

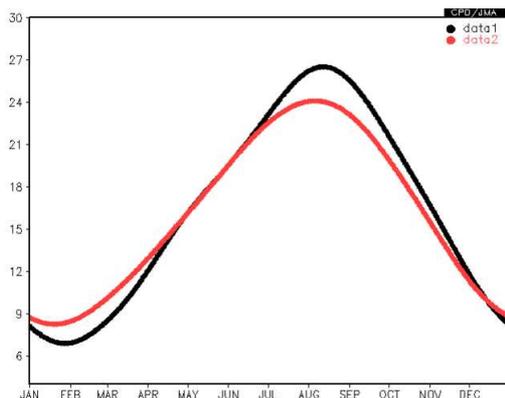
## 2 季節予報に関わる大気・海洋現象

### 2.1 はじめに<sup>1</sup>

第1章で述べたとおり、季節予報は平年の天候からの偏りを予報するが、そのためにはまず、平年の天候の季節変化と年々の変動の特性を知り、加えて、それらの背景となる大気・海洋の大規模な現象を知っておく必要がある。本章ではそれらの事項について解説する。

第2.1.1図は、気象庁の長期再解析データ(JRA-25/JCDAS; Onogi et al. 2007)で求めた $30^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ で平均した2m気温(地上から2mの気温)の平年値の季節変化である。赤線はすべての経度で帯状平均( $0^{\circ} \sim 360^{\circ}$ で平均)したもの、黒線は日本付近の $130^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$ で平均したものである。どちらの気温も年周期での季節変化が明瞭である。気温の季節変化は、第一次近似としては太陽高度の変化が決めている。太陽高度が高い夏に気温が高く、太陽高度が低い冬に気温が低い。これはどの経度でも同じである。

日本付近と帯状平均とを比較すると、日本付近の方が季節変化の振幅が大きい。同じ緯度帯では帯状平均よりも日本付近の方が季節変化が大きい、ということである。このことには、冬と夏に卓越する季節風が寄与している。第2.1.2図は日本付

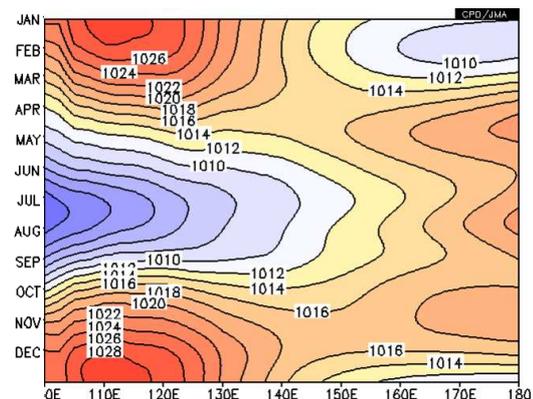


第2.1.1図 2m気温の平年値の季節変化

横軸は日で1月1日～12月31日まで。黒：日本付近( $30^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ ,  $130^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$ で平均)。赤：帯状平均( $30^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ ,  $0^{\circ} \sim 360^{\circ}$ で平均)。長期再解析データの2m気温の平年値(1981～2010年の30年平均値)より。

近の緯度( $30^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ で平均)の海面気圧の経度時間断面図である。冬は日本の西の大陸側で気圧が高く、東の海洋側で低い。一方、夏は西で低く東で高い。この気圧配置は、海陸の熱容量の違いによる大気加熱の差(冬は陸でより冷やされ海洋で暖められ、夏は陸でより暖められ海で冷やされる)を主要因として形成される。この気圧配置の影響で冬は北寄りの、夏は南寄りの季節風が吹く。季節風は、本来、海陸の温度差を減らすように吹くが、西の陸域、東の海洋に挟まれた日本では、コリオリ力の影響で冬の季節風が北寄りの成分を持ち寒気移流となり、夏の季節風が南寄りの成分を持ち暖気移流となる。このことが、日本付近が帯状平均よりは気温の季節変化が明瞭となることの一因である。

また、第2.1.1図から、低温と高温のピークの時期が日本付近の方が帯状平均よりも遅いことがわかる。季節進行の観点からは、熱容量の大きい海洋の影響を日本付近の気温の方が帯状平均よりも受けていると言える。第2.1.3図に、7月と8月の2m気温の平年値の差を示す。8月には大陸では既に気温が下がり始めているが、日本海～日本～北太平洋にかけてはまだ上昇している。日本の天候が、熱容量の大きな海洋の影響を受けていることがよくわかる。また、第2.1.4図に、日本付近の緯度で平均した地上気温の変化率(5日間に

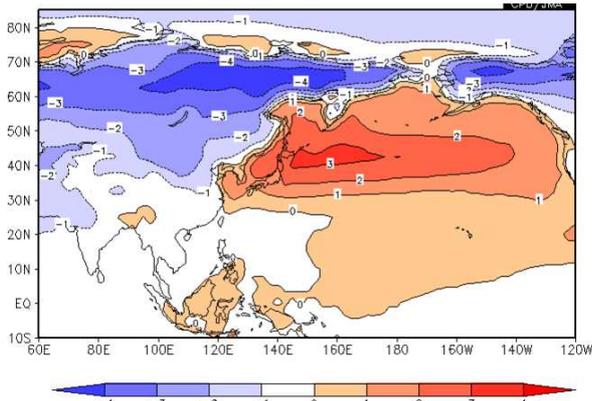


第2.1.2図 日本付近の緯度( $30^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ )で平均した海面気圧の経度時間断面図

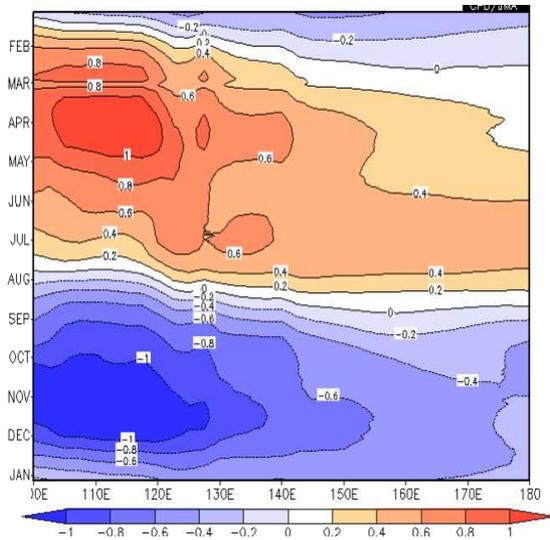
横軸は経度( $100^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}$ )、縦軸は日付(上から1月1日～12月31日)。等値線間隔は2hPa。長期再解析データの海面気圧の平年値(1981～2010年の30年平均値)より。

<sup>1</sup> 前田 修平

おける変化)の経度時間断面図を示す。冬から春(夏から秋)の変化に注目すると、熱容量の小さな大陸上で先に気温が上がり(下がり)、熱容量の大きな海洋では高温(低温)のピークが遅れること、両者の間に位置する日本付近では等値線が左上から右下に傾いており、西から季節が変化していることが明瞭である。これも海陸分布の影響である。



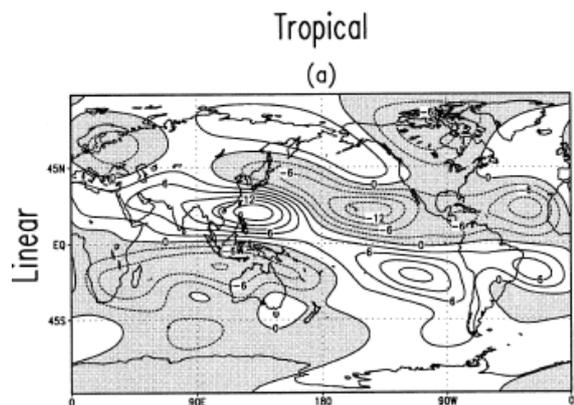
第 2.1.3 図 2m 気温の年平均値の 7 月と 8 月の差等値線間隔は 1 で + は 8 月が 7 月より地上気温が高い領域。長期再解析データの 2m 気温の年平均値(1981~2010 年の 30 年平均値)より。



第 2.1.4 図 30°N~40°N で平均した 2m 気温の年平均値の 5 日当たりの変化率等値線間隔は 0.2 (5 日で 0.2 の変化)で、+ は日付とともに気温が上昇する時期。縦軸の日付は 1 月 6 日~翌年の 1 月 5 日。1 月 6 日のところに 1 月 6 日と 1 月 1 日の気温の差を描画。横軸は経度で 100°E~180°。長期再解析データの 2m 気温の年平均値(1981~2010 年の 30 年平均値)。

海陸分布は、その場所における熱容量の違いによる地表面加熱の差だけではなく、山岳に偏西風が当たることによって生成される大気の波動(第 5 章で説明する)を通して、熱帯の海面水温分布や熱帯の対流活動への影響を通して、あるいは、移動性高・低気圧の活動の局在化などを通じて、日本の平年の天候に影響を及ぼす。第 2.1.1 図~第 2.1.4 図にはそれらの影響も含まれている。例として、数値モデルを用いて冬(1 月)に平年の熱帯の対流活動が対流圏上層の大気の流れに与える影響を調べた結果を第 2.1.5 図(Held et al. 2002)に示す。日本付近は低気圧性の循環となり、1 月の熱帯の平年の加熱は日本付近の高度を局地的に下げる効果があることを示している。

このようにして形成される大気の平年の状態になんらかの「揺らぎ(変動)」が生じると、日本の天候が平年から偏る。第 1 章で述べたとおり、大気の変動はその要因から 2 つに分けられ、1 つ目は海洋や陸面の状態のゆっくりとした変動の影響を受けた大気の変動であり、大気的外部変動と呼ばれている。その代表がエルニーニョ現象に伴う大気の変動である。2 つ目は、外部からの影響がなくても勝手に変動する大気の内変動である。熱帯の季節内変動や北極振動などがその代表であり、また、偏西風の蛇行もその性質が強い変動で



第 2.1.5 図 熱帯の対流活動に伴う大気加熱が対流圏上層(300hPa)の大気の流れに及ぼす影響(1 月)平年の帯状平均風を基本場として、熱帯域の平年の加熱を与えた場合の大気の線形応答。等値線は 300hPa の流線関数の帯状平均からの偏差で、値は任意。Held et al.(2002)の fig.9 を転載。

ある。

以上のことから分かるとおり、日本の平年の天候を理解するには、海陸分布の影響を受ける大気の季節変化について理解しておく必要がある。また、日本の天候の平年からの偏りを理解するためには、上記のことに加え、偏りをもたらす海洋や陸面の状態の変動とそれによる大気の外部変動、また、大気の内部変動について理解しておく必要がある。

本章では、まず第 2.2 節で日本の平年の天候の季節変化と年々変動について記述する。続いて、第 2.3 節で日本の平年の天候に影響を及ぼす、大気と海洋の季節変化を中心に、その年々変動についても記述する。特に、日本付近を流れる偏西風、季節風に関係する停滞性の高・低気圧（シベリア高気圧など）、アジアモンスーン、熱帯大気と海洋の平年の季節変化について詳しく記述する。第 2.2 節と第 2.3 節は現象の「記述」が中心であるが、まずはデータ解析結果や天気図解析に基づき「現象を知る」ことが重要なので、そのような構成とした。一方、第 2.4 節では、日本の平年の天候からの偏りをもたらす主要な大気・海洋の変動である、偏西風の蛇行とテレコネクション、熱帯の季節内変動、エルニーニョ/ラニーニャ現象について、その実態とメカニズムを中心に解説する。数値予報の結果を評価しつつ季節予報を作成するためには、対象とする現象に関する「記述」的な知識に加え、「なぜそのように予測されているか」を力学的に理解する能力も求められることから、メカニズムについても説明する。ただし、季節予報に関係する現象のメカニズムについては依然として十分に理解されていないことが多く、近年の研究により理解が日々進んでいるという状況である。このため、定説になっていないが、近年の重要な研究成果に基づいてメカニズムを説明することもある。その場合には「こうだ」と言い切らず、「このような研究がある」といった記述をするが、ご理解頂きたい。

特に断らない限り、この第 2 章で用いるデータは以下のとおりである。日本の天候に関しては、

気象庁の地上気象観測値と地域気象観測システム（アメダス）による観測値である。大気循環場データは気象庁の長期再解析値(JRA-25/JCDAS)である。積雲対流活動を推定するデータとして、米国海洋大気庁(NOAA)から提供されている極軌道衛星により観測された外向き長波放射量(OLR、単位:  $W/m^2$ )を利用した。海面水温は Ishii et al.(2005)の現場観測データを用いた気象庁の全球解析値(COBE-SST)、海洋内部のデータは、気象庁全球海洋データ同化システム(MOVE-G)により計算された値(Usui et al. 2006)である。平年値としては、1981~2010年の30年平均値を用いた(気象庁2011)。また、季節の表記については、特に断わらない限りは北半球の季節を指す。

#### 参考文献

- 気象庁, 2011: 2010年平年値. 平成23年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部. 104pp.
- Held, I. M., M. Ting, H. Wang, 2002: Northern winter stationary waves: Theory and modeling. *J. Climate*, **15**, 2125-2144.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century Using ICOADS and KOBE Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda, and M. Kamachi, 2006: Meteorological Research Institute Multivariate Ocean Variational Estimation (MOVE) system: Some early results. *Adv. Space Res.*, **37**, 806-822.

## 2.2 日本の天候の季節変化<sup>1</sup>

季節予報では、予想される天候が平年の状態とどう違うのかが主眼である。しかし同時に、平年と隔たりがない場合にも、平年と同様にどのような天候が見込まれるかは、予報における重要な情報のひとつである。また、平年の天候からの隔たりを予報するためには、まず、平年の天候を知っておく必要がある。ここでは、平年の天候について、平年値（統計期間 1981～2010 年）をもとに見ていく。これら平年の天候状態をもたらず循環場のしくみは、第 2.3 節で詳しく述べる。

### 2.2.1 気温の季節変化

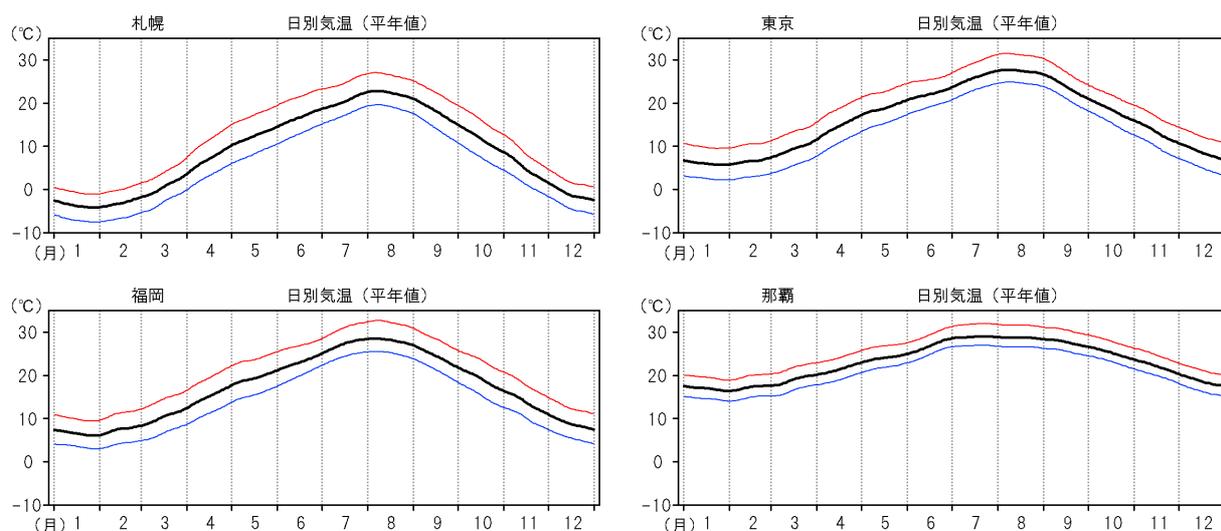
第 2.2.1 図は、緯度の異なる主要都市として札幌、東京、福岡、那覇における日平均、最高、最低気温の平年値の季節変化を示したものである。

年間で最も気温が高い時期は、札幌、東京、福岡では 7 月末から 8 月はじめ、那覇では 7～8 月である。年間で最も気温が低いのは、4 地点とも 1 月末～2 月はじめである。それぞれ、太陽高度が最も高い、あるいは低い時期よりも 1 か月程度遅い。札幌と那覇の夏季の気温差はおおよそ 5 程度だが、冬季には 20 弱と大きくなる。日最高気温と日最低気温との差は札幌、東京、福岡ではいずれも 10 弱だが、那覇は他地点と比べ小さい。

日を追っての気温の変化は、札幌、東京、福岡では 4 月と 7 月に上昇率が大きく、那覇では 3 月と 6 月に大きい。9 月以降の気温の下降は札幌、東京、福岡では 11 月にやや下降率の大きい時期があるが、那覇での下降率はおおむねなだらかである。どの地点も、春から夏への気温上昇よりも、秋から冬にかけての気温下降の方が速い。

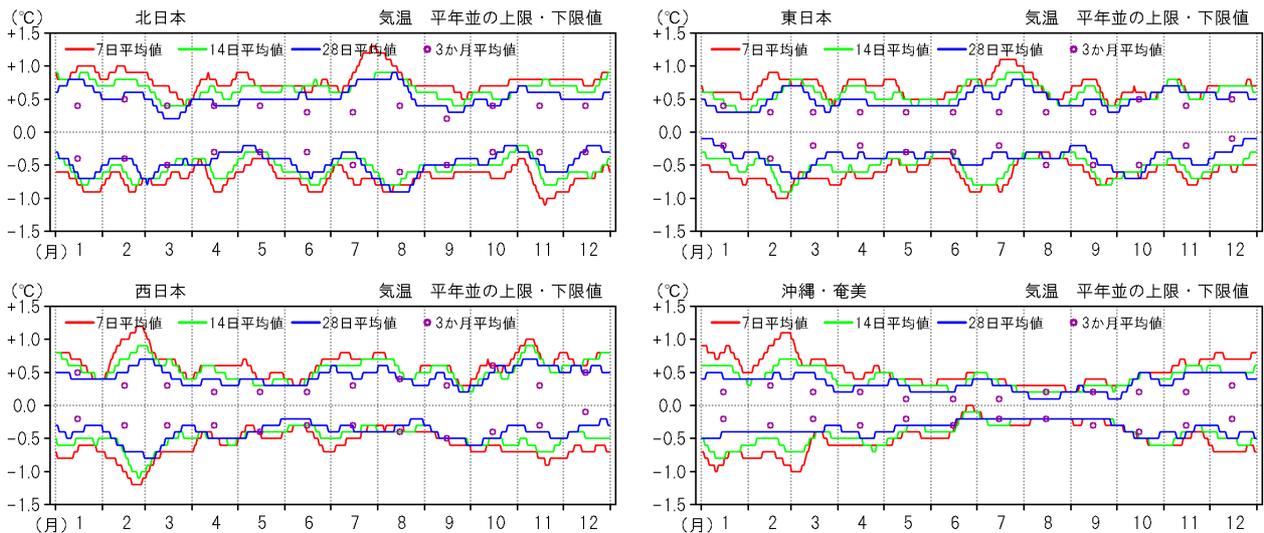
第 2.2.2 図に 7 日、14 日、28 日、3 か月平均気温の平年並の範囲（平年値期間における 30 年間の値を低い順に並べた時の、中程 10 個の値の範囲）を示す（それぞれ平均期間の中日でプロットしている）。平均期間が短いものほど年ごとの変動が大きいため、平年並の範囲も広い。7 日平均気温の平年並の範囲は  $\pm 0.5$  を超える時期が多いのに対し、3 か月平均気温の平年並の範囲は  $\pm 0.5$  を下回り、 $\pm 0.2 \sim 0.3$  のところもある。

平年並の範囲の大きさはその時期の年ごとの変動の大きさに対応しているが、年ごとの変動に影響を与える現象や影響の程度は地域や季節によって異なる。北日本では、7 月後半から 8 月前半にかけて 7 日平均気温の平年並の範囲が広い時期が見られ、また 11 月には 7 日平均気温の平年並の下限値が低い時期がある。一方、東日本では、2 月と 7 月に 7 日と 14 日平均気温の平年並の範囲が広く、西日本では、2 月と 11 月に平年並の範囲が



第 2.2.1 図 日最高気温（赤線）、日平均気温（黒線）、日最低気温（青線）の平年値

<sup>1</sup> 小林 健二

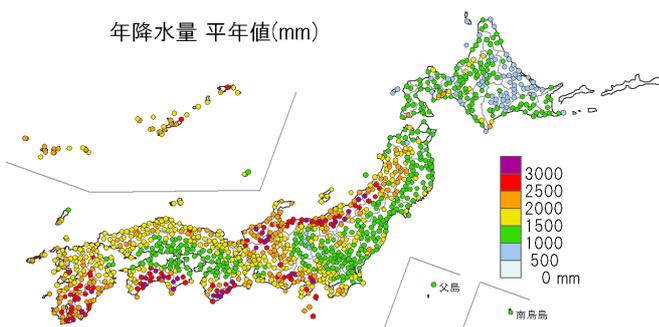


第 2.2.2 図 7 日（赤線）、14 日（緑線）、28 日（青線）、3 か月（紫丸）平均気温の平年並の範囲それぞれの平均気温の中日（3 か月平均気温は真ん中の月）でプロットしている。

広い時期がある。また、8 月や 9 月は 7 日平均から 3 か月まで平年並の幅に大きな差がない。沖縄・奄美では、平年並の範囲が冬に広く、夏に狭くなり、7 日平均では 2 月の終わりから 3 月のはじめに平年並の範囲が大きい。西日本と同じく 8 月や 9 月は 7 日平均から 3 か月まで平年並の幅に大きな差がない一方、冬季は差が大きい。

