

# 夏季アジアモンスーンに伴う対流圏—成層圏循環の変動

井上誠・高橋正明(東大 CCSR)

## 1.はじめに

成層圏と対流圏の関連性を論じた研究には、北半球冬季に関するものが多い。例えば、Boville(1984)は、大気大循環モデルを使って、成層圏極夜ジェットの変化が対流圏にまで及ぶことを示した。また、Niwano and Takahashi(1998)は、QBO と対流圏中高緯度大循環との関係を大気大循環モデルで解析した。このような研究により、成層圏と対流圏との結合にはロスビー波の鉛直伝播が関わっていることが知られている。

しかし北半球夏季における同様の研究はあまりなされておらず、モンスーン域の対流圏界面付近を中心としたものに限られる(例えば、Dunkerton, 1995)。夏季の長期予報につなげるためにも、成層圏と対流圏との関係を調べることはとても重要であると考えられる。

そのような背景で、夏季アジアモンスーンに伴う成層圏の大気の変動に関する研究を行う。モンスーンの強弱(対流圏)によって対流圏上層から成層圏にかけての大気場がどのように変化するかを調べる。

本研究では、特に東西風、高度場、降水量に注目し、さらに渦度方程式、熱力学方程式を用いた収支解析、Wave Activity Flux 解析を行うことにより、1980~2004年における成層圏の大気場と夏季アジアモンスーンとの関係について調べた。

## 2.データ

アジアの降水量のデータは、CPC Merged Analysis of Precipitation

(CMAP) を用いた。このデータは6時間平均 precipitation rate (mm/day) で、使用期間は1980~2004年の6~8月である。使用した高度場、東西風、南北風、鉛直p速度、気温の各データはNCEP/NCAR Reanalysis Dataの6時間平均である。使用した期間は1980~2004年の6~8月である。

## 3. モンスーンの強弱による年の分類

Webster and Yang (1992)では、 $0\sim 20^{\circ}$  N、 $40\sim 110^{\circ}$  E で囲まれた領域の850hPaと200hPaの東西風の差をMonsoon Indexと定義している。夏季である6~8月にその定義を適用して、研究対象としている1980~2004年のうちからstrong monsoon year、weak monsoon year を6年ずつ抽出した。その結果、strong monsoon year は1980, 1981, 1984, 1985, 1990, 1994年で、weak monsoon year が1983, 1987, 1992, 1996, 1997, 2003年となった。

## 4.結果

### 4-1 モンスーンに伴う大気場の変動

初めに、strong monsoon yearの $30^{\circ}$  Nにおける東西風偏差の経度高度断面図を見る(図1)。インド北部に相当する $80^{\circ}$  E、チベット高原上空に対応する $120^{\circ}$  Eの対流圏から成層圏にかけて、有意な東風偏差となっていることがわかる。weak monsoon yearでは、逆に西風偏差の傾向になっているが、有意な領域はそれほど大きくない(図省略)。これからは、strong

monsoon year に注目して様々な物理量を見ていく。

モンスーンが強いときの降水量分布を見ると、インド北部からミャンマーにかけてのエリアとフィリピン付近で多雨となっており、500hPa の上昇流域と対応している(図 2、4)。そして、100hPa の高度場に着目すれば、インドの北から地中海にかけての領域と、中国北東部から日本にかけての領域の 2 箇所 で 高 圧 偏 差 と な っ て い る こ と が わ か る ( 図 3 ) 。 こ れ は、Zhang *et al.* (2002) で指摘されている対流圏上層で発達する高気圧のチベットモードとイランモードに対応していると考えられる。また、有意な高圧偏差の南側部分が、図 1 の 2 ヶ所に分離した東風偏差の強い領域と対応している。

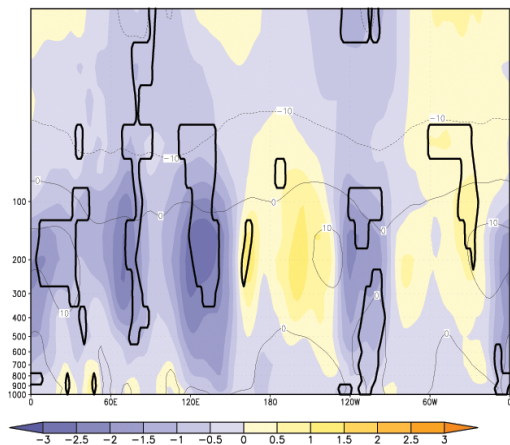


図 1 strong monsoon year 6~8月の30° Nにおける東西風の経度高度断面図 細い線が実際の値、カラーのシェイドがすべての年からの偏差。単位はm/s。危険率5%で有意な領域を黒い太線で示している。

