の場合には冬季に高く、春季に低くなる傾向がある。また、ヨーロッパ地域(西経20°～東経60°)は冬季と秋季が高く現れるのに対し、春季と夏季では低くなるが、季節間の大きな違いはみられないことが判明した。

## VIII. 結語とあとがき

本研究は、最近の異常気象の原因を探る目的で、亜熱帯高圧帯の北側を流れる Zonal wind に着目し、半球規模と蛇行が顕著に現れる経度帯ごとの Zonal index を求め、Climate shift 以降の変動傾向を探ったものである。その結果、以下のことが明らかとなった。  
(1) 北半球における200hPa、および500hPa等圧面高度の平均場における各季節の特徴は、冬季、春季、お

Table. 1 The 21years mean zonal index (m) and trend index (m/yr.) over whole Northern Hemisphere and planetary wave fields in four seasons at 500hPa geopotential height field.

	January		April		July		October	
	average	trend index	average	trend index	average	trend index	average	trend index
Whole Area	311	0.8	265	-1.4	211	-0.2	334	-0.4
East Asia (100°E-180°)	230	1.2	289	-1.2	160	1.0	339	0.6
East Pacific (100°W-160°W)	312	1.0	262	-2.6	216	-0.4	341	2.2
North America (40°W-100°W)	451	2.8	283	-1.6	287	-3.4	381	-0.8
Europe (20°W-60°E)	285	-1.6	199	0.4	203	1.0	282	-3.4



よび秋季において大きな違いはみられないが、夏季においては亜熱帯高圧帯の形成位置に違いがあることが判明した。また、500hPa 面以下の対流圏下層部に形成される高圧帯は、200hPa 面に形成されたチベットを中心とした東西に広く張り出した高圧帯の北を流れる亜熱帯ジェット気流の北上・南下、およびシフト方向に左右される。

(2) これを検証するため、各高度場における水平風ベクトルを求めた結果、北半球の各季節に現れたジェット気流の強風軸は、寒帯前線ジェット気流に比較して亜熱帯ジェット気流の軸が対流圏上層部に位置していることが判明した。

(3) Zonal index の経年変動から求めた特異な高指数年と低指数年を平均偏差で表した結果、高指数年は平均気圧分布に対して高緯度側が「負」の偏差域、中緯度を中心として「正」の偏差域になる。しかし、低指数年は、高緯度側に「正」の偏差域がみられ、中緯度側では「負」の偏差域となることが判明した。また、低緯度側の偏差は平均の気圧分布との大きな違いはみられなかった。さらに、これらの「正」および「負」の偏差域は、Zonal wind の波動地域とほぼ一致し、南北の気圧差が著しい。

(4) Zonal wind 波動地域における Zonal index の季節別経年変動の特徴は、Climate shift 以降、東アジア地域と東太平洋地域では秋季に高い傾向がみられるが、北アメリカ地域の場合には冬季に高く、春季に低くなる傾向がある。また、ヨーロッパ地域の場合には冬季と秋季が高く、春季と夏季で低くなる傾向がみられた。

今後は、これらの各波動地域の Zonal index の変動傾向を踏まえ、具体的な異常気象現象との関係について検討していく予定である。

## 謝 辞

本研究は、2003年度日本地理学会春季大会、および日本気象学会全国大会で発表したものに加筆・修正を加えたものである。資料の解析は畔柳、論文の完成は大和田が行った。研究をまとめるのにあたり、東京都立大学の三上岳彦教授、お茶の水女子大学の田官兵衛教授に御助言いただき、また、愛知教育大学非常勤講師の石川由紀氏には解析に関しての御指導を得た。ここに深く感謝の意を表します。

## 参 考 文 献

- Graham, N. E. (1994): Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: observations and model results. *Climate Dyn.*, 10, 135-162.
- Trenberth, K. E., and J. W. Hurrell (1994): Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific, *Climate Dyn.*, 9, 303-319.
- 加藤内蔵進・劉国勝・森昌彦・武田喬男・牧原康隆 (1997): 熱収支と水循環過程から見た1993年冷夏と1994年暑夏. 気象研究ノート, 189, 72-88.
- 牛山基行・寶 馨 (2000): 既往豪雨災害事例との比較の観点から見た2000年東海豪雨の特徴. 2000年9月東海豪雨災害に関する調査研究, 平成12年度科学研究費補助金研究成果報告書, 7-14.
- 金田幸恵・若月泰孝・坪木和久・武田喬男 (2001): 東海豪雨のメカニズム. 2001年度日本気象学会秋季大会要旨集, 15-24.
- 大和田道雄・石川由紀 (2002a): 安城市における集中豪雨災害 (000911) の気象学的解析. 安城市史研究, 第3号, 1-13.
- Yang, S., K.-M. Lau, and K.-M. Kim (2002): Variations of the East Asia jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. *J. Climate*, 15, 306-325.
- 浅井富雄・武田喬男・木村竜治 (1981): 大気科学講座2, 雲や降水を伴う大気. 東京大学出版会, 249p.
- 大和田道雄・石川由紀 (2002b): 北半球における亜熱帯高圧帯の鉛直分布の季節変動について. 愛知教育大学研究報告, 51, 33-39.
- 新田 尚 (1980): 大気大循環論. 東京堂出版, 438p.
- Strong, A. E., E. J. Kearns, and K. K. Gjovig (2000): Sea Surface Temperature Signals from Satellites-An Update. *Geophys. Res. Letters*, 11, 1667-1670.
- 大和田道雄・石川由紀 (2002c): 地球環境変化にかかわる中緯度高気圧の変化—最近の北半球における亜熱帯高圧帯の面積拡大傾向と移動性高気圧の帯状化との関係について—. 地球環境, 7, 117-127.
- 石川由紀・大和田道雄 (2003): 東アジアにおける亜熱帯高圧帯の北東シフトと帯上流の変動傾向. 2003年日本気象学会春季大会予稿集.
- 吉野正敏 (1978): 気候学. 大明堂, 331p.
- Kalnay, E. and Coauthors (1996): The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- Kistler, R. and Coauthors (2001): The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 247-267.
- 大和田道雄・中村達博 (1990): 本邦付近の最近10年間の500 mb 面高度場におけるジェット気流の季節変化. 愛知教育大学地理学報告, 71, 1-8.
- Li, C., and M. Yanai (1996): The onset and interannual variability of the Asian Summer Monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J. Climate*, 9, 358-375.
- Zhang, Q., G. Wu, and Y. Qian (2002): The bimodality of the 100hPa South Asia high and its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer. *J. Met. Soc. Japan*, 80, 733-744.
- 大和田道雄・山田光範 (1989): 冬季における本邦付近の東西循環の変動. 地理学報告, 68, 61-67.

(平成15年9月11日受理)