### 2.2.2 降水量の季節変化

年降水量平年値の分布を第 2.2.3 図に示す。



第 2.2.3 図 年降水量平年値の分布

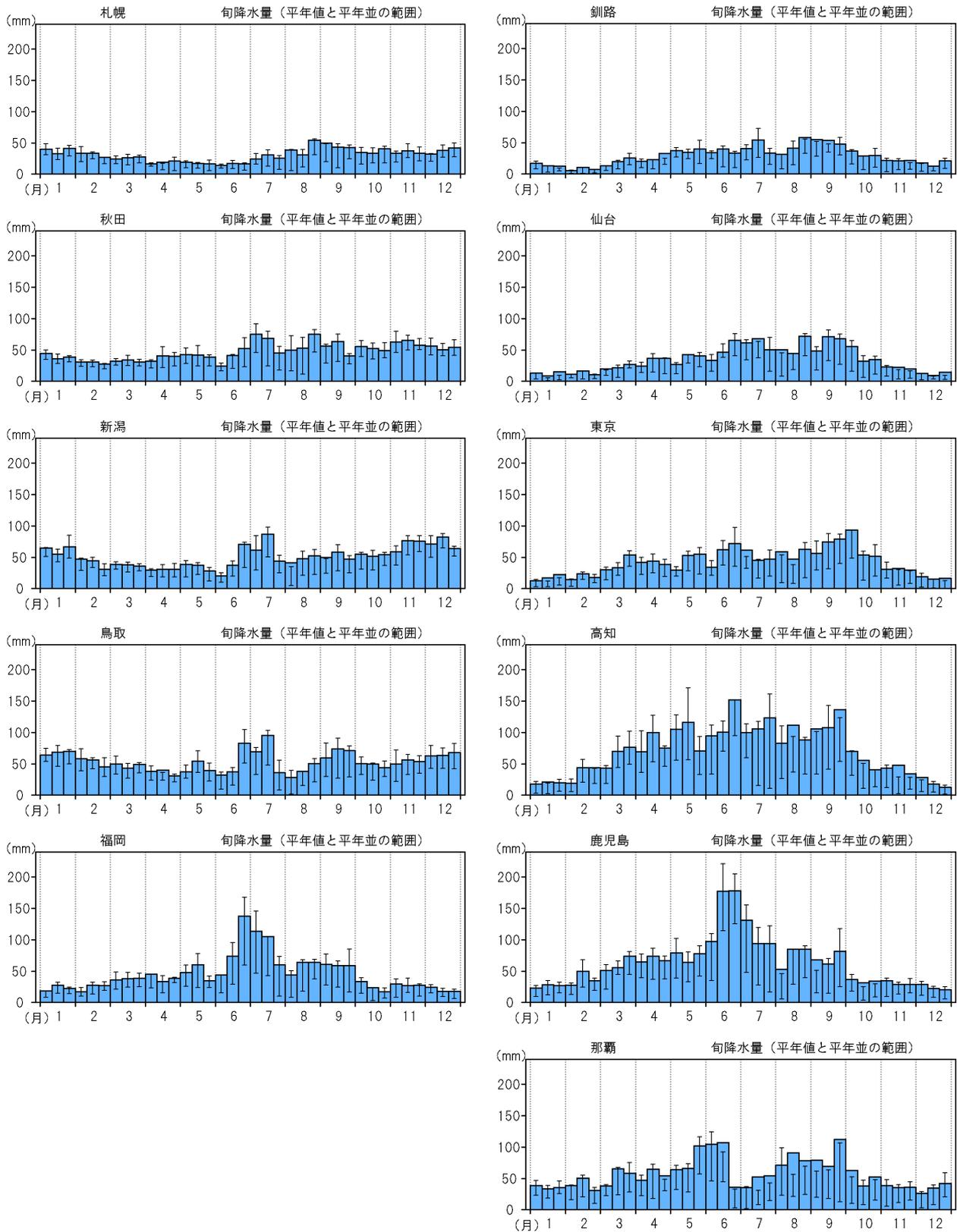
全国的にみて年降水量が比較的多い地域は、東北日本海側から北陸、山陰、九州北部にかけてと、東海から九州南部にかけての太平洋沿岸、そして沖縄・奄美であり、年降水量が 3,000mm を超える

地点もある。一方、北海道、東北太平洋側、関東甲信、そして近畿・中国・四国の瀬戸内側では降水量が比較的少なく、特に北海道ではオホーツク海側を中心に年降水量 1,000mm 未満の地点が多い。

第 2.2.4 図に、日本海側の各都市（札幌、秋田、新潟、鳥取、福岡）および太平洋側の各都市（釧路、仙台、東京、高知、鹿児島、那覇）における旬降水量の平年値を示す。

日本海側のうち札幌、秋田、新潟、鳥取では冬季の降水量がそれ以外の季節と比べ多いが、福岡では太平洋側の地点や那覇と同様、冬季の降水量は相対的に少ない。

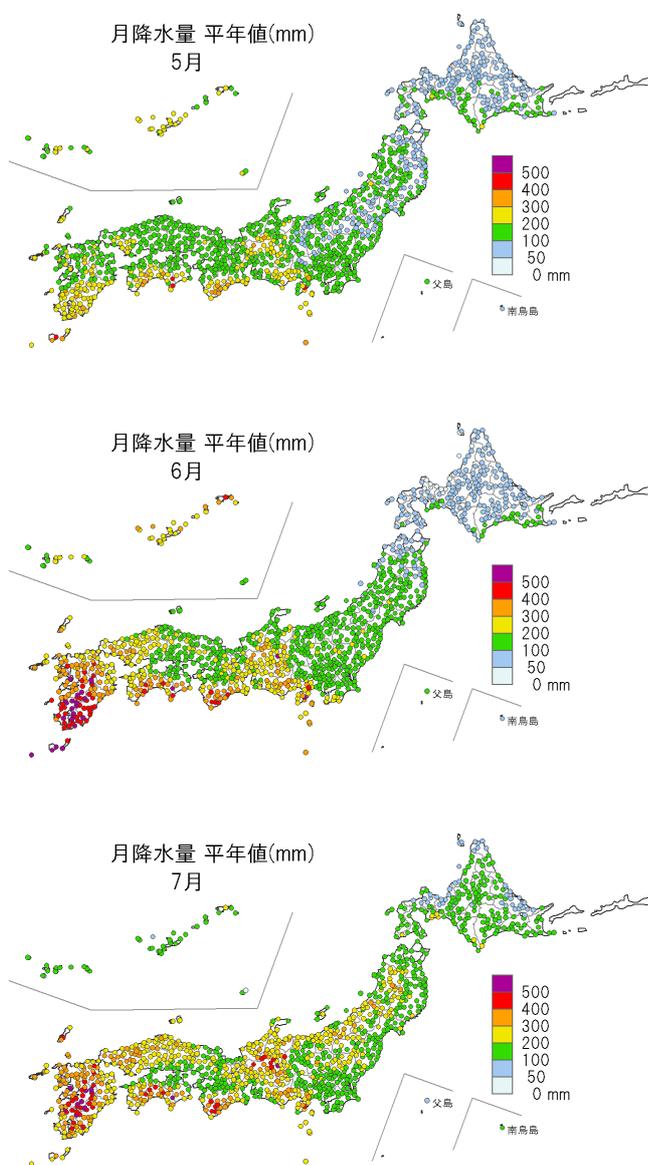
北海道を除く各地点で梅雨時期に相当する降水量の多い時期がみられ、那覇では 5 ~ 6 月、その他は 6 ~ 7 月が該当する。梅雨時期に相当する降水量のピークは、仙台、東京、高知ではあまり明瞭ではないが、福岡や鹿児島、那覇では明瞭である。また、秋雨の時期に当たる 9 ~ 10 月にも、釧路、仙台、東京、鳥取、高知、那覇では降水量の多い傾向がみられるが、5 ~ 7 月と比べると不明瞭である。ただし東京では、9 月中旬から 10 月上旬の降水量は梅雨時期の降水量より多い。福岡では 9 月までは比較的降水量は多いが、10 月に降水量が少なくなる。なお、高知、鹿児島、那覇では夏から秋にかけて、平年並の上限（黒い実線で示



第 2.2.4 図 旬降水量の平年値（左側が日本海側、右側が太平洋側の各都市）  
縦の黒い線は平年並の範囲を示す。

された区間の上限)が平年値を下回る場合があり、極端な多雨の年が平年値を引き上げているものと考えられる。

梅雨期間に相当する5月、6月、7月の降水量の平年値を第2.2.5図に示す。



第2.2.5図 5月、6月、7月の月降水量の平年値

季節予報では、梅雨期間の降水量は沖縄・奄美は5月と6月の降水量の合計、それ以外の地方(北海道を除く)では6月と7月の合計としている。以下、月ごとに降水量の多い地点を見ていくと、まず5月は、沖縄・奄美と西日本太平洋側を中心

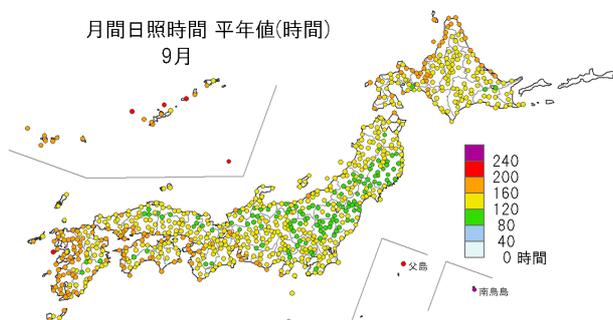
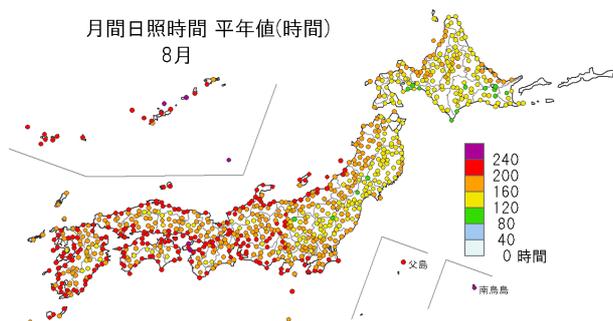
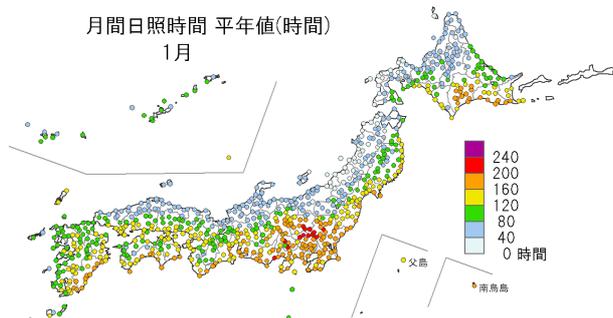
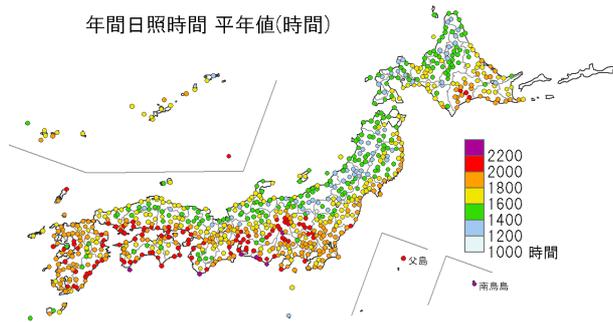
に200mm以上となる地点がある。6月は、沖縄・奄美と西日本太平洋側と西日本日本海側の一部、東日本太平洋側の一部で200mm以上の地点が多く、九州では500mmを超える地点が出てくる。7月になると、西・東日本日本海側や東北地方でも200mm以上の地点がみられるようになり、九州では6月に引き続き500mm以上の地点が分布する。一方、沖縄・奄美ではおおむね200mmを下回る。季節の進行に伴って降水量の多い地域が次第に北上する様子がわかる。

### 2.2.3 日照時間の季節変化

第2.2.6図に、年間日照時間、1月、8月、9月の月間日照時間の平年値の分布を示す。年間日照時間は、北・東・西日本太平洋側と沖縄・奄美で相対的に多く、1,600時間を超える地点が広く分布している。北・東・西日本日本海側で相対的に日照時間が少ないのは冬季の曇天のためであり、1月の月間日照時間の分布図では、北海道日本海側から山陰にかけて日照時間が少ない傾向が明瞭に現れている。一方、8月の月間日照時間は、北・東日本太平洋側で他の地域に比べやや少なくなっているのが認められる。9月は、全国的に8月より日照時間が少なくなる中、特に東北から関東甲信、北陸から山陰にかけて相対的に少ない領域が見られる。

第2.2.7図に、日本海側の各都市(札幌、秋田、新潟、鳥取、福岡)および太平洋側の各都市(釧路、仙台、東京、高知、鹿児島、那覇)における旬間日照時間の平年値を示す。

冬季は、日本海側の札幌、秋田、新潟、鳥取、福岡では日照時間が少ない一方、太平洋側では夏季とほぼ同様の日照時間となっている(ただし、太平洋側であっても鹿児島ではやや減少がみられる)。那覇は冬季には日本海側の地点と同様に日照時間は少なくなる。冬季の可照時間は夏季に比べ少なくなるので、晴れの日(季節予報では日照率=可照時間に占める日照時間の割合、が40%以上の日を“晴れの日”という)がどれくらいあるかについては、後述の晴れ日数を参照されたい。



第 2.2.6 図 年間日照時間、および 1 月、8 月、9 月の月間日照時間の平年値

札幌では 7 月中旬に日照時間が他の時期に比べやや少なくなるが、他の地点に比べ同時期の減少の程度は小さい。釧路では 6 ~ 8 月の日照時間が他の時期に比べ少ないが、前後の 5 月や 9 月と比べこの時期の降水量が特に多いわけではない。秋田から鹿児島にかけての各地では、梅雨に相当する 6 ~ 7 月の日照時間が少なく、仙台、東京、新潟、鳥取では 9 ~ 10 月にもやや不明瞭ながら日照時間の減少がみられる。一方、那覇では、冬季から 6 月中旬までの日照時間の少ない時期と、6 月下旬以降の日照時間の多い時期との違いが明瞭である。

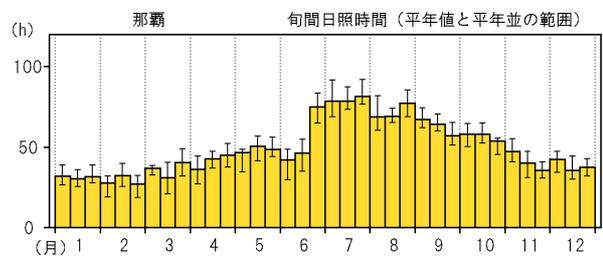
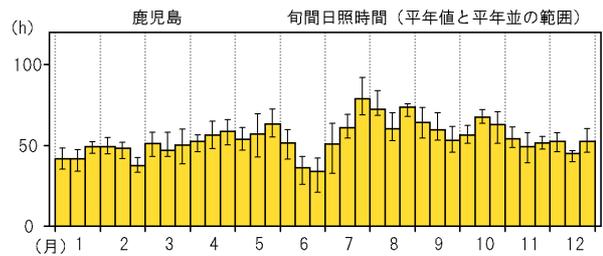
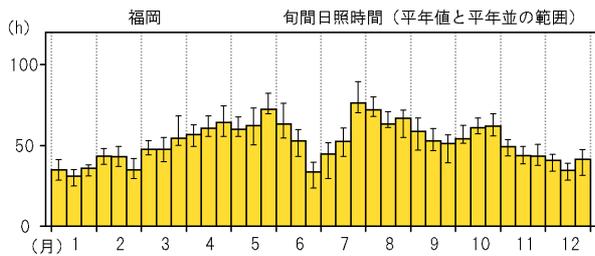
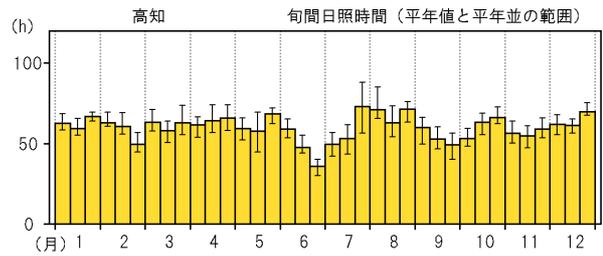
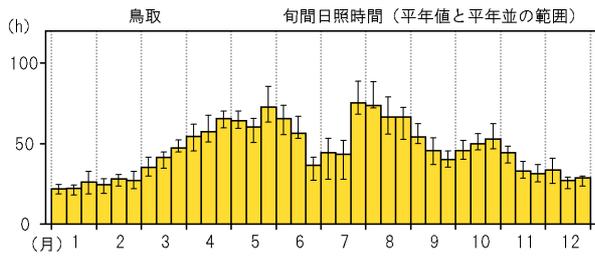
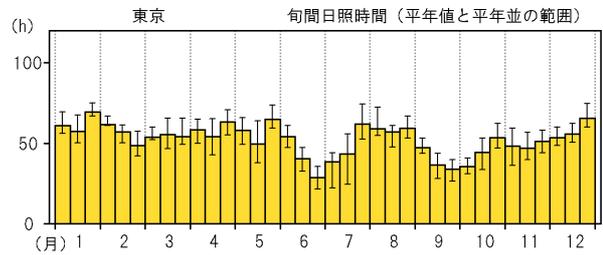
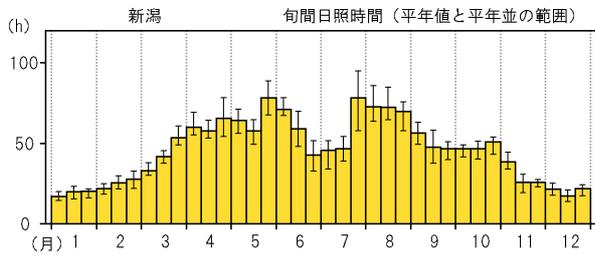
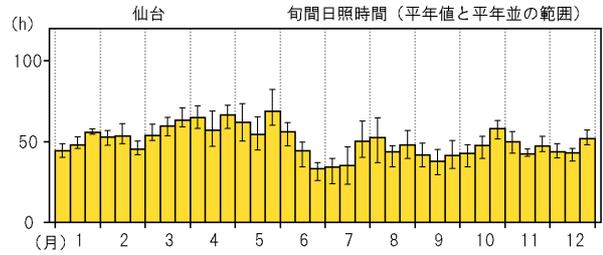
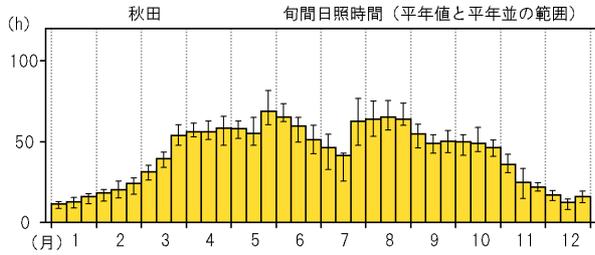
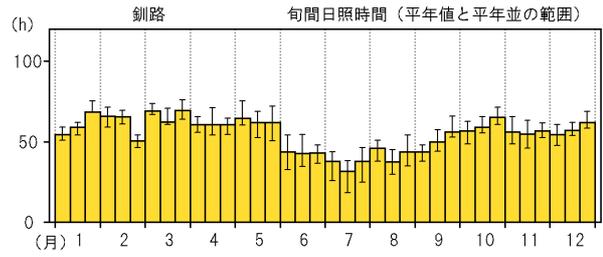
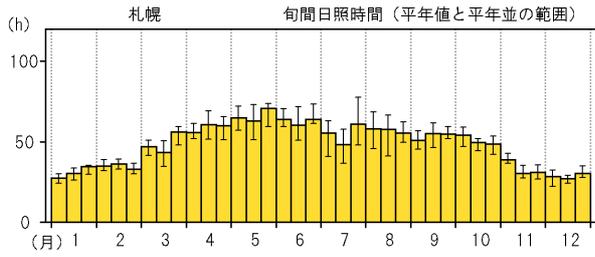
#### 2.2.4 晴れ日数、降水日数の季節変化

季節予報では、日照率（その日の可照時間に対する日照時間の割合）が 40% 以上の日を「晴れの日」、降水量が 1.0mm 以上の日を「降水ありの日」と呼ぶ。それらの平年値期間における出現率を第 2.2.8 図および第 2.2.9 図に示す（日本海側の地方を左、太平洋側の地方を右に並べている）。

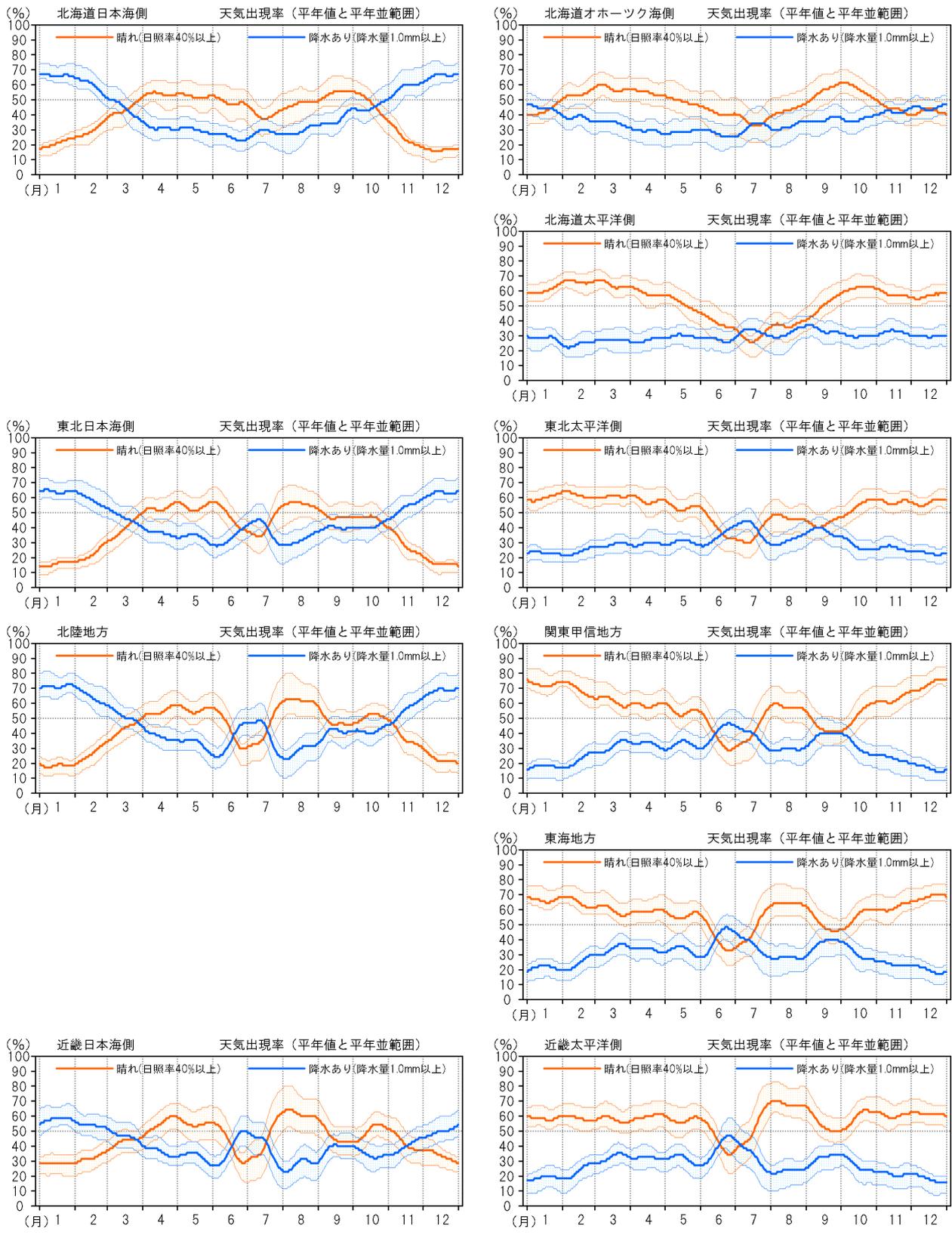
日本海側で冬季に晴れの日が少なくなる一方、降水ありの日が多くなるのは、降水量や日照時間の季節変化で見たのと同じ傾向である。なお九州北部では、冬季に晴れの日が少なくなり降水ありの日が多くなる傾向はあるものの日本海側の他の地域と比べ、その程度が小さい。奄美と沖縄は、冬季に晴れの日が少なくなる一方、降水ありの日が多くなり、日本海側の地域と同様の傾向を示す。