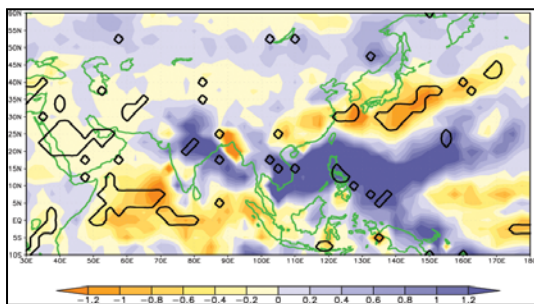


図 2 strong monsoon year 6~8月における降水量偏差分布図 単位はmm/day。危険率5%で有意な領域を黒い太線で示している。

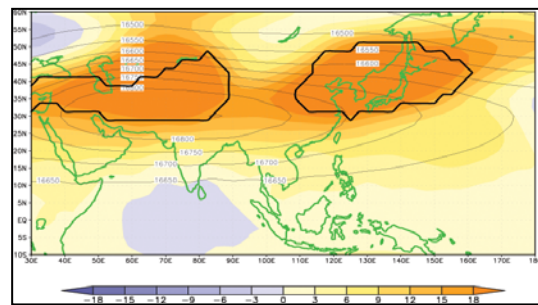


図 3 strong monsoon year 6~8月の100hPaにおける高度分布図 単位は gpm。細いコンターが平均、カラーのシェイドがすべての年からの偏差。危険率5%で有意な領域を黒い太線で示している。

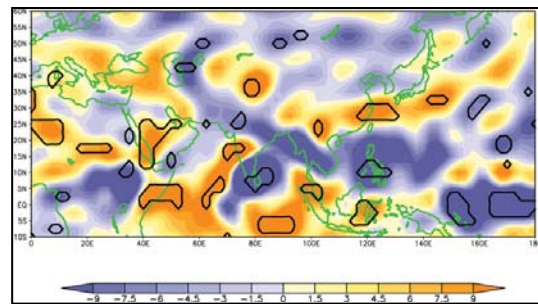


図 4 strong monsoon year 6~8月の500hPaにおける鉛直 p 速度分布図 単位は Pa/s。カラーのシェイドがすべての年からの偏差で、赤色が下降流、青色が上昇流を表す。危険率5%で有意な領域を黒い太線で示している。

#### 4-2 EOF 解析によるモンスーンに伴う変動成分の抽出

1980~2004年夏季の100hPa南北風偏差場に対して経験的直交関数(EOF)解析を行い、モンスーン強化に伴う循環パターンを検出する。図5はstrong monsoon yearにおける南北風偏差を示しており、40° N付近を中心に波列パターンが確認できる。図6がEOF解析で得られた第1主成分の水平パターンであり、高緯度の波列パターンが対応している。低緯度に関しては、両者はほとんど対応していない。第1主成分の寄与率は21.1%である。第1主成分のスコア時系列によると、strong monsoon

year に該当する年は符号がすべて正となっている(図省略)。これらのことから、中高緯度に関しては図6で示したパターンがモンスーン強化年の特徴を表しているといえる。