3 月は日本海側では晴れの日数の増加、降水ありの日数の減少が顕著な期間にあたる。一方、東・西日本太平洋側では晴れの日が多いものの、3 月後半に前後の月と比べ降水ありの日が少し増える時期が見られる。4 月には日本海側でも晴れの日が多くなる。

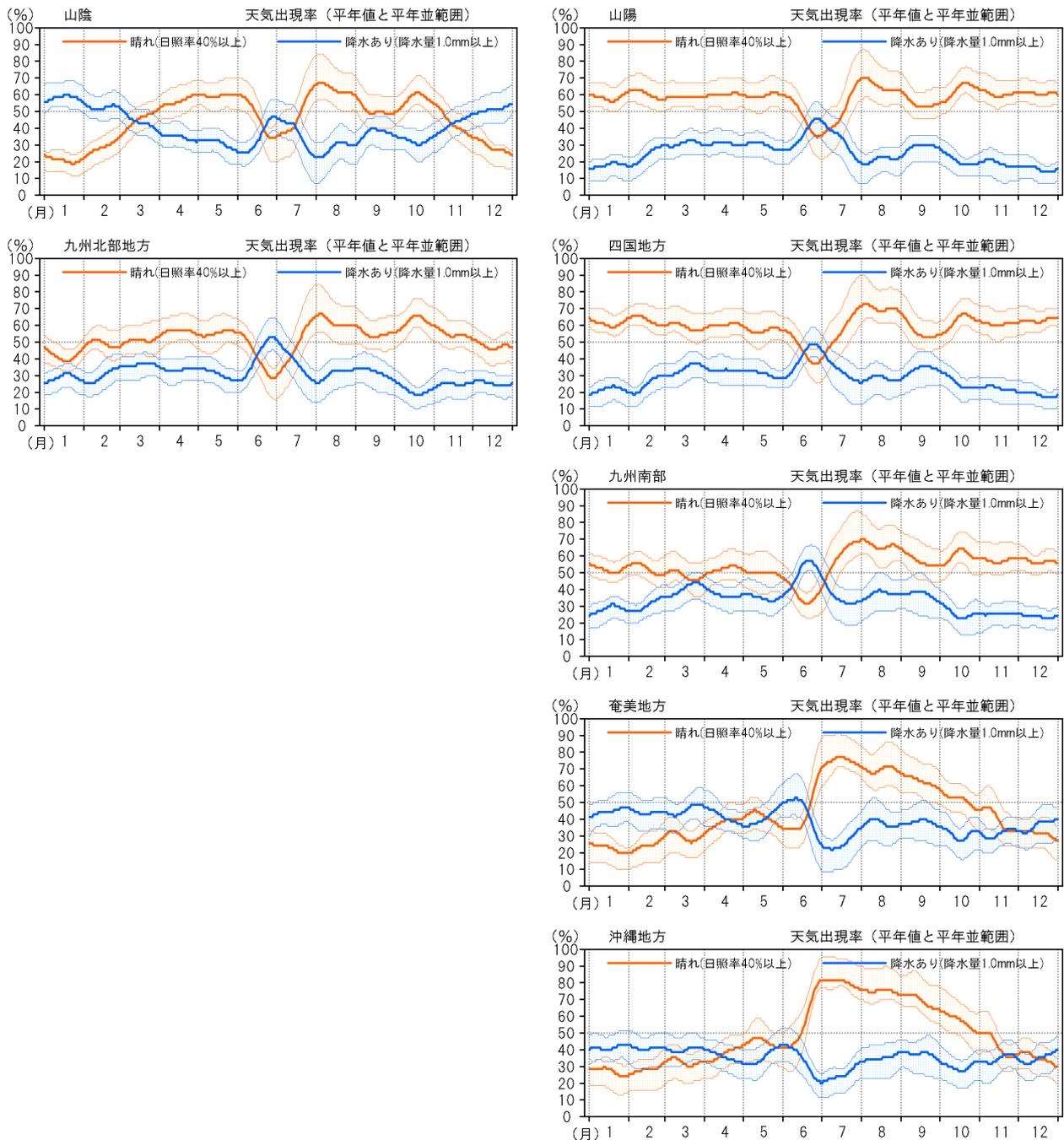
梅雨の時期に対応し、沖縄と奄美では 5 月 ~ 6 月前半、また東北から九州南部にかけては 6 ~ 7 月に、晴れの日が少なく降水ありの日が多くなる。ただし、沖縄と奄美では 5 月の前半に一時、晴れの日が多くなる時期がみられる。北海道では、日本海側では 7 月に晴れの日がやや不明瞭ながらも



第 2.2.7 図 旬間日照時間の平年値  
縦の黒い線は平年並の範囲を示す。



第 2.2.8 図 「晴れ(日照率 40%以上)の日」「降水あり(降水量 1.0mm 以上)の日」の平年の出現率(北海道日本海側～近畿太平洋側)  
 細かい実線は平年並の上限・下限を示す。該当日を中日とする 7 日間合計の予報区内の平均値を日別に集計し、それらの結果を平滑化(9 項移動平均を 3 回行う KZ フィルターを用いる)してある。



第 2.2.9 図 「晴れ(日照率 40%以上)の日」「降水あり(降水量 1.0mm 以上)の日」の平年の出現率(山陰～沖縄)

細い実線は平年並の上限・下限を示す。該当日を中日とする 7 日間合計の予報区内の平均値を日別に集計し、それらの結果を平滑化(9 項移動平均を 3 回行う KZ フィルターを用いる)してある。

少なくなる時期がある。北海道のオホーツク海側と太平洋側では 6～8 月にかけて、降水ありの日は他の季節と比べほとんど変わらないが、晴れの日には少なくなる。

奄美と沖縄は、6 月後半から晴れの日が急激に多くなり、7 月にはその出現率は、全国でも最も

大きい 7～8 割に達する。このほか、東・西日本では 7 月下旬から晴れの日が急激に多くなり 8 月にかけて多い状態が続く。

9～10 月に晴れの日が少なく降水ありの日が多くなるのは、東北から九州までの各地で比較的明瞭に見られ、関東甲信では最も明瞭である。

11 月は日本海側で晴れの日が次第に少なくなり、降水ありの日は次第に多くなる。

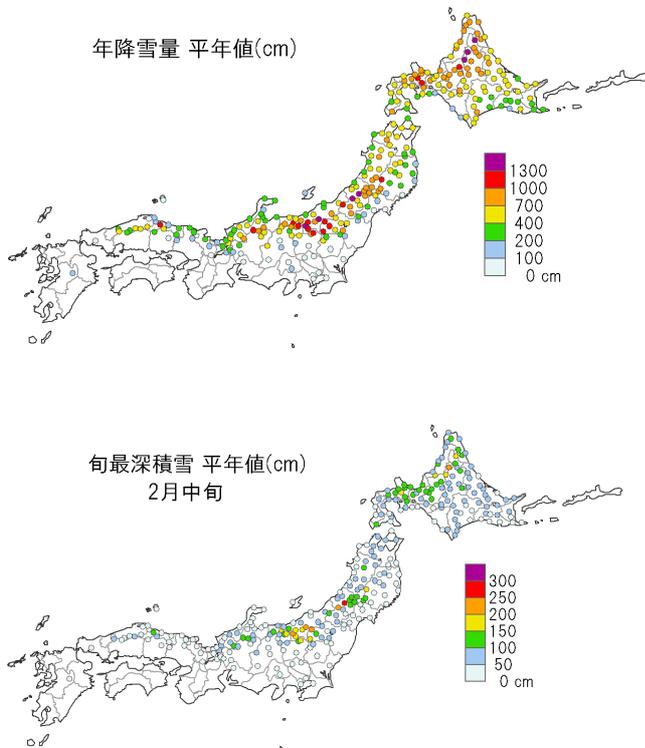
### 2.2.5 降雪量、積雪の深さの季節変化

第 2.2.10 図に年間降雪量平年値の分布図を示す。日本海側のうち、北海道から北陸にかけての山間部、岐阜県や鳥取県の山間部の一部で降雪量が多く、所々で年降雪量が 1,000cm を超えるところが見られる。また、東北北部から北海道にかけては一部を除いて年降雪量が 400cm 以上の地点が広く見られる。

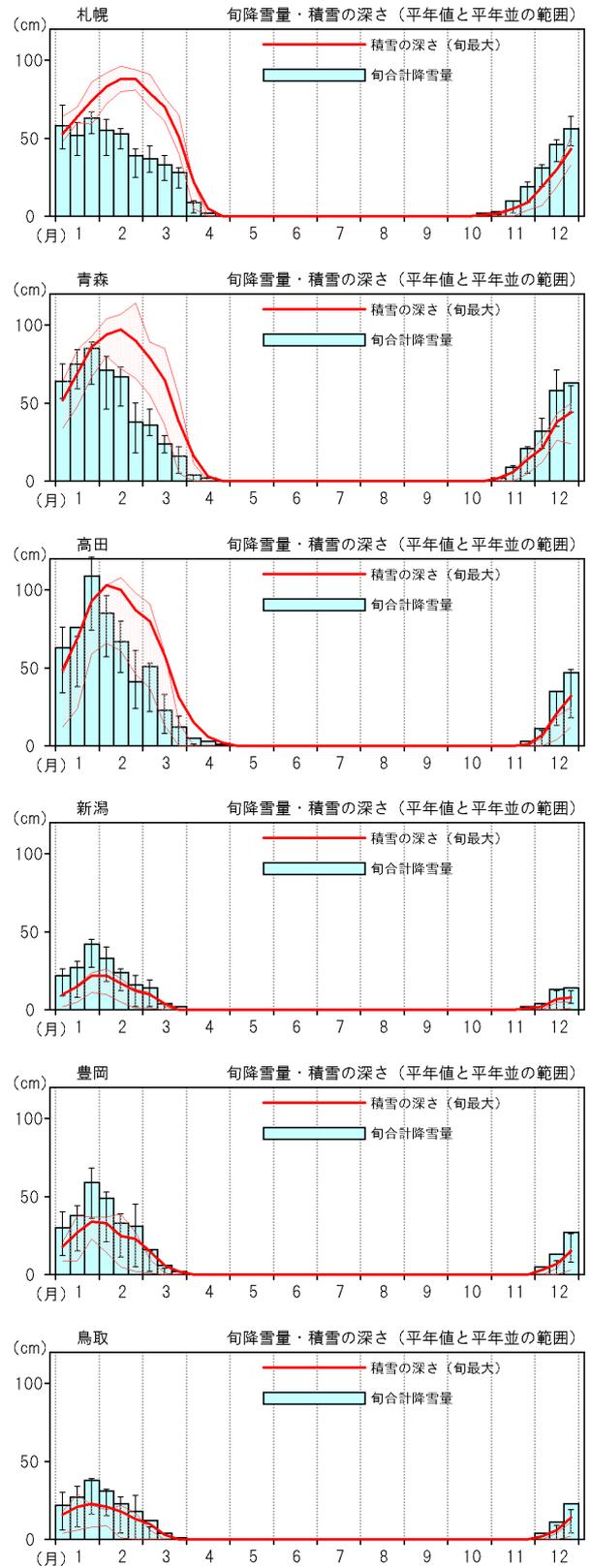
年間の最も積雪の深い時期に相当する 2 月中旬の平年の最深積雪は、北海道日本海側、東北日本海側、北陸と関東甲信北部に 150cm を超えるような地点がみられる。

第 2.2.11 図に、札幌、青森、高田、新潟、豊岡、鳥取における旬降雪量、旬最深積雪の平年値を示す。

降雪量や積雪のある期間は北日本ほど長いが、値は必ずしも北ほど大きいということではなく、



第 2.2.10 図 年降雪量および 2 月中旬の最深積雪の平年値



第 2.2.11 図 旬降雪量(棒グラフ)と旬最深積雪(折れ線グラフ)の平年値  
縦の黒い線、細い折れ線は平年並の範囲を示す。

地形などの影響を大きく受ける。年間で降雪量の最も多い時期は、各地とも1月下旬となっている。積雪が最も多いのは、札幌と青森では降雪量のピークから遅れ2月中～下旬、高田では2月上旬、そのほかの新潟、豊岡、鳥取では降雪量のピークと同じ1月下旬である。降雪量に対する積雪の比は、札幌、青森、高田ではほかの地点より大きい傾向が見られ、2月以降でより顕著である。

なお、旬降雪量、旬最深積雪とも、平年の値が平年並の上限値を上回っている場合があるが、これは平年値の算出に使った30年間のデータが、相対的に値の小さい年が多い一方、飛びぬけて値の大きな年が少数存在する、という特徴を持っていることによる。

初雪（寒候年に降雪を初めて観測した日）と終雪（寒候年に最後に降雪を観測した日）の平年値は、第2.2.1表のとおりである。おおまかには、初雪は北ほど早く終雪は北ほど遅いが、東京の初雪はこの中では最も遅く1月はじめで鹿児島とはほぼ同じである。

第2.2.1表 札幌、仙台、新潟、東京、大阪、鳥取、福岡、鹿児島における初雪と終雪の平年日

地点	初雪(平年日)	終雪(平年日)
札幌	10月28日	4月19日
仙台	11月24日	4月7日
新潟	11月24日	3月30日
東京	1月3日	3月11日
大阪	12月22日	3月11日
鳥取	12月5日	3月25日
福岡	12月15日	3月5日
鹿児島	1月2日	2月16日

## 2.2.6 気温の変動度の季節変化

気温を数週間程度の期間で平均した値が平年並であっても、その期間内で高温の時期と低温の時期が交互に現れるなど気温の変動の大きな場合がある。気温の変動には、移動性低気圧や高気圧など総観規模の擾乱の通過に伴う短い周期の変動と、偏西風の大規模な蛇行や夏の太平洋高気圧の勢力、冬のシベリア高気圧の張り出しの変化などに伴う数日を超えるスケールの変動がある。

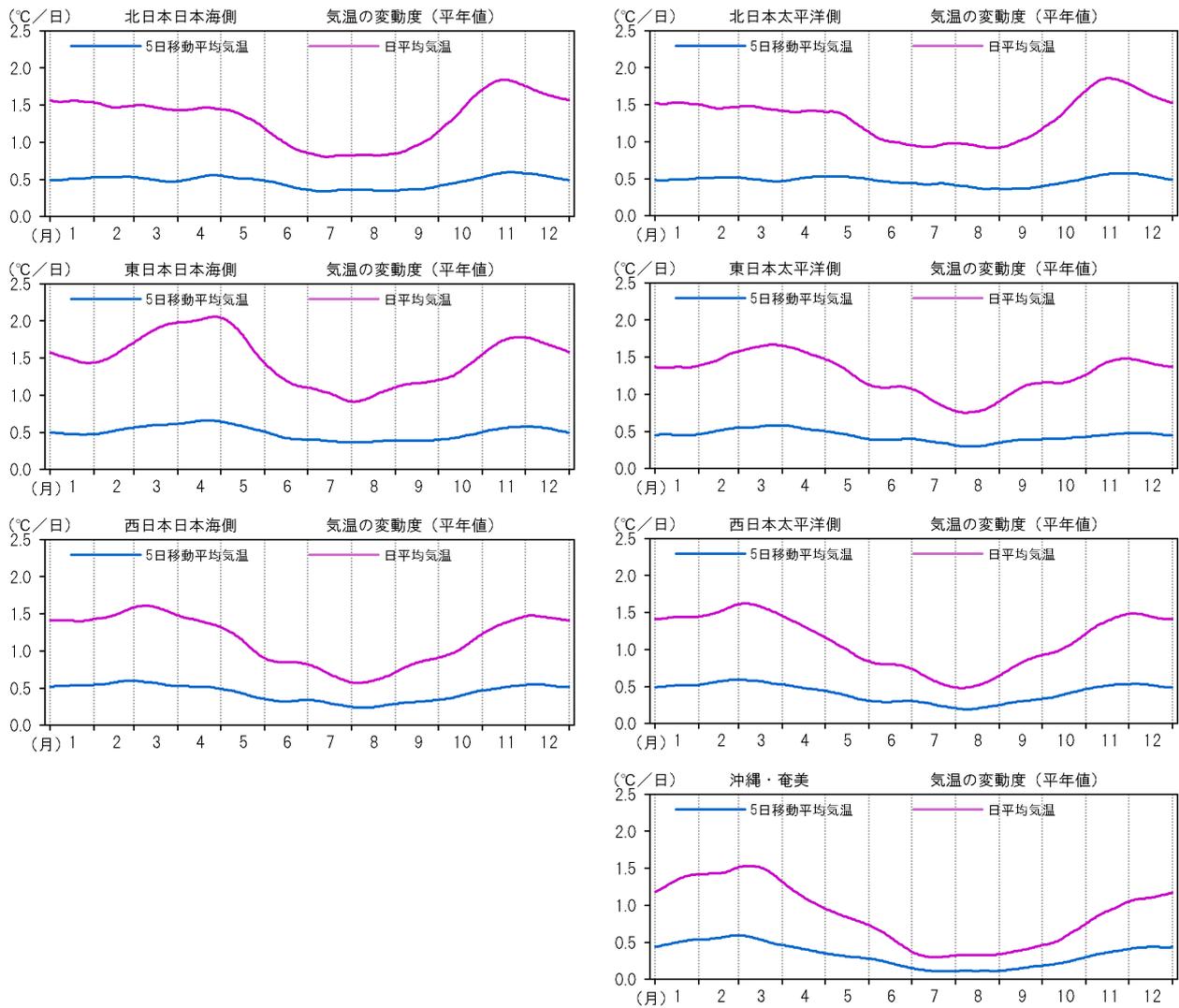
一定期間内（ $n$ 日間）における気温の変動の大きさを以下の式で見積もり、「気温の変動度」と呼ぶことにする。

$$\text{気温の変動度} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |T_i - T_{i-1}|$$

ここで、 $i$ 日目の気温（日別気温または5日移動平均気温）を $T_i$ とし、それに日別気温を使えば結果は「日別気温の変動度」、5日平均気温を使えば「5日平均気温の変動度」となる。5日平均気温の変動度は、偏西風の大規模な蛇行の影響など数日以上周期の変動の大きさを表し、日別気温の変動度は5日平均気温の変動度に、低気圧や高気圧の通過に伴う短い周期の変動が加わったものとみることができる。

第2.2.12図に、地方ごとの気温の変動度（青線：5日平均気温の変動度、紫線：日別気温の変動度）の平年値の季節変化を示す。当然のことながら日別気温の変動度は、5日平均気温の変動度より大きく、夏季において、前者は後者の2倍程度、それ以外の季節は3倍程度となっている。

日別気温、5日平均気温、どちらの気温の変動度も季節によって値が変わる。どの地方もおおむね春と秋に極大、夏に極小がある。春の極大は西日本や沖縄・奄美では2～3月、東日本では3～5月、北日本では極大が不明瞭である。秋の極大は北日本では11月、東・西日本では11～12月で、沖縄・奄美では極大が不明瞭である。また、夏の極小は沖縄・奄美では他の地方より明瞭である。



第 2.2.12 図 地方ごとの気温の変動度（青線：5 日平均気温の変動度、紫線：日別気温の変動度）の平年値

## 2.3 日本の天候の季節変化をもたらす大気循環場の季節変化

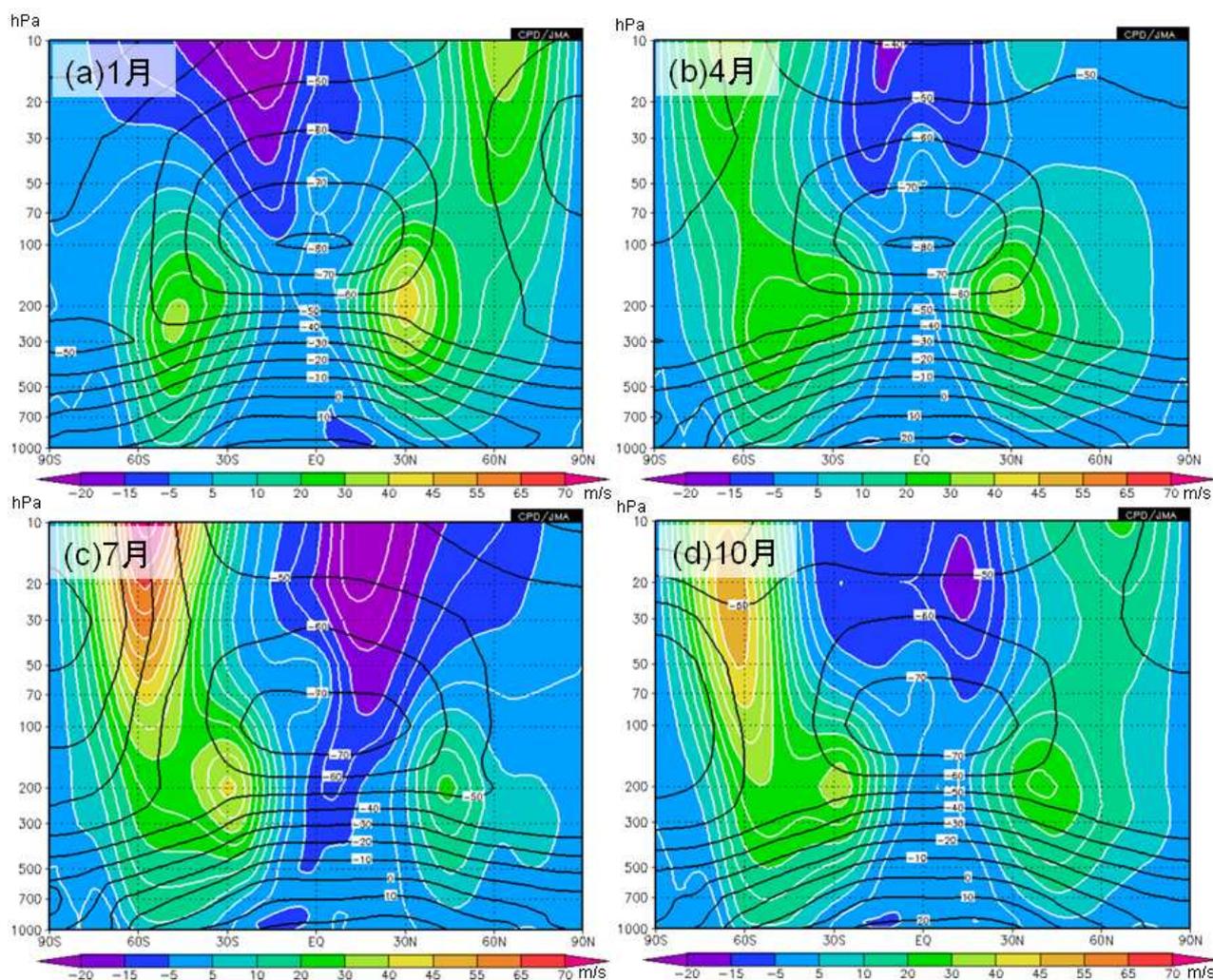
本節では、第2.2節で示した日本の天候の季節変化をもたらす大気循環場の季節変化について、その要因も含めて説明する。まず、第2.3.1項～第2.3.3項で、偏西風、移動性擾乱、太平洋高気圧など日本の天候に直接影響を与える現象の季節変化と年ごとの変動について述べる。続いて第2.3.4項～第2.3.5項では、これらの現象の変化の背景となる、アジアモンスーン、熱帯域大気・海洋循環場の季節変化について述べる。

### 2.3.1 日本付近のジェット気流の変化とその要因<sup>1</sup>

本項は、中三川(2007)をもとに、2010年平年値を用いて、加筆・修正したものである。

#### (1) 偏西風とジェット気流

極を中心にして西から東に向かって吹く地球規模の帯状風を偏西風という。偏西風には中緯度帯の対流圏を吹くもののほか、成層圏や熱帯の上空で卓越する西風もあるが、ここでは中緯度帯の対流圏に注目する。第2.3.1.1図は帯状平均した東



第2.3.1.1図 帯状平均東西風平年値と帯状平均気温月平均平年値の鉛直分布(1000～10hPa)

(a) 1月、(b) 4月、(c) 7月、(d) 10月

白線は帯状平均東西風で等値線の間隔は5m/s毎、黒線は帯状平均気温。等値線の間隔は10毎。平年値は1981～2010年の30年平均値。

<sup>1</sup> 中三川 浩

西風および気温の季節別の分布である。この図で示されるように、偏西風は南北両半球の中緯度帯の対流圏を年間を通して吹いている。偏西風は中緯度帯を南北両半球取り巻くように帯状に幅を持って吹いているので、これらの地域を偏西風帯と呼んでいる。また、このうち、対流圏上部に見られる偏西風の特に強い部分をジェット気流と呼んでいる。その状態が、強い流れが幅の狭い領域に集中する気体の噴流に似ていることから、こう名付けられた(朝倉 1985)。気象解説では、「偏西風の軸」と呼ぶこともある。

偏西風帯には波動が観測され、偏西風は北にあるいは南に蛇行する性質があり、北半球では一般にもっとも北上したところが気圧の尾根、もっとも南下したところが気圧の谷に対応している。以下、偏西風の中でもっとも風の強い部分であるジェット気流について、詳しく解説する。

ジェット気流は、高緯度側の 300hPa 付近(上空約 9,000 メートル)に中心を持つものと低緯度側の 200hPa 付近(上空約 12,000 メートル)に中心を持つものに、明確に分かれて存在することがしばしば見られ、前者を寒帯前線ジェットあるいは極前線ジェット、後者を亜熱帯ジェットと呼んでいる。それぞれのジェットの成因は異なっており、以下のとおりである。

まず、亜熱帯ジェットの成因について説明する前に、その成因に重要な熱帯域での循環について簡単に述べておく。対流活動が活発な熱帯域では上昇気流が発生し、対流圏上層で極側に向かい 30°N 帯付近で下降する。対流圏下層では赤道側に向かう流れが見られる。このような低緯度における子午面方向の南北直接循環をハドレー循環という(第 2.3.5 項(3)参照)。この循環の上昇気流域は対流活動が活発な熱帯収束域に、下降気流域は亜熱帯高気圧域に対応する。このハドレー循環に伴い低緯度側の角運動量(西風運動量)が極向きに輸送され、収束することで、亜熱帯ジェット(強い西風)が形成される。一方、寒帯前線ジェットは、寒気と暖気が接し、等温線が集中して大きな水平温度傾度が生じる場所に、温度風の関係を満たすように形成される。

寒帯前線ジェットは、傾圧不安定波が亜熱帯ジェットの持つ西風運動量を北に運ぶことにより、維持・強化される。一方で亜熱帯ジェットは減速する。なお、亜熱帯ジェットも温度風関係を満たしているが、主な成因は前述の通り、角運動量の収束により説明される。第 2.3.1.1 図から、対流圏ではジェット気流付近で水平方向の温度傾度が大きく、温度風関係を満たしていることが確認できる。

次に、寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェットの変動性の違いについて説明する。寒帯前線ジェットは、主に寒帯前線に付随して現れることから、寒帯前線の移動や水平温度傾度の変化に応じて、比較的短時間に大きく蛇行したり、分流や合流を繰り返す性質がある。しかもその位置は年により大きく異なるため、平均図(平年図)では不明瞭となる。これを具体例で示す。

第 2.3.1.2 図は 200hPa の風ベクトルと東西風で、それぞれ、7 月の月平均の平年図(同図(a))、1981~2010 年の 30 年平均、以下同様)、2012 年 7 月の月平均図(同図(b))、2012 年 7 月 20 日の日平均図(同図(c))である。平年の月平均(7 月)と特定の年の月平均(2012 年 7 月)を比べると、特定の年の月平均のほうが、寒帯前線ジェットが明瞭に示されることがわかる。さらに、特定の日平均(2012 年 7 月 20 日)と月平均(2012 年 7 月)を比べると、特定の日平均の寒帯前線ジェットが明瞭で蛇行が大きいことがわかる。

一方、亜熱帯ジェットは、寒帯前線ジェットに比べて蛇行が小さく、位置の変化が小さいために、平均図でも明瞭である。第 2.3.1.2 図(a)~(c)を比較すると、いずれの図も亜熱帯ジェットが明瞭である。また、ほぼ同じ緯度帯で環状に取り巻いて存在しているため、帯状平均した図(第 2.3.1.1 図)でも明瞭に認められる。

亜熱帯ジェットは、冬は赤道寄りに位置し、年間を通じて最も強い。北半球の場合、平年の月平均帯状平均場(第 2.3.1.1 図(a))での風速はジェットの中心で 40m/s 程度となる。特に、寒帯前線ジェットと合流する日本付近からその東海上で最

も強く、月平均は平年で 70m/s 程度、年によっては 90m/s 近くに達する場合もある。当然、日々の変動はより大きく、100m/s を超えることも珍しくない。夏には、亜熱帯ジェット気流は高緯度寄りに位置し、弱くなる。帯状平均場での中心付近の風速は、北半球で 20m/s 程度である（第 2.3.1.1 図(c)）。

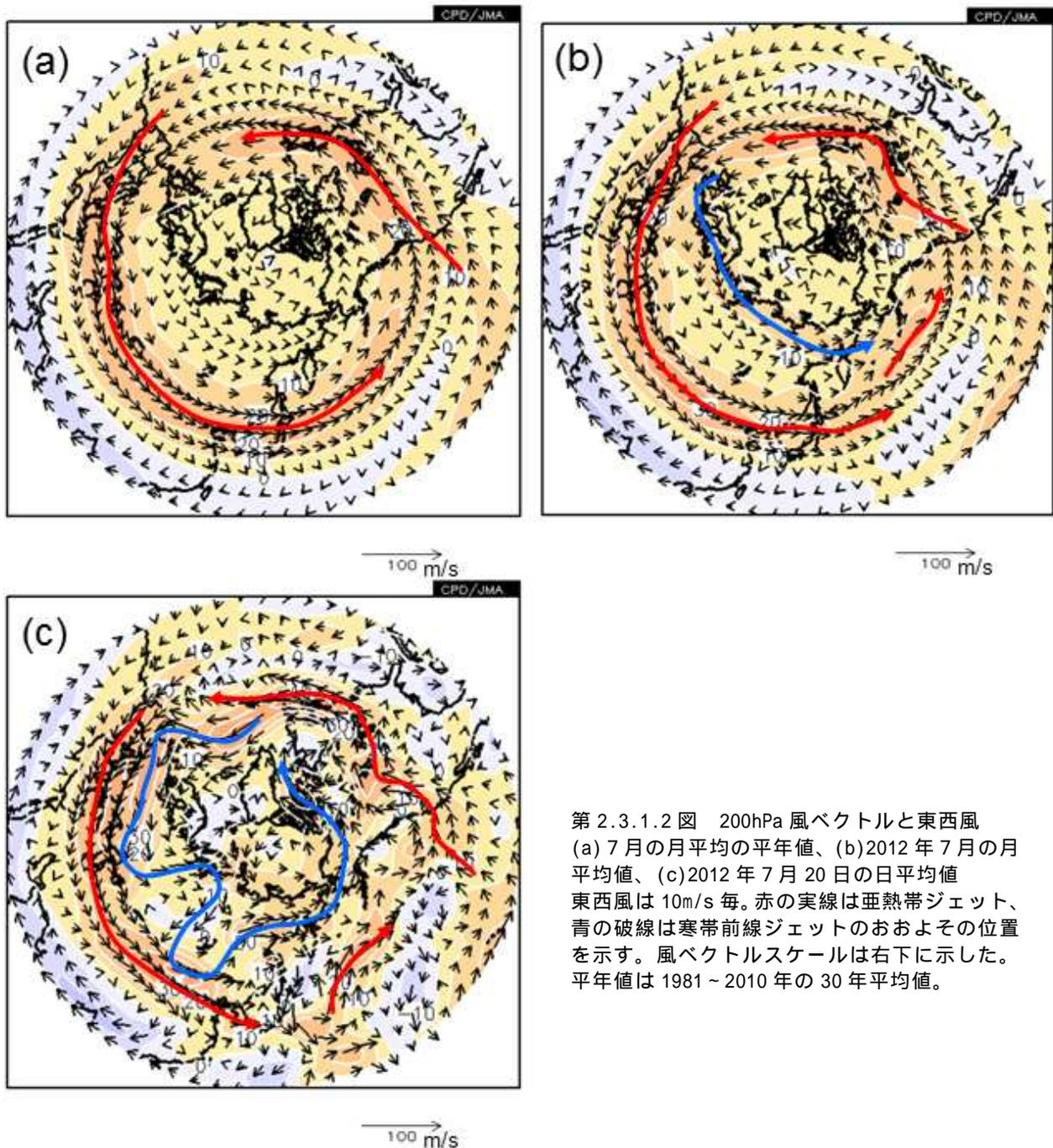
(2) 日本付近のジェット気流

ここでは、日本の天候に関係の深いユーラシア

大陸から北太平洋にかけてのジェット気流の季節変化などの特徴について解説する。

第 2.3.1.3 図は、ユーラシア大陸から日本付近の 200hPa の風ベクトルと東西風の平年値を季節別（1月、4月、7月、10月）に示したものである。

冬は 30°N 付近を吹く亜熱帯ジェット気流とユーラシア大陸上の 50°N~60°N 帯を吹く寒帯前線ジェット気流が日本付近で合流し、日本の南海上で 70m/s を超える強いジェット気流が形成されて



第 2.3.1.2 図 200hPa 風ベクトルと東西風  
 (a) 7月の月平均の平年値、(b)2012年7月の月平均値、(c)2012年7月20日の日平均値  
 東西風は10m/s 毎。赤の実線は亜熱帯ジェット、青の破線は寒帯前線ジェットのおおよその位置を示す。風ベクトルスケールは右下に示した。平年値は1981~2010年の30年平均値。

いることがわかる(第2.3.1.3図(a))。

春にはジェット気流は次第に北上し、日本付近でジェット気流の中心は西日本付近まで北上する(第2.3.1.3図(b))。また、チベット山岳付近ではその上流側や下流側に比べ東西風がやや弱まり、弱い蛇行がみられることから、亜熱帯ジェット気流がチベット山岳の南や北を迂回する傾向があることを示唆している。

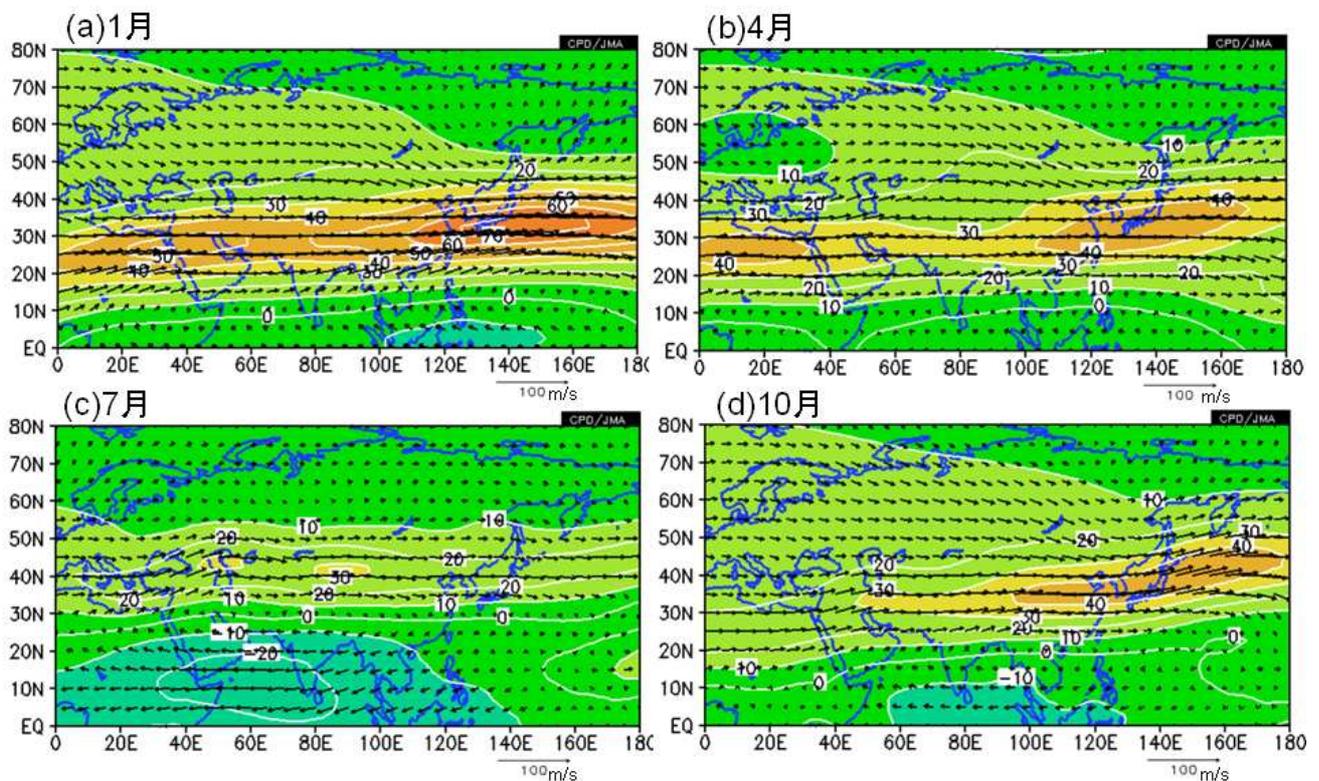
その後、ジェット気流は夏にかけてさらに北上し、その中心軸は7月には東北地方(第2.3.1.3図(c))に、8月には北海道の北まで北上する(図略)。夏の寒帯前線ジェット気流は、70°N付近に見られ、亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流の日本付近での合流は見られず、他の季節に比べて分流傾向が明瞭となる。このため、他の季節と異なり、日本付近でジェット気流が強まるという傾向は見られない。

8月以降、次第にジェット気流は南下し、10月

には東日本付近にジェット気流が位置するようになる(第2.3.1.3図(d))。

次に、日本付近でのジェット気流の季節変化を、140°Eに沿う200hPa東西風の平年の緯度時間断面図(第2.3.1.4図)を用いて連続的に見る。12月から2月までは位置の変化は殆ど無く、3月以降風速は弱まりながらゆっくり北上する。7月の中頃には、ジェット気流の軸は不連続に北上する。これが梅雨明けに相当する変化を示している。

第2.3.1.4図には現業的に亜熱帯高気圧の勢力の目安とされている500hPaの高度5,880mの等値線、および北への張り出しの状況が分かりやすいよう5,870mの等値線も記入した。この図では、6月中頃から7月中頃にかけて、亜熱帯高気圧の北上は緩やかとなっている。これは、梅雨前線がその北縁に位置し、本州付近では梅雨による曇雨天が続くことに対応している。一方、沖縄・奄美では亜熱帯高気圧の緩やかな北上の過程で6月下旬に



第2.3.1.3図 200hPaの風と東西風の月平均平年値の分布

(a) 1月、(b) 4月、(c) 7月、(d) 10月

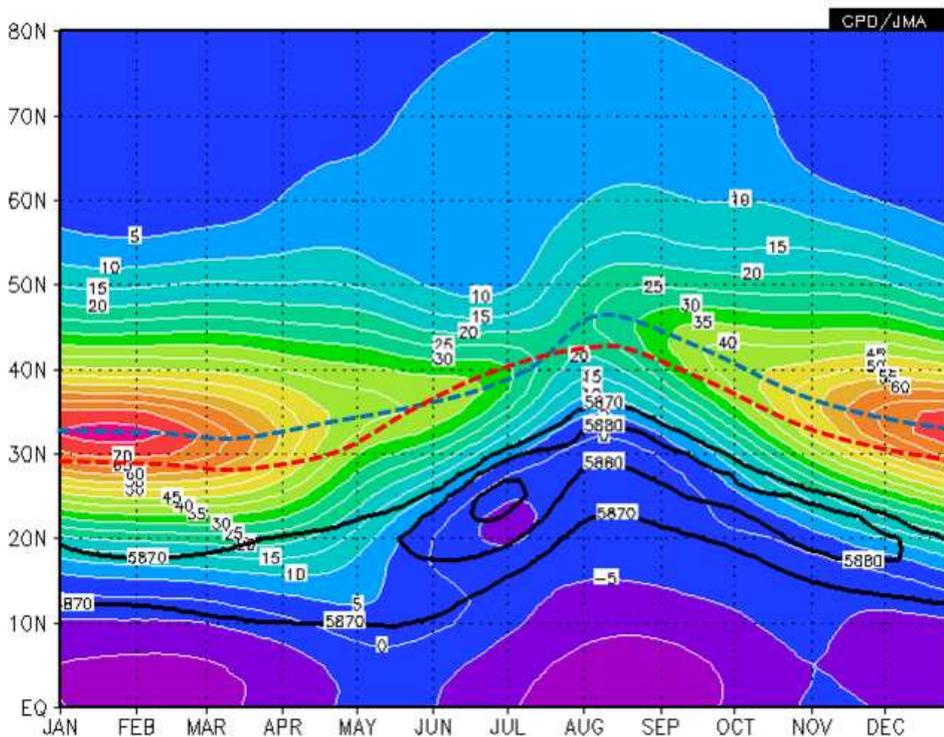
東西風の等値線間隔は10m/s毎。風ベクトルのスケールは右下に示した。平年値は1981~2010年の30年平均値。

その勢力下に入り、梅雨明けを迎える。7月下旬には亜熱帯高気圧の勢力が一気に強まり、本州付近はその勢力下に入る。同時に亜熱帯ジェット気流も北日本以北に北上する。これが、循環場から見た梅雨明けである。

日本付近で7月下旬に不連続にジェット気流が北上するのは、亜熱帯高気圧が急速に強まることと関連しているが、亜熱帯高気圧が急速に強まる理由として、次の研究がある。

梅雨明けに先立つ数週間前から、西部太平洋域で形成される亜熱帯高気圧の一部である小笠原高気圧が海上風速を弱め、海面水温が上昇することにより、この地域で7月下旬に対流活動が急速に発達する。それにより、小笠原帯高気圧がその北側で強まる(Ueda and Yasunari 1996)との考えである。この研究は、亜熱帯高気圧の強まりの要因を対流活動の変化に求めたものであるが、一方、

亜熱帯ジェット気流上を定常ロスビー波<sup>2</sup>が伝播し、西風が弱くなる日本付近で波が増幅し、小笠原高気圧が強まる(シルクロードパターン)といった研究もある(Enomoto 2004)。最近の研究では、Ueda and Yasunari (1996)が指摘した7月下旬の西部太平洋域での急速な対流活動の発達について、Wu and Chou(2012)は対流圏上層の循環の変化の影響も指摘している。すなわち、7月下旬の亜熱帯ジェット気流の急速な北上に先立ち、亜熱帯ジェット気流の弱まりがみられ、これに伴い下流側の循環が急速に変化し、日付変更線付近のミッドパシフィックトラフ域(第2.3.5項(3)参照)で対流圏上層の発散が強化されることや対流圏上層の高渦位が南下西進することなどにより、西部太平洋域の対流活動が活発化すると考えである。これらの効果とともに Enomoto(2004)が指摘したシルクロードパターンが影響して、循環の不連続