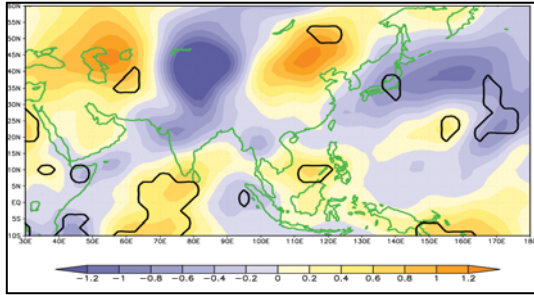


図5 strong monsoon year 6~8月における南北風偏差分布図 単位は m/s。危険率5%で有意な領域を黒い太線で示している。

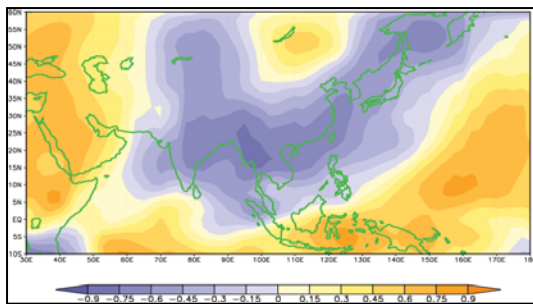


図6 1980~2004年の6~8月の南北風偏差に対して行った EOF 解析で得られた第1主成分の水平パターン。第1主成分の寄与率は21.1%。

### 4-3 渦度収支解析

モンスーンの強弱に伴って、東アジアの対流圏上層から成層圏にかけての広域で有意な循環偏差が確認できた。その原因を探るために、式(1)の渦度方程式の各項を計算する。そして、どの項が渦度の強制に支配的であるかを調べる。

左辺の項は時間変化項、右辺は左から順番に伸縮項、水平移流項を表す。それぞれの分類年においてコンポジットした物理量をすべての年の平均と偏差の成分に分ける時、平均成分をバーで、偏差成分をプラ

イムで示している。

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} \approx -[(f + \zeta)(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y})]' - [\bar{u} \cdot \nabla \zeta' + \bar{u}' \cdot \nabla \bar{\zeta} + nonlinear] \quad (1)$$

式(1)に示した3つの項のうち、時間変化項は伸縮項と水平移流項に比べて無視できるほど小さい。ここでは、伸縮項、水平移流の第1項を図7、8に示す。図8で、水平移流の第1項が日本付近で負となっていることがわかる。その風上側にあたるモンゴル付近で正となっており、そのエリアで水平移流項とバランスするように伸縮項が負となっている。そして、図3のような日本付近の高圧偏差の形成に至っている。同様の考察は、イラン付近の高圧偏差にも当てはまる。

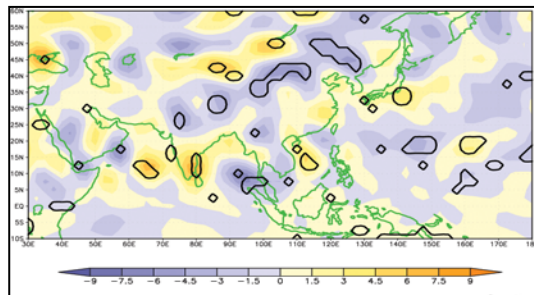


図7 strong monsoon year 6~8月の100hPaにおける渦度方程式の伸縮項  $-(f + \zeta)(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y})'$  の分布図 単位は  $10^{-11} \text{ s}^{-1}$ 。危険率5%で有意な領域を黒い太線で示している。

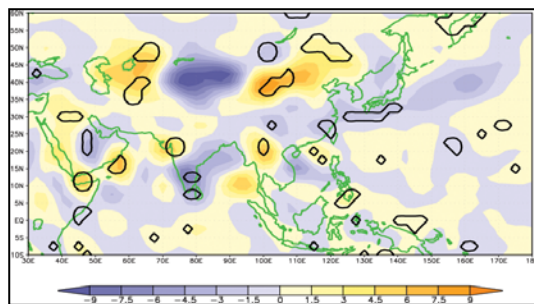


図8 strong monsoon year 6~8月の100hPaにおける渦度方程式の水平移流項  $-\bar{u} \cdot \nabla \zeta'$  の分布図 単位は  $10^{-11} \text{ s}^{-1}$ 。危険率5%で有意な領域を黒い太線で示している。



#### 4-4 熱収支解析

次に、式(2)の熱力学方程式を使って、熱収支解析を行う。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta'}{\partial t} = & -[\bar{u} \cdot \nabla \theta' + \mathbf{u}' \cdot \nabla \bar{\theta} + \text{nonlinear}] \\ & - [\bar{\omega} \frac{\partial \theta'}{\partial p} + \omega' \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} + \text{nonlinear}] \\ & + Q' \end{aligned} \quad (2)$$

strong monsoon year の温位分布を図9に、水平移流の第2項と鉛直移流の第2項を図10、11に示す。これらの図によると、日本上空の低温偏差に対応して、水平移流の線形第2項と鉛直移流の線形第2項が負の値となっていることがわかる。