第2.3.1.4図 140°Eに沿う200hPa東西風平年値の緯度・時間断面図

等値線の間隔は5m/s毎。黒太線は5870m、5880m、5890mの等値線。5880mの等値線は亜熱帯高気圧の勢力範囲の目安として用いられる。140°E(100°E)の西風の強風軸を青(赤)破線で示す。平年値は1981~2010年の30年平均値。

<sup>2</sup> 地球の回転の影響で、大気中や海洋に存在する長いスケールの波をロスビー波と呼び、そのうち、波の位相が停滞するものを定常ロスビー波と呼ぶ。ロスビー波について詳しくは第5章を参照されたい。

な変化をもたらしている」と指摘している。このように、季節変化に伴う亜熱帯ジェット気流沿いの定常ロスビー波の増幅や西部太平洋域での対流活動の急激な強まりに対応して、7月下旬に日本付近で亜熱帯ジェット気流が不連続に北上する、と考えられる。

8月以降、ジェット気流は次第に風速を強めつつ南下する。南下のスピードは、春の北上に比べて早く、日本付近での冬から夏へのジェット気流の変化と夏から冬への変化は対称的ではない。こうしたジェット気流の季節変化の非対称性は、アジアモンスーンの地域的な季節変化と密接に関係している。すなわち、夏のアジアモンスーンに伴う対流活動の活発化は、3つのフェーズに分けられ、5月中頃からインドシナ半島、6月にはインドで、そして最後に7月下旬以降東アジアや西部太平洋で活発化する(Chou et al. 2011)。こうした対流活動の活発化やチベット上での加熱に伴いチベット高気圧が強化され、アジア大陸上ではジェット気流は順調に北上する(第2.3.1.4図に100°Eでのジェット気流の軸を赤線で示す)。これに対して、日本付近では、ジェット気流を大きく北上させる要因となる西部太平洋での対流活動の活発化は7月下旬以降であることから、ジェット気流の北上が大陸に比べ遅れる。一方、夏のモンスーン活動に伴う対流活動の弱まる時期は、地域的に大きな差がない(Wang and Ho 2002)。こうしたことから、大陸上ではジェット気流の北上や南下が比較的対称(第2.3.1.4図の赤線)であるのに対し、日本付近では夏のジェット気流の北上が遅くなる分、季節的なジェット気流の変化の非対称性が大きくなるといえる(第2.3.1.4図の青線)。このジェット気流の季節変化の非対称性が、第2.1節で述べた日本の気温の季節変化の非対称性と対応している。

### (3) 回帰分析から見たジェット気流の変動と日本の天候

ジェット気流の変動と関連した北半球規模で卓越する変動として北極振動(A0)が知られている。

A0は、冬期に卓越し、北極域と中緯度域の気圧偏差が逆符号となるほぼ同心円状の偏差パターンであり、成層圏にまで及ぶような背の高い構造をもつ(Thompson and Wallace(1998)や第2.4.1項(3)を参照)。

A0の変動と日本の天候は密接に関連しており、その変動の監視や予測は大変重要である。A0の指標として、気象庁では冬平均の500hPa高度場の主成分分析(非回転)の第1主成分を監視しており、そのスコアが正(負)の場合には、高緯度側の500hPa高度が負(正)偏差、中緯度帯が正(負)偏差となり、日本では暖冬(寒冬)となりやすい。A0は、寒帯前線ジェット気流の強弱に関連するジェット気流の南北振動パターンであるともいえ、前田ら(2006)は、記録的低温となった2005年12月のジェット気流の異常(ジェット気流が35°N付近で極端に強く、55°N付近で極端に弱い)とその維持、すなわち負のA0の維持の要因について考察を行っている。また、2009/2010年冬はエルニーニョ現象が発生していたが、負のA0が卓越したため、エルニーニョ現象に伴う日本付近への大気場への影響が不明瞭であった。

一方、夏のジェット気流の変動と日本の天候との関連では、記録的冷夏となった2003年の状況が特徴的であった。2003年夏の循環場の特徴として、帯状平均した寒帯前線および亜熱帯ジェット気流が平年に比べ明瞭であり、ダブルジェットの構造をしていたことが挙げられる。前田ら(2005)は、ユーラシア大陸で寒帯前線ジェット気流が明瞭であったことが、定常ロスビー波の導波管<sup>3</sup>の役割を果たしており、波のエネルギーの伝播により東シベリアで気圧の尾根が発達し、オホーツク海高気圧が維持されたことを指摘している。

このように、日本周辺でのジェット気流の位置

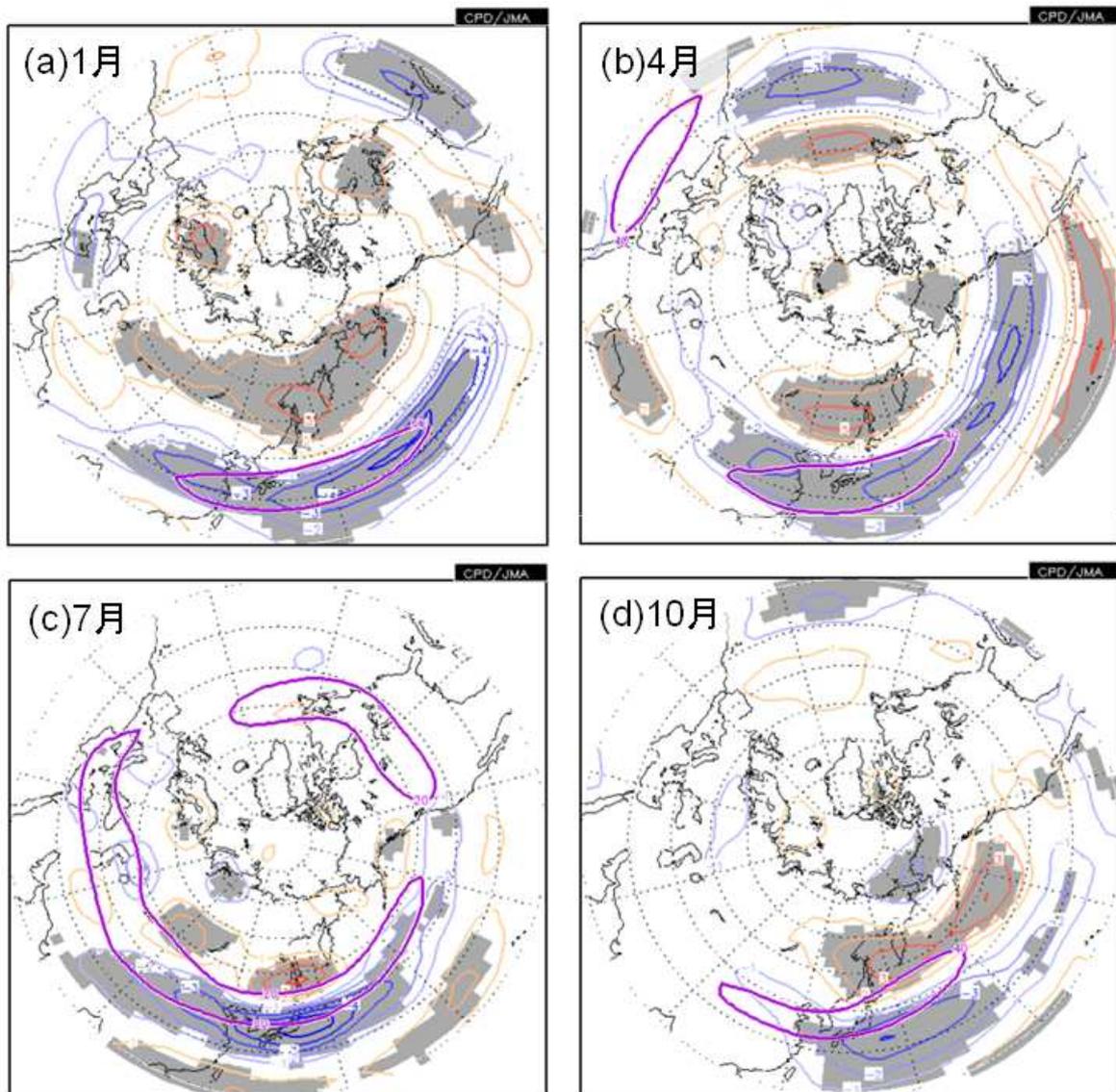
<sup>3</sup> 中緯度に狭く強いジェット気流が存在すると、この緯度帯では、ある東西波長の定常ロスビー波は極向きに伝播する場合も赤道向きに伝播する場合も屈折し、ジェット気流の存在する緯度帯から外へ伝播できない。この様子が、工学の分野での光や波を閉じ込めて効率良く伝送することができる管と類似しているため、導波管という言葉が使われている。詳しくは第5.1.9項参照のこと。

や強さの変動と、日本の天候が密接に関連していることは、過去の様々な調査や研究から明らかとなっている。ここでは、日本の天候とジェット気流の南北変動や強さの関係を、気温や降水量と200hPaの東西風速の回帰係数分布により、解説する。なお、ジェット気流（偏西風）の蛇行も日本の天候に大きく影響するが、それについては、第2.4.1項で詳述する。

各季節の中間月（1月、4月、7月、10月）での200hPa東西風偏差について、地域平均した月平

均気温平年差（第2.3.1.5図）および月降水量平年比（第2.3.1.6図）との線形回帰係数を示す。ここでは東日本の月平均気温平年差および西日本太平洋側の月降水量平年比との関係のみ示す。回帰係数分布図は規格化した気温偏差（降水量平年比）が+1.0のときの200hPa東西風の偏差の分布を示している。t検定により5%の危険率で有意な領域を陰影で示している。また、平年の特定の東西風速の等値線を紫の線で示す。

気温に関しては、第2.3.1.5図(a)に示すように、



第2.3.1.5図 東日本の気温偏差と200hPa東西風の回帰係数

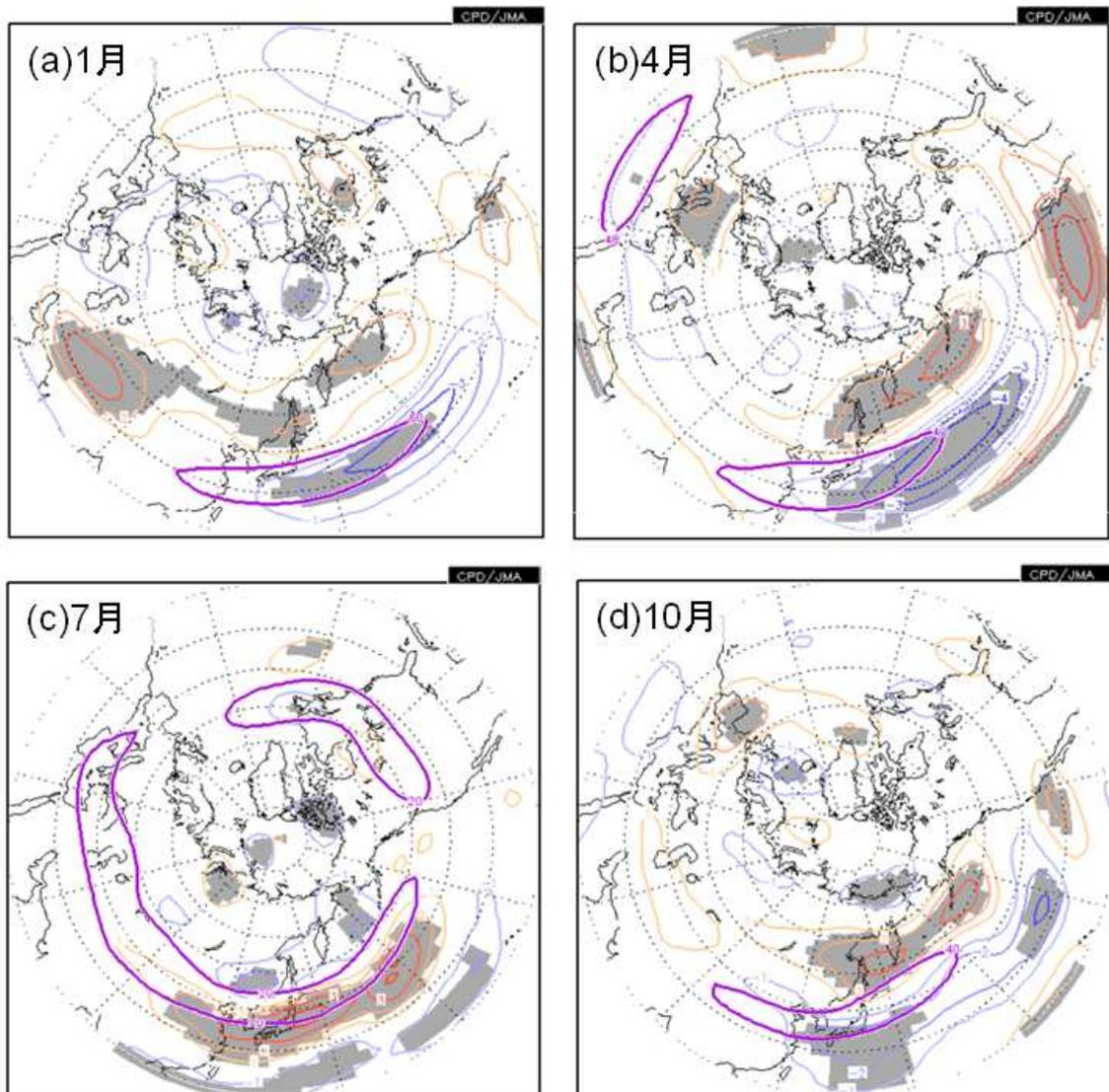
(a) 1月、(b) 4月、(c) 7月、(d) 10月

回帰係数の等値線の間隔は1m/s毎。気温が正偏差の場合に、青系統の線は東風偏差を、赤系統の線は西風偏差を表す。t検定により5%の危険率で有意な領域を陰影で示した。紫の線は、平年の(a)60m/s、(b)(d)40m/s、(c)20m/sの等値線を示す。統計期間は1981~2010年。

1月における東日本の気温の変動は、日本の南海上から太平洋上の 30°N 帯での西風とシベリアからアリューシャン列島の 60°N 帯での西風の強弱のコントラストと関連している。これは、亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流が日本付近で合流し、日本の南海上から太平洋上で平年より西風が南偏して強いときには東日本では低温となり、逆に、両者の合流が弱く平年より西風が北偏している場合には高温になることを表している。この傾向は概ね各季節に共通している（同図(b)～(d)）。図には示さないが、他の地域も、亜熱帯ジェット気流の直接の影響が見られなくなる夏の沖縄・奄美を除き、地理的位置の違いに応じて、回帰係数の南北方向のずれや大きさの違いは見ら

れるが、類似した偏差パターンが見られる。

さらに、季節進行の早さという観点から4月と10月のジェット気流の位置や強弱の関係を見る。4月の低温時には亜熱帯ジェット気流が中心付近で強い傾向がある(第2.3.1.5図(b))。第2.3.1.4図から亜熱帯ジェット気流が同緯度帯で4月よりも3月に強いことを考えると、4月の低温時は3月のジェット気流の特徴を有しており、循環場の観点から季節進行が遅いといえる。10月の低温時は、4月と異なりジェット気流の中心の南側で強い特徴がある(第2.3.1.5図(d))。第2.3.1.4図から10月から11月にかけては亜熱帯ジェット気流が南下しつつ強まることを考えると、10月の低温時は、11月の特徴を有しており、やはり循環場



第2.3.1.6図 第2.3.1.5図と同じ。ただし、西日本太平洋側の降水量平年比との回帰係数

の観点から、季節進行が早いといえる。

次に、降水量とジェット気流の関係について概観する(第2.3.1.6図)。1月の西日本太平洋側の降水量とジェット気流については、有意な相関の領域が少ないが、日本の南でジェット気流が弱い傾向が見られる。これは気温との関係で見られたように亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流の合流が弱いことに対応し、冬型の気圧配置が持続しにくく、その分擾乱の影響を受けやすいことを示唆している。これは他の地域の太平洋側の降水量とも共通している。4月と10月は気温と同様に、亜熱帯ジェット気流が南偏している場合には降水量が少なくなる。東日本太平洋側の降水量との関係でも、この東西風の特徴は共通している。7月になると、降水量が多いときに、亜熱帯ジェット気流が南偏しかつ強いことを示しており、4月や10月とは北偏・南偏という点では逆の関係となる。7月は梅雨時期にあたり、亜熱帯ジェット気流が南偏しているということは、梅雨前線の北上が見られない、あるいは遅いということに対応しているためとみられる。また、亜熱帯ジェットが強いということは、傾圧性が強く、擾乱の活動が活発であることを示唆している。Sampe and Xie(2010)は、梅雨期には大気中層のジェット気流は大陸の暖気を移流するために上昇気流をもたらし、対流不安定な成層と非断熱的な加熱を通じて活発な対流活動を形成することにより、梅雨前線帯の降水を維持していると指摘している。

なお、このような西日本太平洋側の特徴が他の地域に必ずしも共通して見られるわけではないことには注意が必要である。冬の日本海側の降水量は寒気の強さと関連が見られ、一方、盛夏期の沖縄・奄美での降水量は亜熱帯高気圧の動向と関連が強い。また、他の季節や地域においてもジェット気流の位置や強さと降水量の多寡に関連する低気圧の経路や活動が必ずしも連動しているわけではないので、降水量とジェット気流の関係は単純ではない。

#### 参考文献

- 朝倉正, 1985: ジェット気流. 気候学・気象学辞典, 二宮書店, 742pp.
- 中三川浩, 2007: ジェット気流. 平成19年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 12-20.
- 前田修平, 佐藤均, 小林ちあき, 2005: 北半球ダブルジェット. 気象研究ノート, **210**, 40-45.
- 前田修平, 佐藤均, 小林ちあき, 2006: 2005年12月の日本の異常低温と大気大循環. 気象庁平成18年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 74-86.
- Chou, M. -D., C. -H. Wu, and W. -S. Kau, 2011: Large-scale control of summer precipitation in Taiwan. *J. Climate*, **19**, 5081-5093.
- Enomoto, T., 2004: Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1019-1034.
- Sampe, T. and S. -P. Xie., 2010: Large-Scale Dynamics of the Meiyu-Baiu Rainband: Environmental Forcing by the Westerly Jet. *J. Climate*, **23**, 113-134.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Ueda, H. and T. Yasunari, 1996: Maturing process of summer monsoon over the western North Pacific - A coupled Ocean/Atmosphere system. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 493-508.
- Wang, B. and L. Ho, 2002: Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J. Climate*, **15**, 386-398.
- Wu C. -H. and C. -D. Chou, 2012: Upper-Tropospheric Forcing on Late July Monsoon Transition in East Asia and the Western North Pacific. *J. Climate*, **25**, 3929-3941.

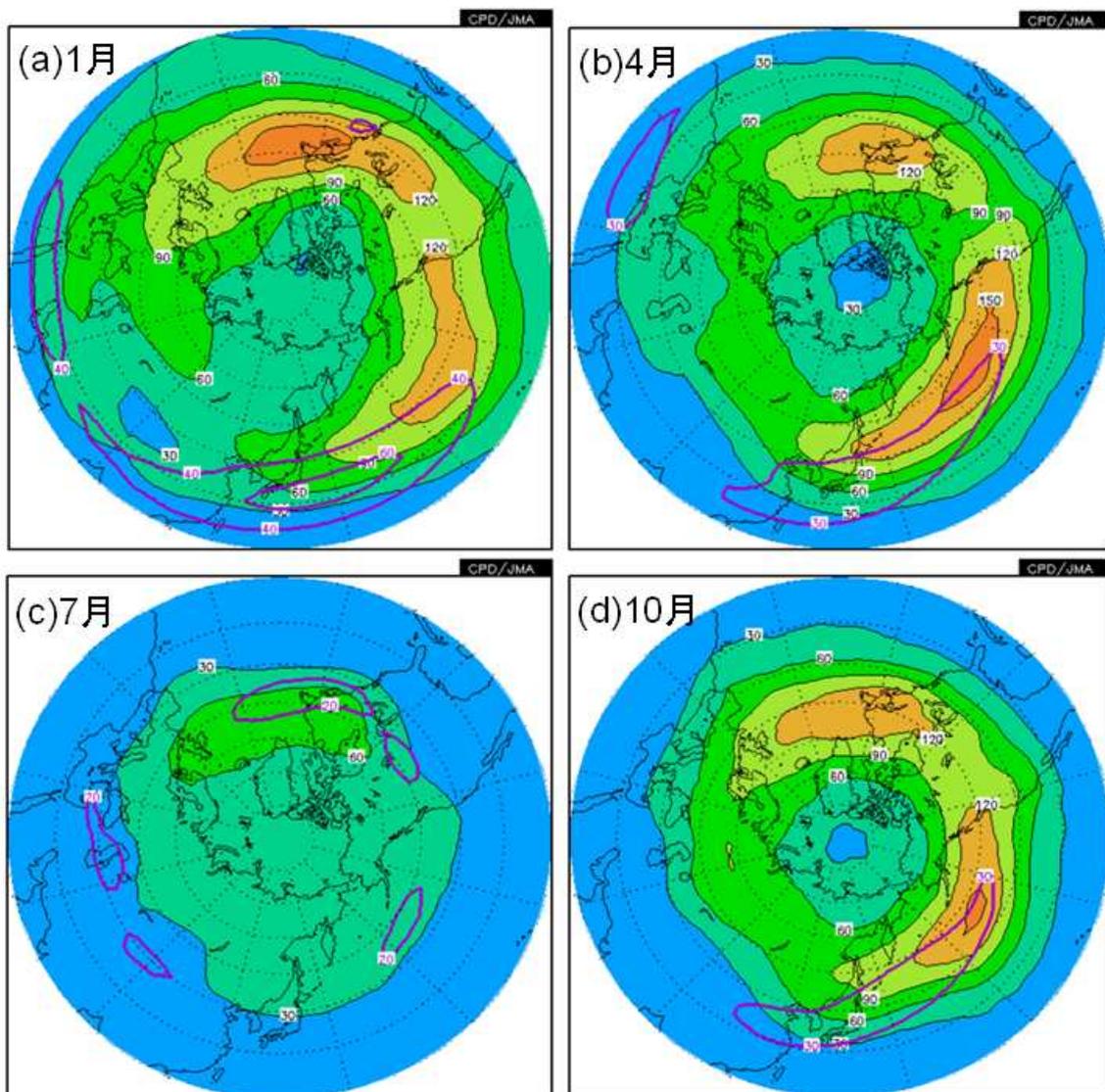
### 2.3.2 日本付近の移動性擾乱の活動の変化とその要因<sup>1</sup>

本項は、藤川(2007)をもとに、2010 年平均値を用いて、加筆・修正したものである。

#### (1) 移動性擾乱の気候的特徴

総観規模の移動性の低気圧や高気圧（傾圧不安定波）のことを移動性擾乱と呼び、中緯度帯では一般に偏西風に流され、西から東に移動する。こうした移動性擾乱は、傾圧不安定理論によれば、

成長率はコリオリ因子（ $f$ ）や西風の鉛直シア（温度風平衡を通じて南北温度傾度に比例）に比例することが示されており、数日のスケールで発達する（中村 1995）。第 5.1.8 項で説明するとおり、移動性擾乱は、亜熱帯ジェット気流に伴う西風運動量を北向きに運ぶことや北向きの熱輸送を行い、鉛直シアを弱める一方、中緯度帯のジェット気流を維持・強化するという効果があり、ジェット気流と移動性擾乱は密接に関係している。2009/2010 年冬は、記録的に大きい負の A0 が卓



第 2.3.2.1 図 300hPa の移動性擾乱活動度の月平均年平均値の分布

(a) 1 月、(b) 4 月、(c) 7 月、(d) 10 月

等値線間隔は  $30\text{m}^2/\text{s}^2$  毎。紫線は 300hPa 東西風の平均の (a)  $40\text{m/s}$  および  $60\text{m/s}$ 、(b) (d)  $30\text{m/s}$ 、(c)  $20\text{m/s}$  の等値線を示す。統計期間は 1981 ~ 2010 年。

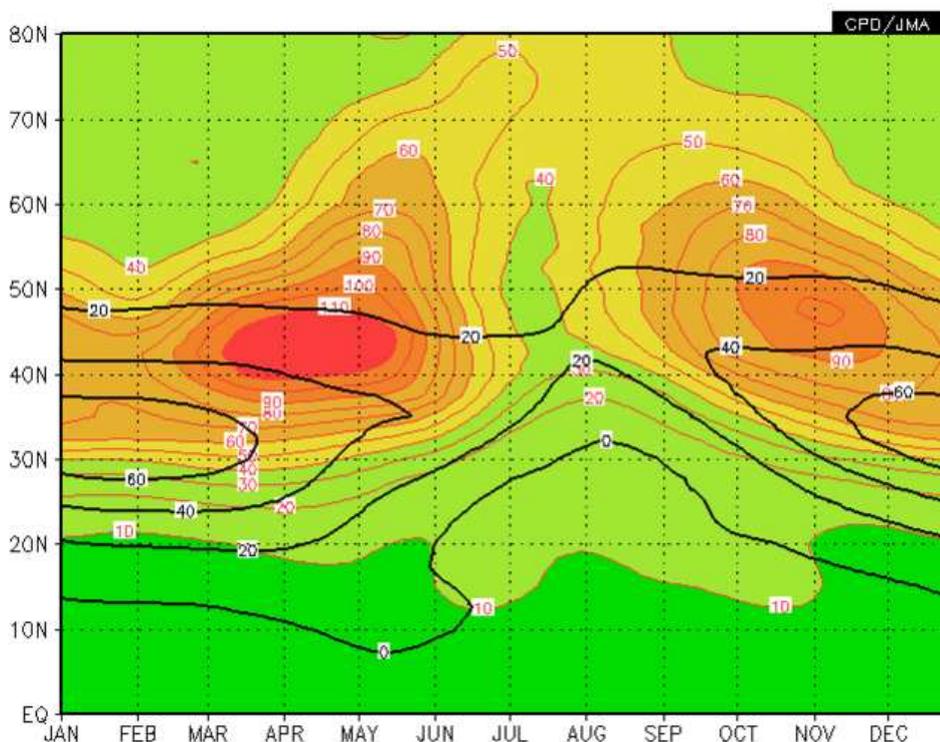
<sup>1</sup> 中三川 浩

越・持続し、北半球中緯度帯の各地で寒波に見舞われた。前節でも述べたように A0 は、ジェット気流の南北振動パターンであり、この年の冬の北半球は強い亜熱帯ジェット気流と弱い寒帯前線ジェット気流が特徴的であった。こうしたジェット気流の変動を維持・強化した要因として、移動性擾乱が一定の役割を果たしていたことが気象庁(2010)の解析で明らかとなっている。

このような移動性擾乱の平年の季節変化を見るために、第 2.3.2.1 図に各季節(中央月)の 300hPa の移動性擾乱の活動度<sup>2</sup>を示す。300hPa を使用するのには移動性擾乱の活動度が最も大きく、またジェット気流との相互作用が明瞭であるためである。擾乱の成長率が大きいのは大陸東岸沖のジェット気流が最も強いあたりであるが(中村と三瓶 2005) 擾乱は発達しながら東に移動するため、移動性擾乱の活動度の大きい場所はジェット気流の弱まる場所(いわゆるジェットの出口)の強風軸

のやや北側に位置している。具体的には、太平洋北部と大西洋北部にその極大域があり、これらの領域はストームトラックとも呼ばれている。日本付近での移動性擾乱の季節変化を連続的に見るために、140°E に沿う 300hPa の移動性擾乱の平年の緯度時間断面図を示す(第 2.3.2.2 図)。季節的にはジェット気流の強い春や秋に擾乱の活動度が大きく、夏は弱まる。ジェット気流の最も強まる冬には、擾乱の活動はかえって弱まるが、これについては傾圧不安定理論では説明が困難である。中村と三瓶(2005)は、冬期は擾乱の経路が擾乱を発達させる要因のひとつである海洋前線帯(海面水温の南北傾度の大きい領域)とずれていることや、強いジェット気流が対流圏上層の擾乱をより高い高度に捕捉し、地上の擾乱との結びつきを弱めるためと推察している。

次に、地上の低気圧の活動をより直接的に関係する 850hPa の移動性擾乱の活動度を見ると(第



第 2.3.2.2 図 140°E に沿う 300hPa の移動性擾乱活動度の平年値および 300hPa 東西風の緯度時間断面図  
赤線は移動性擾乱活動度で等値線間隔は 10m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> 毎。黒線は東西風で等値線の間隔は 20m/s 毎。平年値は 1981 ~ 2010 年の 30 年平均値。

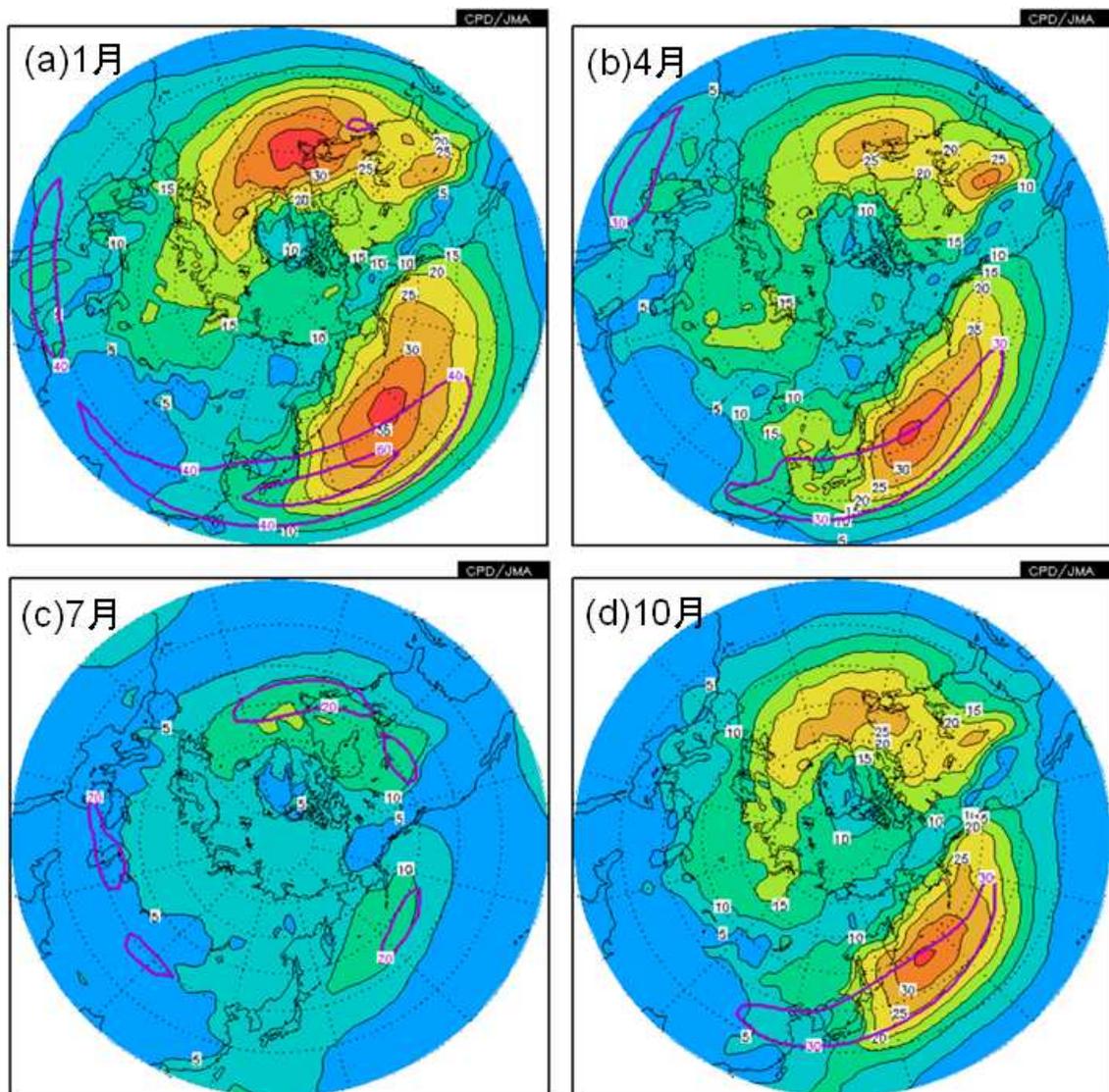
<sup>2</sup> 風の東西成分および南北成分に 2 ~ 8 日のバンドパスフィルターを施して抽出した高周波成分から求めた単位質量当たりの運動エネルギーを移動性擾乱の活動度と定義した。

2.3.2.3 図) 活動度が大きいのは各季節ともに300hPaの分布(第2.3.2.1図)よりも南西にずれた場所となっている。また、850hPaの移動性擾乱の活動度が日本付近で最も大きいのは春である。春には黄海や朝鮮半島付近でも移動性擾乱の活動が比較的活発であるが、秋から冬にかけては比較的活発でない。このことは、春は秋から冬に比べると、低気圧が日本の近傍でより発達しやすいことを示唆している。

(2) 日本の天候との関係

これらの移動性擾乱の活動が日本付近の天候と

どのように関連しているか、まず、季節変化という観点から述べる。日本付近で移動性擾乱の活発な春や秋には、低気圧や高気圧が頻繁に通る、あるいは発達した擾乱が通りやすいことに対応している。つまり、低気圧の前面(高気圧の後面)で暖気が入り、低気圧の後面(高気圧の前面)で寒気が入り、日々の寒暖の変動が大きくなりやすい。実際、日平均気温による気温の変動度(第2.2節の第2.2.2図)は、地域により若干の違いはあるが、春や晩秋に大きくなっており、これに概ね対応している。また、移動性擾乱が活発になるに伴い、低気圧の影響を受けやすくなる春には、そ



第2.3.2.3図 850hPa 移動性擾乱活動度月平均年値の分布  
 (a) 1月、(b) 4月、(c) 7月、(d) 10月  
 等値線間隔は  $5\text{m}^2/\text{s}^2$  毎。紫線、統計期間は第2.3.2.1図と同じ。

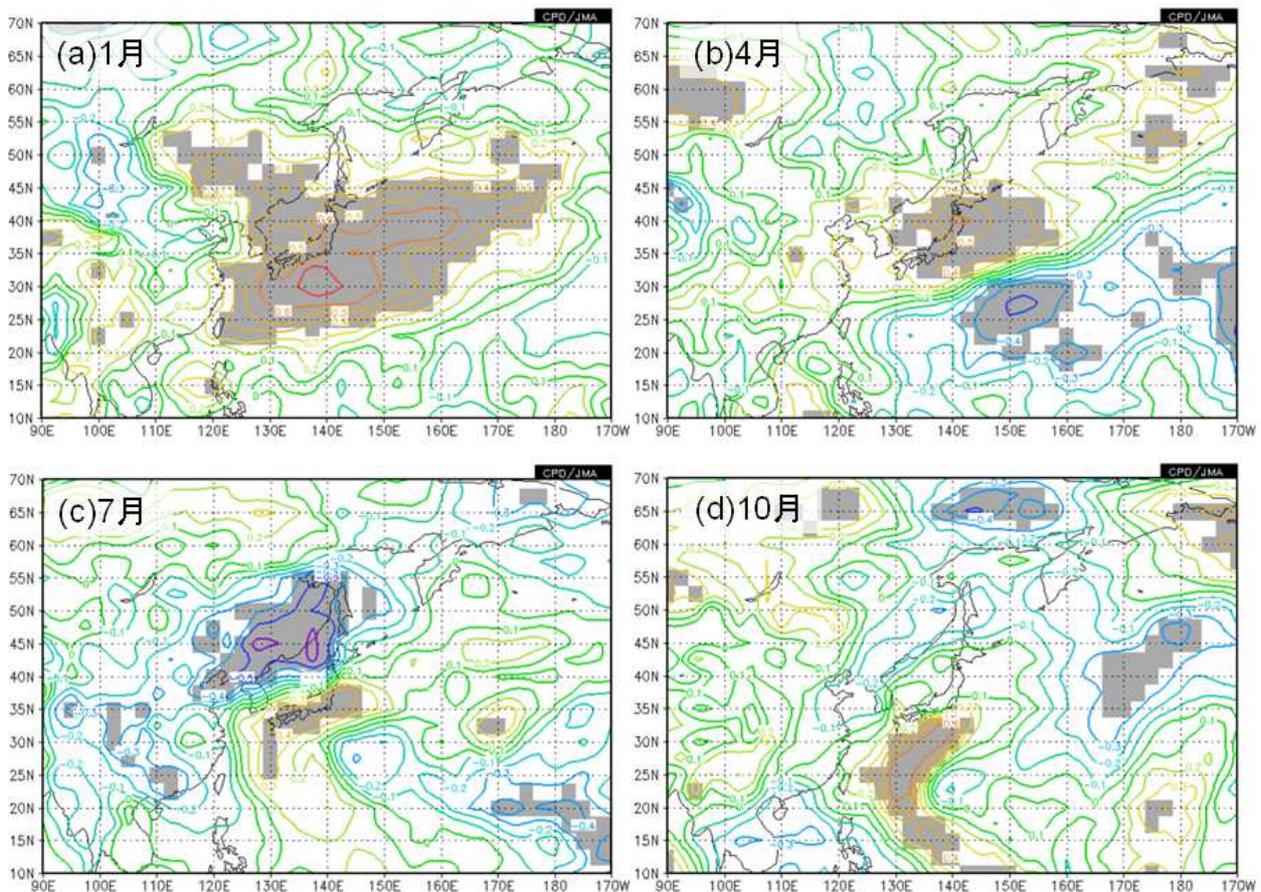
れまで少なかった太平洋側で降水日数が増えるという特徴が見られる（第2.2節の第2.2.8図と第2.2.9図）。

次に、年ごとの変動について、日本付近の移動性擾乱の活動度と降水量（東日本太平洋側）の相関関係から見てみる（第2.3.2.4図）。1月は本州の南岸で移動性擾乱との関係が大きく、南岸を進む温帯低気圧の影響が大きいと考えられる。4月は東北付近を中心に相関が大きくなっており、日本付近を発達して通過する温帯低気圧の影響が大きいと推察される。7月は、本州南岸で有意な正相関が見られる一方、沿海州付近で負の相関が大きくなっており、梅雨前線帯を進む低気圧の位置が平年より北偏あるいは南偏することに関係していると考えられる。一方、10月の図を見てみると、

日本の南海上から本州南岸にかけて高気圧性の曲率を持つように正の相関域が広がっている。このような傾向は9月の分布にも見られるものであり、太平洋高気圧の縁辺に沿った移動性擾乱の活動による影響が明瞭で、台風等の熱帯低気圧の活動の影響が大きいと推察される。

#### 参考文献

- 気象庁, 2010: 2009/2010 年冬の北半球の寒波と北極振動. 気候系監視年報 2010, 127-135.
- 中村尚, 1995: 傾圧性波動擾乱の季節変化に関する観測的研究-1994 年度山本・正野論文賞受賞記念講演-. 天気, **42**, 751-762.
- 中村尚, 三瓶岳昭, 2005: 寒候期における極東域の低気圧活動の特徴. 天気, **52**, 760-763.
- 藤川典久, 2007: 日本付近の擾乱の活動. 平成 19 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 54-57.



第2.3.2.4図 東日本太平洋側の月降水量と850hPa移動性擾乱活動度の月平均値との相関係数分布 (a)1月、(b)4月、(c)7月、(d)10月  
等値線間隔は0.1で、t検定による危険率5%で有意な領域を陰影で示した。統計期間は1981～2010年。

### 2.3.3 停滞性の高低気圧及び前線の特徴と形成メカニズム<sup>1</sup>

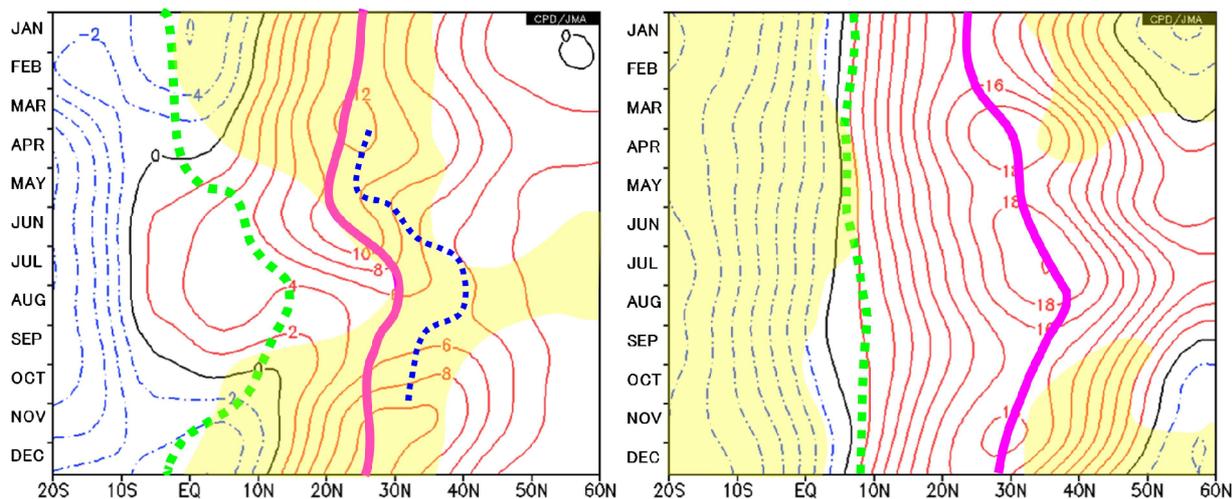
ユーラシア大陸と太平洋の境目の中緯度帯に位置している日本付近では、大陸と海洋の熱容量の違いに起因する、両者間の大規模な海陸風に相当するモンスーン（季節風）が夏と冬のそれぞれの季節に卓越する。これらのモンスーンの季節変化に伴い、日本付近は季節ごとに特徴的な気団の影響を受けている。日本に影響を与える気団は、熱帯低気圧襲来時の赤道気団を除けば、それぞれ名前を付けられた停滞性の高気圧と関連が深い。ここでは、日本付近における大気循環の季節変化を確認したのち、四季を演出する主役となっているこれらの高・低気圧等について、季節変化と年々変動の特徴を記述する。具体的には、比較的長い時間スケールで日本の天候に影響を与える太平洋高気圧（小笠原気団）、オホーツク海高気圧（オホーツク海気団）、シベリア高気圧（シベリア気団）及び、地上の気団とは対応しないが夏の天候と関連の深いチベット高気圧についても、その特徴について記述した。また、冬の北西モンスーンの主役の1つであるアリューシャン低気圧について、及び、5番目の季節として挙げられることもある、

梅雨をもたらす停滞前線（梅雨前線）についても、その特徴を記述した。

なお、本項において作成した図表類に使用したデータは、引用を除き、JRA-25/JCDAS、COBE-SST、NOAA-OLR（第6章の用語集参照）及び日本の地域平均気温等であり、平年値や標準偏差等は1981～2010年の30年（2010年統計）を用い、日本の天候との統計的關係も1981～2010年の30年から計算した。一方で、事例数を多くすることを優先して、循環場の変動については、1979～2012年のデータを用いて解析した。季節の表記については、特に断わらない限りは北半球の季節を指している。また、旬としてデータを見る際には、最も近い「暦日半旬の2半旬平均」をその旬とみなしている。

#### （1）日本付近の大気循環の季節変化

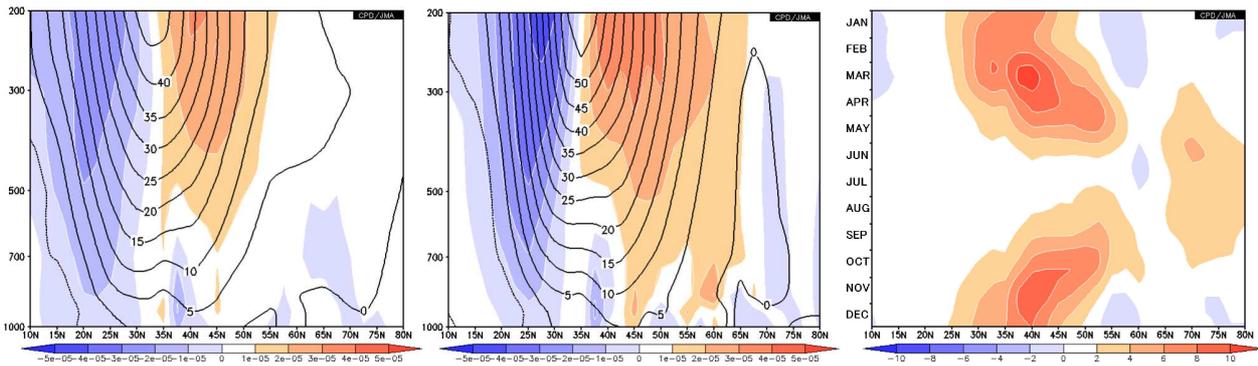
日本付近の下層循環の南北方向の季節変化を、時間緯度断面（第2.3.3.1図左）で見ると、第2.3.3.1図右は、比較のために掲載したものであるが、太平洋高気圧の中心が存在する150°Wでは、その盛衰が主要な季節変化であり、高気圧性循環の中心は比較的連続的な変化で8月に最も北の緯度に達する。一方、日本付近の経度帯（140°E）の変化は、