一方、イラン付近の低温偏差には、水平移流項のみが関係していると考えられる。

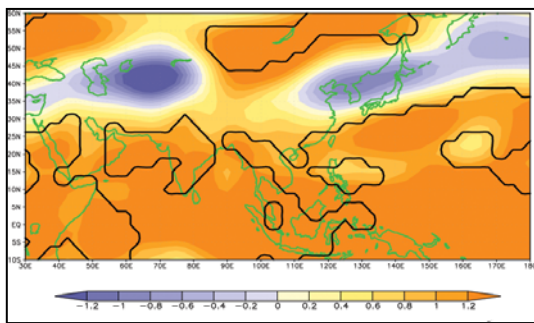


図9 strong monsoon year 6~8月の100hPaにおける温位の偏差分布図 単位は K。危険率5%で有意な領域を黒い太線で示している。

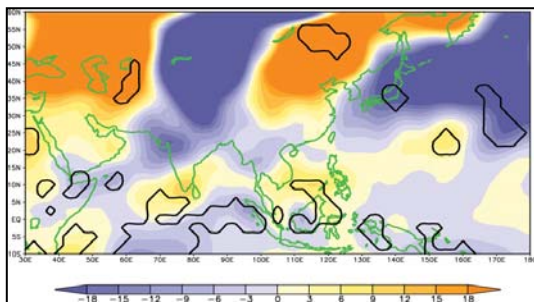


図10 strong monsoon year 6~8月の100hPaにおける熱力学方程式の水平移流項  $-\mathbf{u}' \cdot \nabla \bar{\theta}$  の分布図 単位は  $*10^{-6}$  K/s。危険率5%で有意な領域を黒い太線で示している。

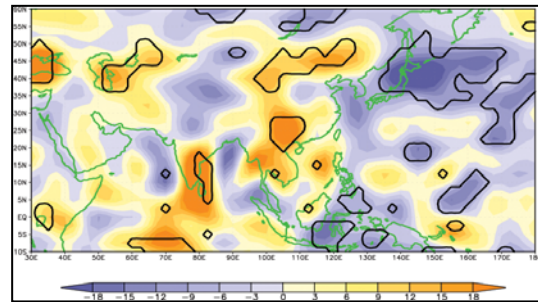


図11 strong monsoon year 6~8月の100hPaに

おける熱力学方程式の鉛直移流項  $-\omega' \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}$  の分布図 単位は  $*10^{-6}$  K/s。危険率5%で有意な領域を黒い太線で示している。

#### 4-5 Wave Activity Flux 解析

定常ロスビー波の伝播を、Takaya and Nakamura (2001)による Wave Activity Flux によって評価する。strong monsoon year の100hPa、500hPaにおける Wave Activity Flux をそれぞれ図12、13に示した。まず100hPaに着目すると、アラル海とモンゴル付近の2か所で波が発散していることがわかる。500hPaにおいては、南シナ海から中国、日本にかけて北向きのフラックスが卓越している。なお、100hPaに比べて、弱いものの、モンゴル付近から日本にかけてのフラックスもみられる。

さらに、45Nにおける Wave Activity Flux の経度高度断面図をみると、波が発散しているアラル海とモンゴル付近の2ヶ所の対流圏中層から圏界面にかけて上向きのフラックスがみられることがわかる(図14)。図2の降水量偏差分布図と比較すると、インド北部、フィリピン付近の降水量がそれぞれアラル海、モンゴル付近の波源と対応していることが考えられる。

さらに、Wave Activity Flux の鉛直成分の項の一部に対応する南北熱フラックスを図15に示す。モンスーンの強化に伴って、モンゴルとアラル海付近で正になっている

ことがわかる。図5によりこれらのエリアではともに南風偏差になっているので、北向きに熱を運んでいることがわかる。

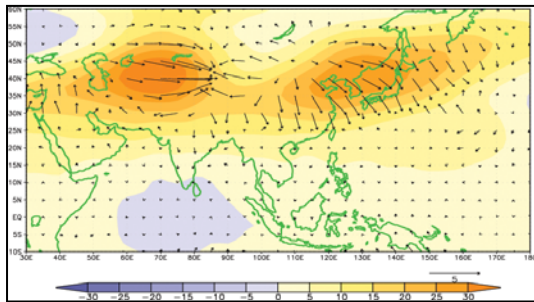


図12 strong monsoon year 6~8月の100hPaにおけるWave Activity Fluxと高度偏差分布図 単位はそれぞれ  $m^2/s^2$  と gpm。