第2.3.3.1図 日本付近および太平洋東部の下層循環の季節変化（左：140°E、右：150°W）

等値線は、半旬平均925hPa流線関数平年値（間隔 $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）。実線（赤紫）は、925hPa渦度平年値の極大で見た高気圧の軸の位置、破線（緑）はOLR平年値極小で見た対流活動の軸の位置、点線（青）は700hPa上昇流平年値で見た前線帯の位置、黄陰影は200hPa流線関数の帯状平均からの差が正の領域を示す。平年値は1981～2010年の30年平均値。

<sup>1</sup> 藤川 典久



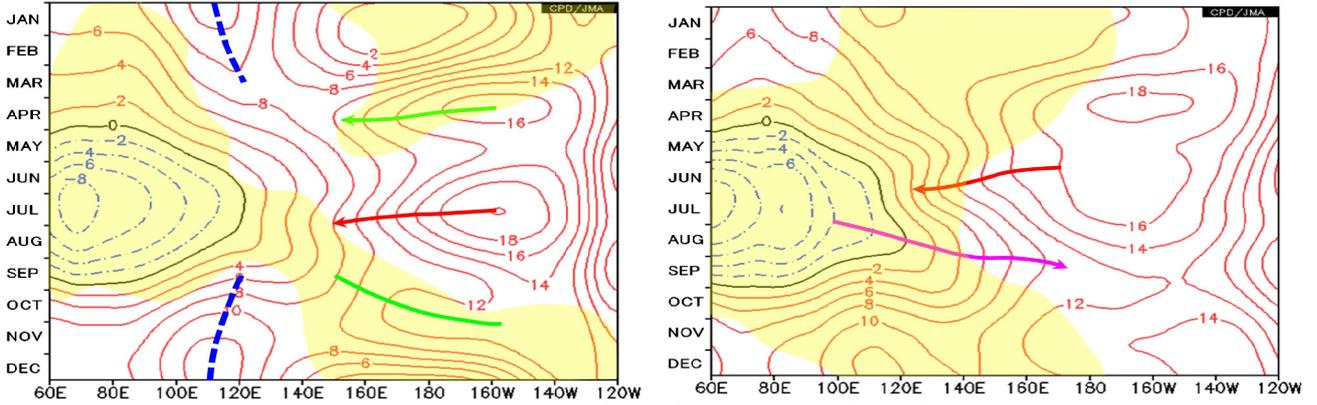
第 2.3.3.2 図 日本付近(140°E)の東西風と相対渦度の鉛直構造(左:4月、中:10月)と850hPaにおける高周波擾乱による熱の北向き輸送量の季節変化

左図と中図:等値線は月平均東西風速平年値(間隔5m/s)、色塗は月平均相対渦度平年値(単位1/sで、間隔は凡例参照)。右図:色塗りは半月平均850hPa高周波擾乱による熱の北向き輸送量平年値(単位Km/sで、間隔は凡例参照)。平年値は1981~2010年の30年平均値。

四季ごとに異なる特徴を示している。冬は、下層高気圧性循環とほぼ同じ緯度帯に上層の高気圧性循環(図中黄色陰影)が見られており、鉛直方向に位相が変わらない順圧構造の上、渦度軸と流線関数の軸が同じとなっている。一方、4月頃と秋には、順圧構造ではあるが、渦度軸が流線関数の軸の南側にずれるようになる。これは、第2.3.3.2図に示すように短期予報の現場で中間系と呼ばれている対流圏中層で明瞭な強風軸に伴う負の渦度帯(図中37.5°N付近)が現れる時期にあたり、下層の流線関数ではこの負の渦度帯が太平洋高気圧と一体となった表現になっているためである。つまり、非発散の風場を空間スムージングしたことになる流線関数では大きな高気圧性循環になっているが、実際は異なる性質の高気圧の間に挟まれた前線帯が隠れており、この前線帯に沿って移動する低気圧や高気圧(高周波擾乱)によって、春と秋における天気の変化がもたらされている。ちなみに、この強風軸の形成には、春の前半と秋の後半に40°N付近で活動が活発となる高周波擾乱が(第2.3.3.2図右)上層の亜熱帯ジェット気流の西風運動量を下層に輸送した結果と考えられる。高気圧性の渦度の軸は5月に最も南下した後、その北側の前線帯とともに、6月半ば以降急激に北上して、8月には最も北の緯度に達し、高さとともに少し南北に傾いた等価順圧の構造となる。この変化は、第2.3.3.1図に示すように南海上の対流活動中心緯度(OLR極小域)

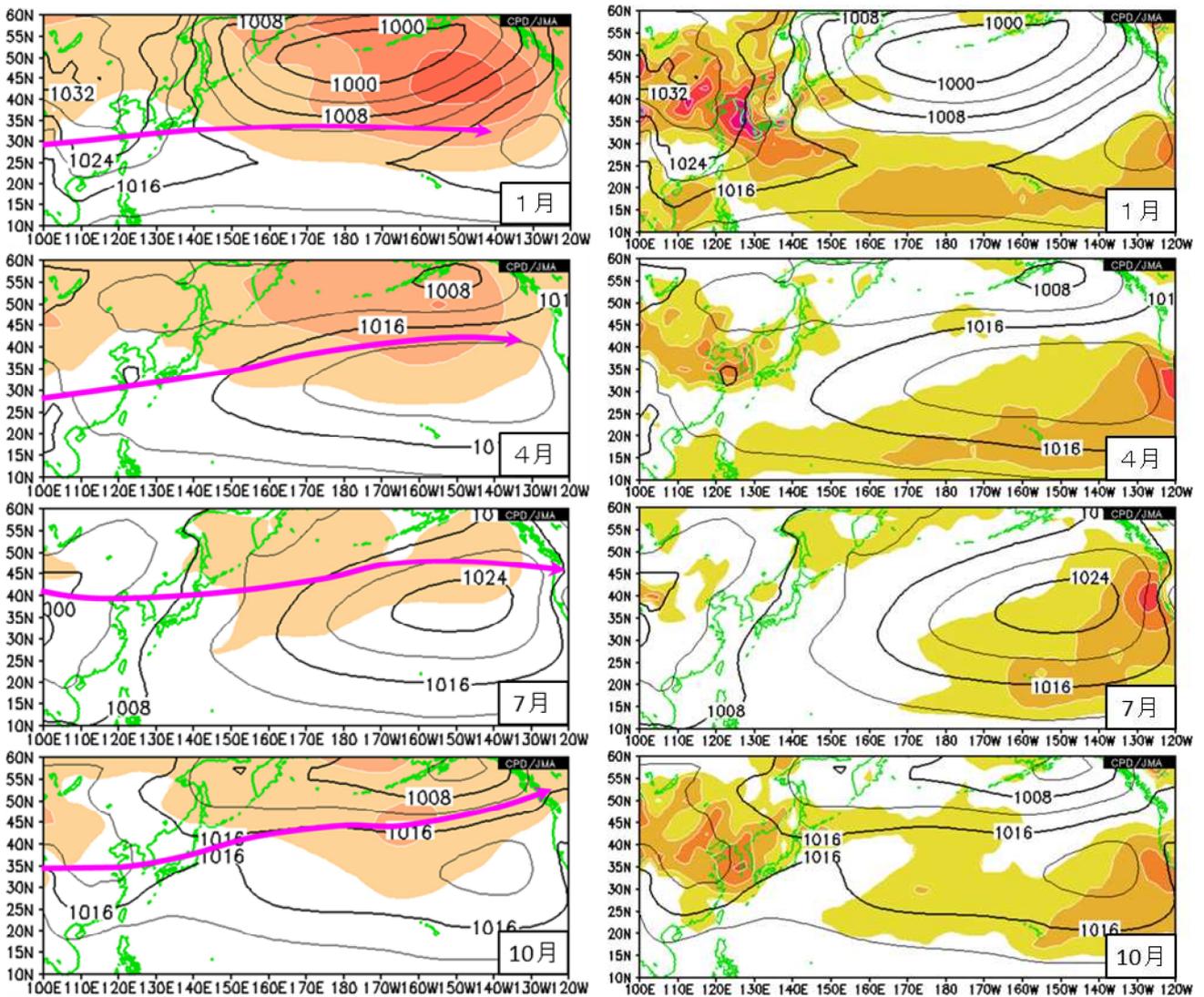
の北上と同期しており、梅雨明け前後の亜熱帯ジェット気流の北へのジャンプやフィリピン東方海上の対流活動の北へのジャンプとも関係している(植田と安成1998)。一方、太平洋東部では軸の存在する緯度と対流活動中心緯度との関係は明瞭ではなく、高気圧の生成に大陸と海洋の地理的分布の影響も大きいものと考えられている(Miyasaka and Nakamura 2005)。

次に東西方向の下層循環の季節変化を時間経度断面(第2.3.3.3図)で見ると、本州付近の緯度帯(35°N~40°N、左図)では、4月から5月前半にかけて、150°Eから日付変更線付近では下層の高気圧性循環に重なるように上層の高気圧性循環(黄色陰影)が見られており、順圧構造の高気圧性循環が日本の東海上で勢力を強めた後(緑矢印)、6月に一旦東に後退する。7月から8月にかけては傾圧構造をもった高気圧性循環(太平洋高気圧)が東海上から本州付近に張り出し(赤矢印)、本州付近では上層でも西から張り出してきたチベット高気圧の勢力下にもなり順圧構造となる。9月後半から10月にかけては、110°E付近で傾圧構造をもった高気圧性循環(シベリア高気圧)が発達する(青点線)一方、150°E以東では順圧構造を持った高気圧性循環が現れ次第に東進する(緑線)。また、冬季には、日本の東海上では相対的に低気圧性循環(アリューシャン低気圧)が強まり、下層循環は冬型の気圧配置となるが、この緯度帯では傾圧構造となっている。一方、南西諸島の緯度



第2.3.3.3図 日本付近の下層循環の季節変化(左: 35°N~40°N平均、右: 20°N~30°N平均)

等値線は、半月平均 925hPa 流線関数年平均値(間隔  $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ )、黄陰影は、200hPa 流線関数の帯状平均からの差が正の領域、その他注目する特徴に線を付加(本文を参照)。年平均値は 1981~2010 年の 30 年平均値。



第2.3.3.4図 各季節における太平洋高気圧の様子

1 段目: 1月、2 段目: 4月、3 段目: 7月、4 段目: 10月

等値線は、月平均海面気圧年平均値(間隔 4hPa)、色塗は、左: 月平均海面気圧標準偏差(間隔 2hPa)、右: 700hPa 下降流(間隔 0.025Pa/s、下降流域のみ)、左図の太実線(赤紫)は、200hPa 東西風速年平均値から解析した亜熱帯ジェット気流の軸の位置。年平均値は 1981~2010 年の 30 年平均値。

帯（ $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 、右図）では、5月後半に梅雨前線が明瞭化することにより高気圧性循環（太平洋高気圧）の勢力が一旦やや東に後退した後、6月後半から7月前半にかけて最も西に張り出す（赤矢印）。その後、8月から9月にかけては、モンスーントラフが東に伸長する（赤紫矢印）ことに伴って高気圧性循環が大きく東に後退する様子が見られる。10月から冬の前半にかけて $110^{\circ}\text{E}$ 付近では高気圧性循環が強まり、平面図からはシベリア高気圧が張り出してくる様子が見られる（第2.3.3.4図）が、この経度帯の高気圧性循環を第2.3.3.3図で再確認すると、 $35^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ では傾圧構造だが、 $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ では亜熱帯ジェット気流軸の南側にあたることもあり順圧構造となっている。

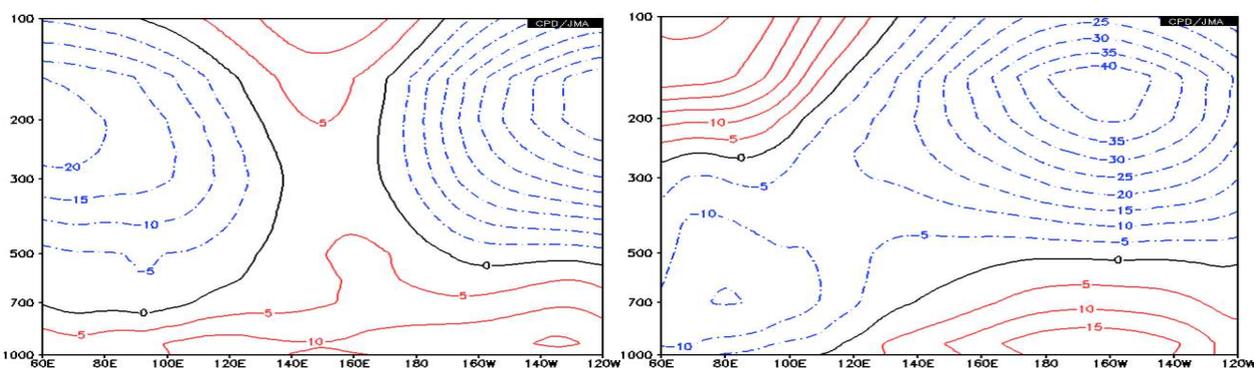
## （2）太平洋高気圧

### ア．太平洋高気圧の気候的特徴

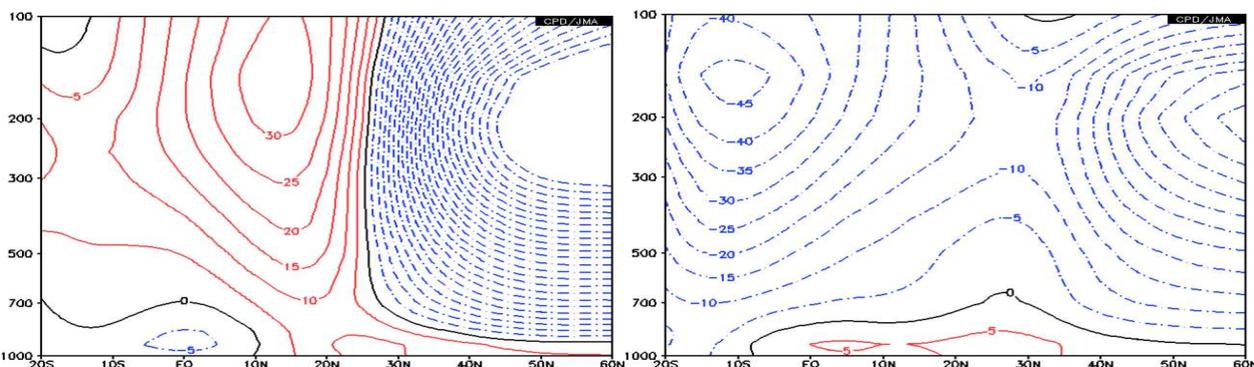
太平洋高気圧は、北太平洋の東部に中心を持つ亜熱帯高気圧である。通常、北太平洋に存在するものを単に「太平洋高気圧」と呼んでおり、気象

庁の予報現業では亜熱帯高気圧の省略形としてサブハイ(sub-tropical high)とも呼ばれている。夏季に日本付近を覆う亜熱帯高気圧は太平洋高気圧の一部であるが、日本の南海上に副中心を持つ場合にそれを小笠原高気圧と呼ぶことがあり、チベット高気圧の強まりとともに日本付近で順圧性が強くなったものを小笠原高気圧と呼んでいる例もある（榎本 2005）。また、500hPa高度で見られる高気圧については、太平洋高気圧と呼ぶことはあまりなく、通常、亜熱帯高気圧（サブハイ）と呼んでいる。

第2.3.3.4図に見られるように、太平洋高気圧は冬季にハドレー循環の下降流域にあたる $10^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ に帯状に広がる。夏季に向かっては、本項（1）で述べたように対流活動中心緯度とは関係なく太平洋高気圧の軸は北上することからハドレー循環とは異なるメカニズムが次第に卓越することが示唆され、夏季は西部で $20^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 、東部で $15^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$ に勢力を広げる。夏季の太平洋高気圧の発達については、Miyasaka and Nakamura(2005)



第2.3.3.5図 太平洋高気圧の鉛直構造（左：1月の $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 平均、右：7月の $25^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$ 平均）  
等値線は月平均流線関数平年値（間隔 $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）。平年値は1981～2010年の30年平均値。



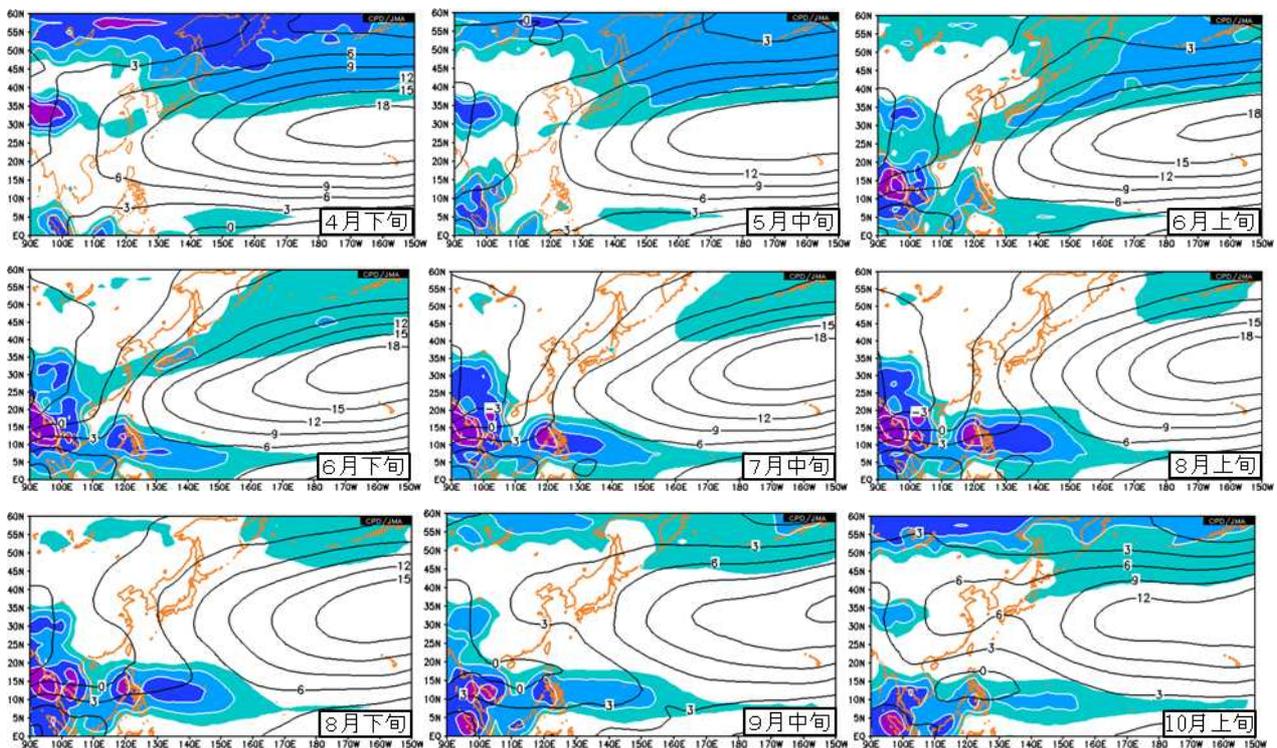
第2.3.3.6図 太平洋高気圧の鉛直構造（ $130^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$ 平均、左：1月、右：7月）  
等値線は月平均流線関数平年値（間隔 $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）。平年値は1981～2010年の30年平均値

では、カリフォルニア海流と北米大陸の熱強制による影響が大きいとされているほか、速度ポテンシャルや発散風の平年値分布（図略）からはアジアモンスーン域との大規模な東西循環による効果もあるものと考えられている。日本付近が太平洋高気圧の直接の勢力下に入るのは夏季のみで、本州以北では盛夏期のみとなるが、冬季においてもエルニーニョ現象時によく見られるようにフィリピン東海上で太平洋高気圧が強い場合、南西日本における季節風を弱める間接的な影響があることが知られている（安富と木本 1999）。標準偏差で見た年々変動は、全体的に小さいが、軸の北側で比較的大きな領域が広がっており、これは亜熱帯ジェット南北位置の年々変動と関連している。下降流域は、軸の南側を中心に広がっており、冬季には熱帯収束帯（ITCZ）の北側に帯状に広がる。夏季の北西太平洋では平均的には上昇流域となっており、日本付近も同様で、暑夏年にかろうじて

下降流域となる（図略）程度である。また、中心の東側の北米西岸沖では明瞭な下降流域が広がっており、カリフォルニア海流域での海洋性層積雲の発生の一因となっている。

流線関数の高度経度断面（第 2.3.3.5 図）と高度緯度断面（第 2.3.3.6 図）からその鉛直構造を見ると、太平洋高気圧の中心が位置する北太平洋東部では、上層は低気圧性循環が卓越した傾圧構造が明瞭である。一方、冬季の 160°E 付近と夏季の日本付近は傾圧性が弱くなっており、7月の 130°E ~ 140°E では上層のチベット高気圧の東への張り出しに伴い、高度とともに少し南北に傾いた等価順圧な構造となる。

日本付近の太平洋高気圧の季節変化を、本項（1）で示した時間断面図や旬平均図（第 2.3.3.7 図）から見ると、南海上の対流活動の北上と同期して、6月から北上し、8月に最も北まで張り出す様子が明瞭である。南西諸島の緯度帯（20°N ~