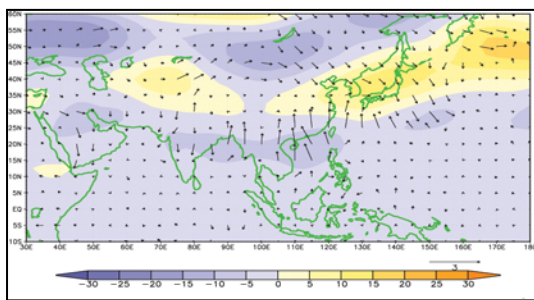


図13 strong monsoon year 6~8月の500hPaにおけるWave Activity Fluxと高度偏差分布図 単位はそれぞれ  $m^2/s^2$  と gpm。

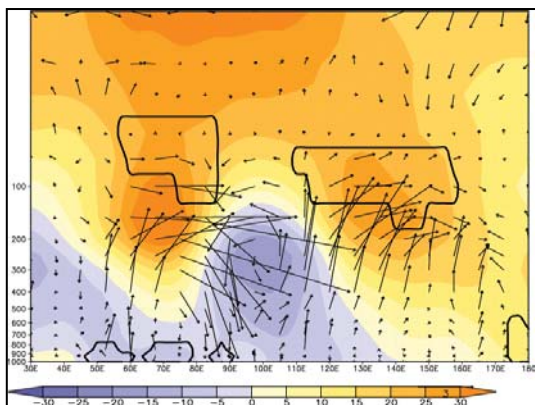


図14 strong monsoon year 6~8月の45°NにおけるWave Activity Fluxと高度偏差の経度高度断面図 単位はそれぞれ  $m^2/s^2$  と gpm。高度偏差が危険率5%で有意な領域を黒い太線で示している。

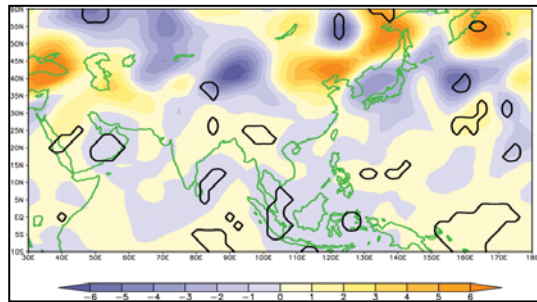


図15 strong monsoon year 6~8月の100hPaにおける南北熱フラックスの分布図 単位は  $Km/s$ 。危険率5%で有意な領域を黒い太線で示している。

#### 4-6 モンスーンの強弱に伴う Wave Activity Flux の鉛直成分の変動

次に、モンスーンの強弱によって Wave Activity Flux がどう変化するかを調べる。図16、17はそれぞれ strong monsoon year、weak monsoon yearの45°NにおけるWave Activity Fluxの鉛直成分の経度高度断面図である。図16にあるように、モンスーンの強化に伴ってアラル海、モンゴル付近ともに上向きになっている。特にモンゴルにおいては、波の上向きが成層圏にまで達している。両地域の上向きフラックスの違いは、インド北部、フィリピン付近の総降水量の違いを反映していると考えられる。

図17に着目すると、モンスーンが弱くなればアラル海付近で下向きとなり、モンゴル付近では上向きフラックスが弱化する傾向にあることがわかる。両地域ともに、モンスーンと上向きフラックスの弱化が対応していることがわかった。

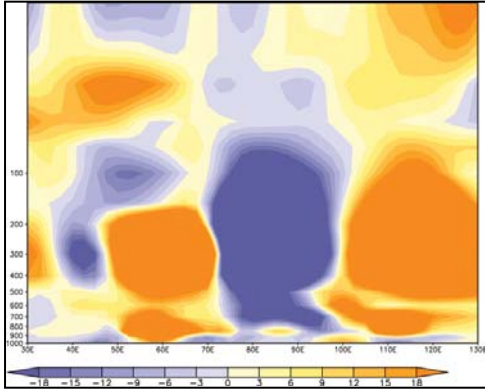


図 16 strong monsoon year 6~8月の 45° N における Wave Activity Flux の鉛直成分 単位は  $m^2/s^2$  。正が上向き。

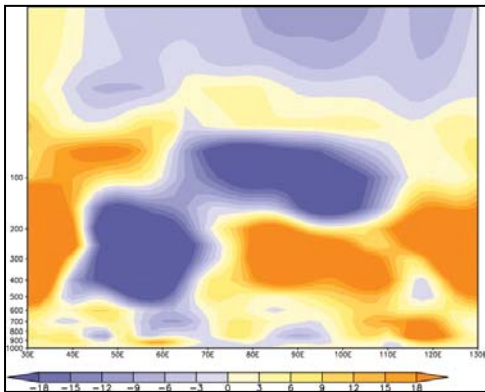


図 17 weak monsoon year 6~8月の 45° N における Wave Activity Flux の鉛直成分 単位は  $m^2/s^2$  。正が上向き。

## 5. 議論

Enomoto *et al.* (2003) は、小笠原高気圧の成因にアジアジェット上を伝播する定常ロスビー波が関わっていると考え、東地中海とアラル海付近を波源として日本付近の高気圧とリンクすることを示した。しかし、本研究の結果ではモンゴル付近で波が発散しており、西アジアからの伝播が途絶えている。つまり、イラン付近と日本付近の高気圧形成の要因は異なる可能性がある。

また、モンゴル付近の発散とフィリピンの多雨とのリンクに関連して、次のような

研究がある。Kosaka and Nakamura (2006)はフィリピンの東で対流強化となる時の大気の構造やエネルギー収支を調べ、PJ パターンが湿潤なプロセスを伴う力学モードである可能性を述べている。南北循環を調べて、フィリピン付近とモンゴル付近がどのようにリンクしているのかを明らかにする必要がある。

本研究の結果は、日本とイラン付近の高気圧偏差形成とそれぞれの南側のエリアの多雨との関連性を示唆している。さらに、日本とイランにおける気圧偏差形成と関連する波の上向きフラックスが達する高さの違いは、その南側の総降水量に依存することが考えられる。さらに、モンゴル、アラル海付近ともに、モンスーンの弱化によって波の上向きフラックスが弱化する傾向にある。

## 6. まとめ

- ・アジアモンスーンの強化に伴い、日本とイラン付近の対流圏から成層圏にかけての2か所で有意な高気圧偏差が認められた。

- ・渦度収支解析により日本、イラン付近の高気圧形成とともに伸縮項と水平移流項の両方が関わっていることがわかった。一方、熱収支解析により、日本付近の低温には水平移流項と鉛直移流項ともに支配的なのに対して、イラン付近の低温偏差には水平移流項のみが支配的であることがわかった。

- ・日本、イラン付近の高気圧偏差形成にはフィリピン、インド付近の降水量が波を介してリンクしていることが示唆された。さらに日本の高気圧形成には、モンゴル付近での傾圧的な効果も重要であると考えられる。

- ・日本とイラン上空における波の上向きフ

ラックスの到達する高度の違いには、フィリピンとインド付近の降水量が大きく異なることが関係していると考えられる。

## 7.参考文献

- Boville, B. A. (1984): The Influence of the Polar Night Jet on the Tropospheric Circulation in a GCM. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1132-1142.
- Dunkerton, T. J. (1995): Evidence of meridional motion in the summer lower stratosphere adjacent to monsoon regions. *J. Geophys. Res.*, 100, 16675-16688.
- Enomoto, T., Hoskins, B. J. and Matsuda, Y. (2003) The formation mechanism of the Bonin high in August. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129, 157-178.
- Kosaka, Y. and Nakamura, H. (2006): Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan (PJ) teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132, 2009-2030.
- Niwano, M. and Takahashi, M. (1998): The Influence of the Equatorial QBO on the Northern Hemisphere Winter Circulation of a GCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 453-461.
- Webster, P. J. and Yang, S. (1992): Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118, 877-926.
- Zhang, Q., Wu, G. and Qian, Y. (2002): The Bimodality of the 100hPa South Asia High and its Relationship to the Climate Anomaly East Asia in Summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80, 733-744.