第 2.3.3.7 図 旬平均平年値でみた太平洋高気圧と対流活動の推移

上段： 左：4月下旬、中：5月中旬、右：6月上旬

中段： 左：6月下旬、中：7月中旬、右：8月上旬

下段： 左：8月下旬、中：9月中旬、右：10月上旬

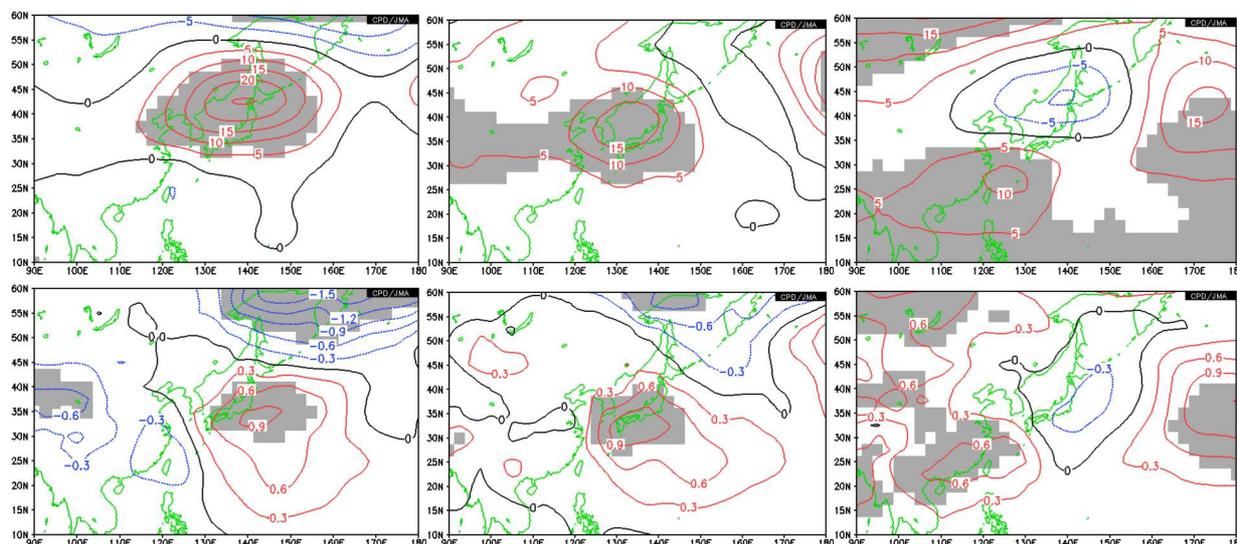
等値線は 925hPa 流線関数平年値（間隔  $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）、色塗は OLR 平年値（間隔  $10 \text{W}/\text{m}^2$ 、 $225 \text{W}/\text{m}^2$  以下の領域のみ）、平年値は 1981 ~ 2010 年の 30 年平均値。

30°N)では、梅雨前線が明瞭となる5月後半に勢力が一旦やや東に後退した後、6月後半から7月半ばにかけて最も西に張り出し、沖縄では最も安定した夏となる。その後、モンスーントラフの東への伸長に伴って、8月から9月にかけては大きく東に後退する様子が見られる。一方、本州付近の緯度帯(35°N~40°N)では、7月から8月前半にかけて傾圧構造を持った太平洋高気圧が西に張り出し始めるが、第2.3.3.3図で見たように日本付近の経度帯では順圧構造となる。また、8月上旬や下旬の平均図では、モンスーントラフに伴うフィリピンからフィリピン東海上の対流活動活発域と日本付近に張り出した太平洋高気圧の気圧の尾根が見られており、暑夏年に顕著に現れるPJ

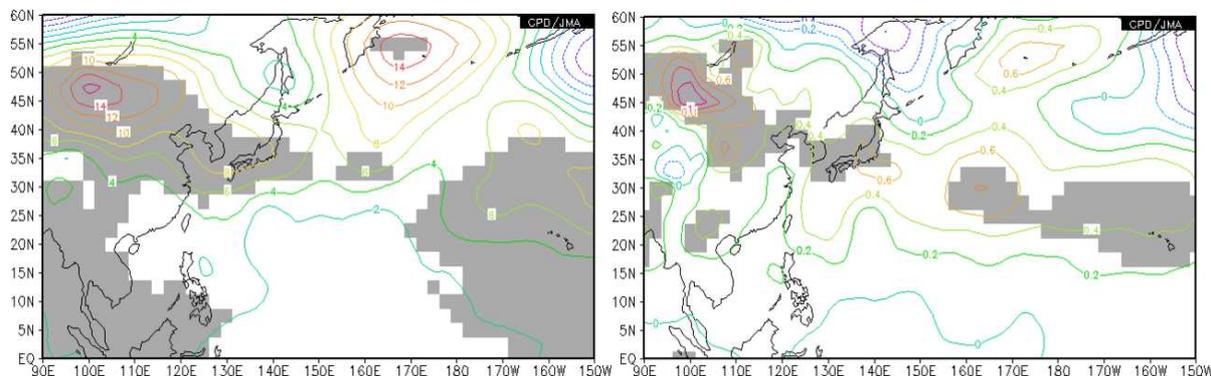
パターン(Nitta 1987)が平年値においても見ることが出来る。また、9月中旬になると、35°N~40°N帯では、東海上で高気圧性循環が強まって相対的に西谷となる一方(第2.3.3.3図)、黄海付近には下層の高気圧性循環が次第に現れて、10月前半にかけては南東海上に退きつつある太平洋高気圧との間に秋雨前線が明瞭となる(第2.3.3.7図)。

### イ．太平洋高気圧の年々変動と日本の天候との関係

8月の地域平均気温と太平洋高気圧の関係をみると(第2.3.3.8図)、北から西日本にかけては、日本付近の太平洋高気圧の勢力との正の相関関係が有意であり、相関域の分布は500hPa高度が海面



第2.3.3.8図 8月の地域平均気温との回帰係数分布  
左：北日本、中：西日本、右：沖縄・奄美、上：500hPa高度(単位m)、下：海面気圧(単位hPa)。  
危険率5%で有意な領域に陰影を付加、統計期間は1979~2012年の34年間。

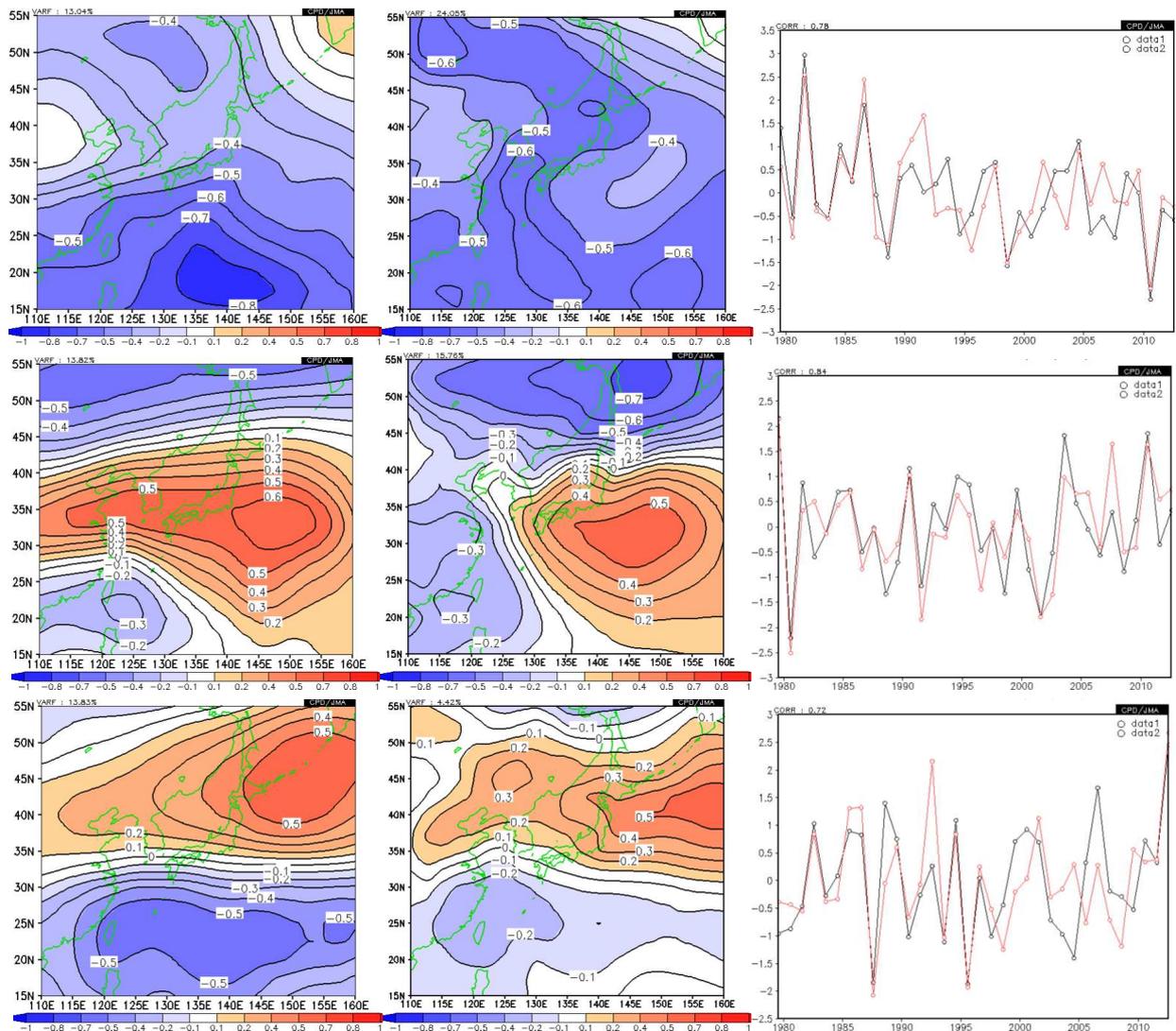


第2.3.3.9図 8月の500hPa高度(左)と海面気圧(右)のトレンド  
西暦年との回帰係数分布(単位は、左:m、右:hPa)で、危険率5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は1979~2012年の34年間。

気圧よりも北側に位置していて、この時期における日本付近の南北に傾いた等価順圧構造の高気圧との関係が深いことを示している。また、特に北日本においては、オホーツク海高気圧との負の相関関係が有意であるのが目を引く。一方で、沖縄・奄美では、東シナ海南部の太平洋高気圧の勢力と有意な正相関が見られる。

8月の太平洋高気圧の最近34年間の長期変化傾向(トレンド)を見ると(第2.3.3.9図)海面気圧の正のトレンド域がハワイから華北にかけて少し右肩下がりになった帯状の領域として見られ、本州付近は5%の危険率で有意な上昇トレンド域となっている。500hPa高度においても、似たよう

な領域に正のトレンド域が広がっているほか、850hPa高度においても本州付近に負のトレンドが見られており(図略)8月の本州付近では太平洋高気圧が強まるトレンドが有意であるといえる。なお、亜熱帯ジェット気流の北偏トレンドに伴って500hPa高度の上昇トレンドが中緯度で帯状に見られる様子は、8月だけでなく、7月や9月にも現れているが、気候値にトレンドが重なる形で亜熱帯ジェットが変化することから、単純に順圧的な変化とはならず、海面気圧の分布に有意なトレンドが現れているのは8月だけとなっている。なお、以下のトレンド解析も同様であるが、34年間のデータから見積もったトレンドには、地球温



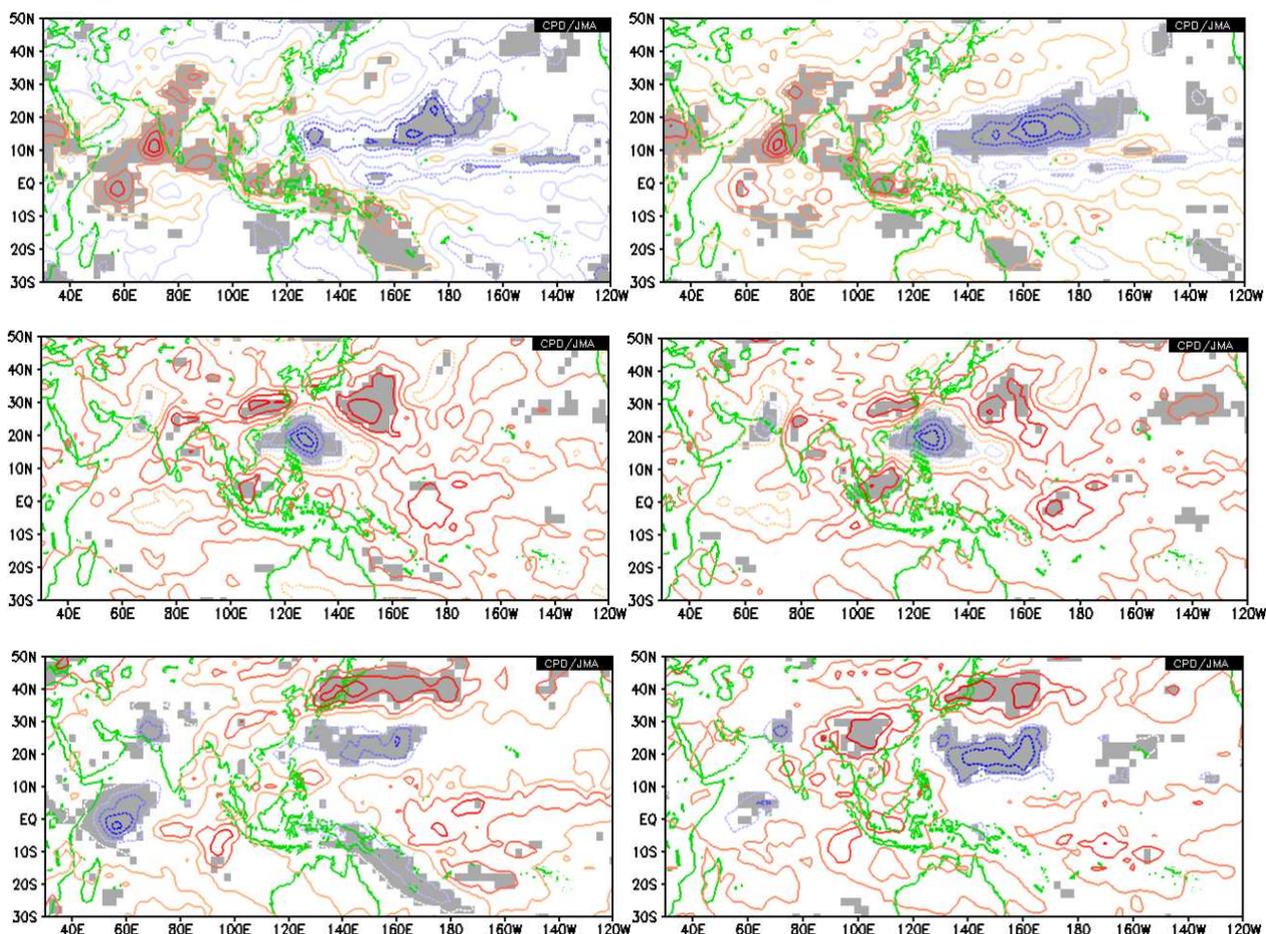
第2.3.3.10図 8月の500hPa高度と海面気圧のSVD解析による上位3モードの変動パターンとその年々変動  
 上段: 第1モード(寄与率50.6%)、中段: 第2モード(寄与率30.1%)、下段: 第3モード(寄与率11.6%)  
 左: 500hPa高度の異種相関係数分布、中: 海面気圧の異種相関係数分布、右: 500hPa高度のスコア(黒線)と海面気圧のスコア(赤線)。対象領域は110°E~160°E、15°N~55°N。統計期間は1979~2012年の34年間。

暖化に伴うトレンドだけでなく、10年～数10年規模の変動も含まれている可能性があるため、解釈には注意が必要である。

盛夏期の太平洋高気圧の構造的な年々変動を見るために、8月の日本付近の500hPa高度と海面気圧の特異値分解(SVD)を行った結果を第2.3.3.10図に、その主要変動モードと熱帯の対流活動の関係を第2.3.3.11図に示す。上位3モードの累積寄与率が90%を超えており、これらでほとんどの変動を説明できることになる。寄与率が50%と大きい第1モードは、500hPa高度、海面気圧ともに日本の南海上と沿海州が同符号で変動するパターンで、スコア時系列からは、これらが上昇トレンドを持っていることが分かる。ところが、このパターンは、第2.3.3.9図で確認したトレンドパター

ンとは全く異なり、単純なトレンドパターンではない。熱帯の対流活動との関係(第2.3.3.11図)では、ENSOと関係は見られず、10°N帯のインド洋と太平洋の対流活動がシーソーする変動との関係が明瞭である。インド洋海面水温の上昇トレンドや太平洋十年規模変動(PDO)との関係も示唆されるが、ここでは主に亜熱帯域を中心とした高度・気圧の上昇トレンドを持った年々変動で、沖縄・奄美の気温との関係が深いと整理しておく。

次に、第2モードであるが、3極子構造を持った帯状の500hPa高度と、華南、本州南東海上、オホーツク海に変動中心を持つ海面気圧から構成されている。このモードは、フィリピン北部付近の対流活動との関係が深く、PJパターンを表現した変動パターンである。西日本の地域平均気温との



第2.3.3.11図 8月の日本付近のSVDによる上位3モードの変動パターンと対流活動(OLR)の相関関係

上段：SVD第1モード、中段：SVD第2モード、下段：SVD第3モード

左：500hPa高度のスコアとの回帰、右：海面気圧のスコアとの回帰

各スコアとの回帰係数分布(等値線間隔 $2W/m^2$ 、ゼロ線は省略)で、危険率5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は1979～2012年の34年間。

相関マップ（第 2.3.3.8 図）に非常に良く似ていることから、沖縄・奄美を除く地域の 8 月の気温を主に支配している年々変動パターンといえることができる。

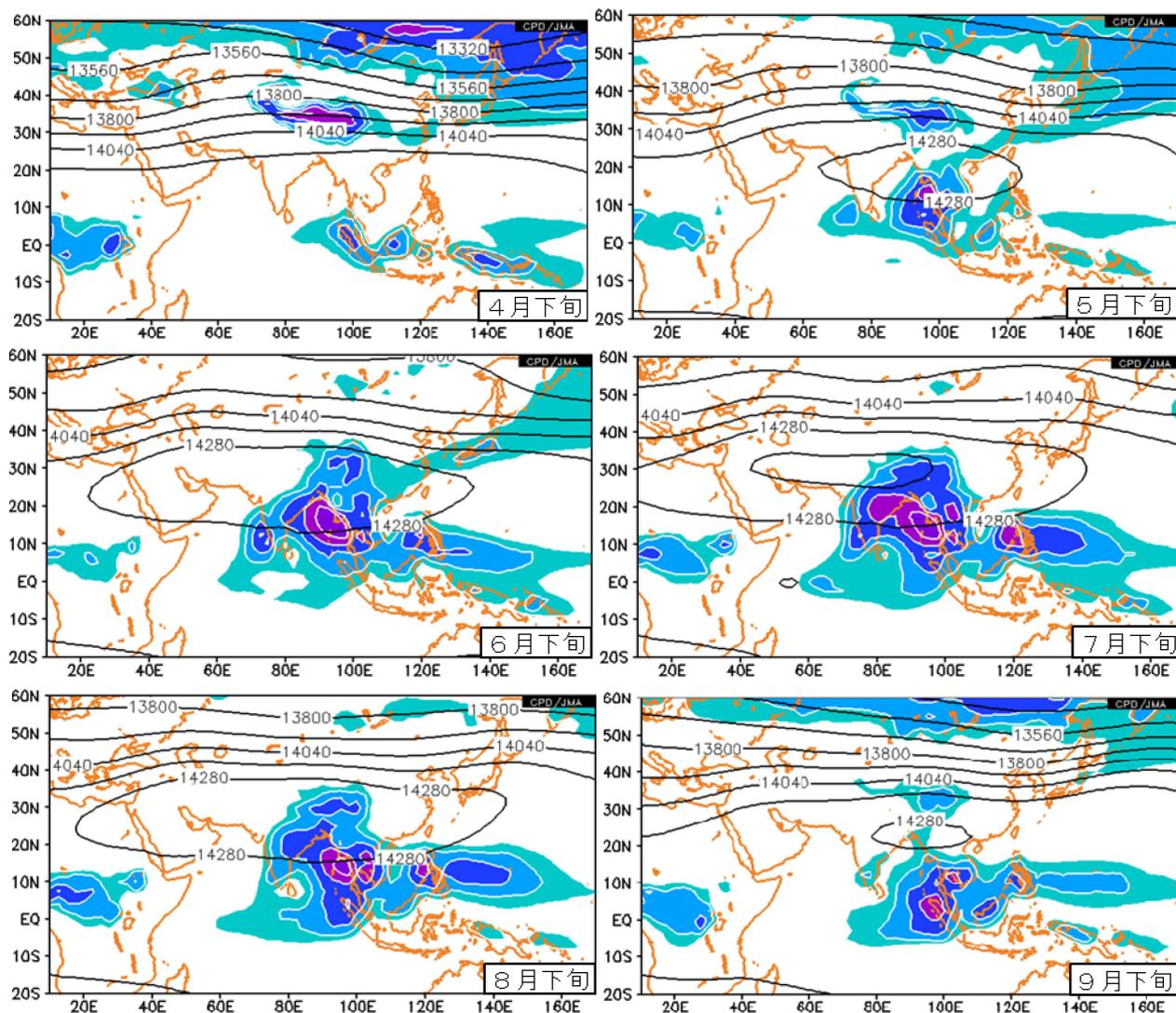
最後に、第 3 モードは、 $35^{\circ}\text{N}$  付近を境として南北で符号が入れ替わる変動パターンで、極東域の亜熱帯ジェット気流の南北変動に伴った太平洋高気圧の南北偏及びミッドパシフィックトラフの日本の南海上への西伸の度合い（東西変動）を表現したものである。マリアナ諸島からマーシャル諸島にかけての  $20^{\circ}\text{N}$  帯の対流活動と関係が深い、この対流活動がこのパターンの生成・維持にどの程度寄与しているかはわからない（この対流活動

が循環場の結果であることも考えられる）。さらには、インド洋のダイポールモード的な対流活動分布との関係も示唆されるが、詳細は不明であり今後の課題である。

### （3）チベット高気圧

#### ア．チベット高気圧の気候的特徴

チベット高気圧は北半球の夏季を中心にアジア南部で発達する対流圏上層の高気圧であり、その中心がチベット高原付近に位置することからこのように呼ばれている。その生成は、チベット高原における直接・間接の大気加熱が原因とされてきたが、最近では夏のアジアモンスーンの活発な対



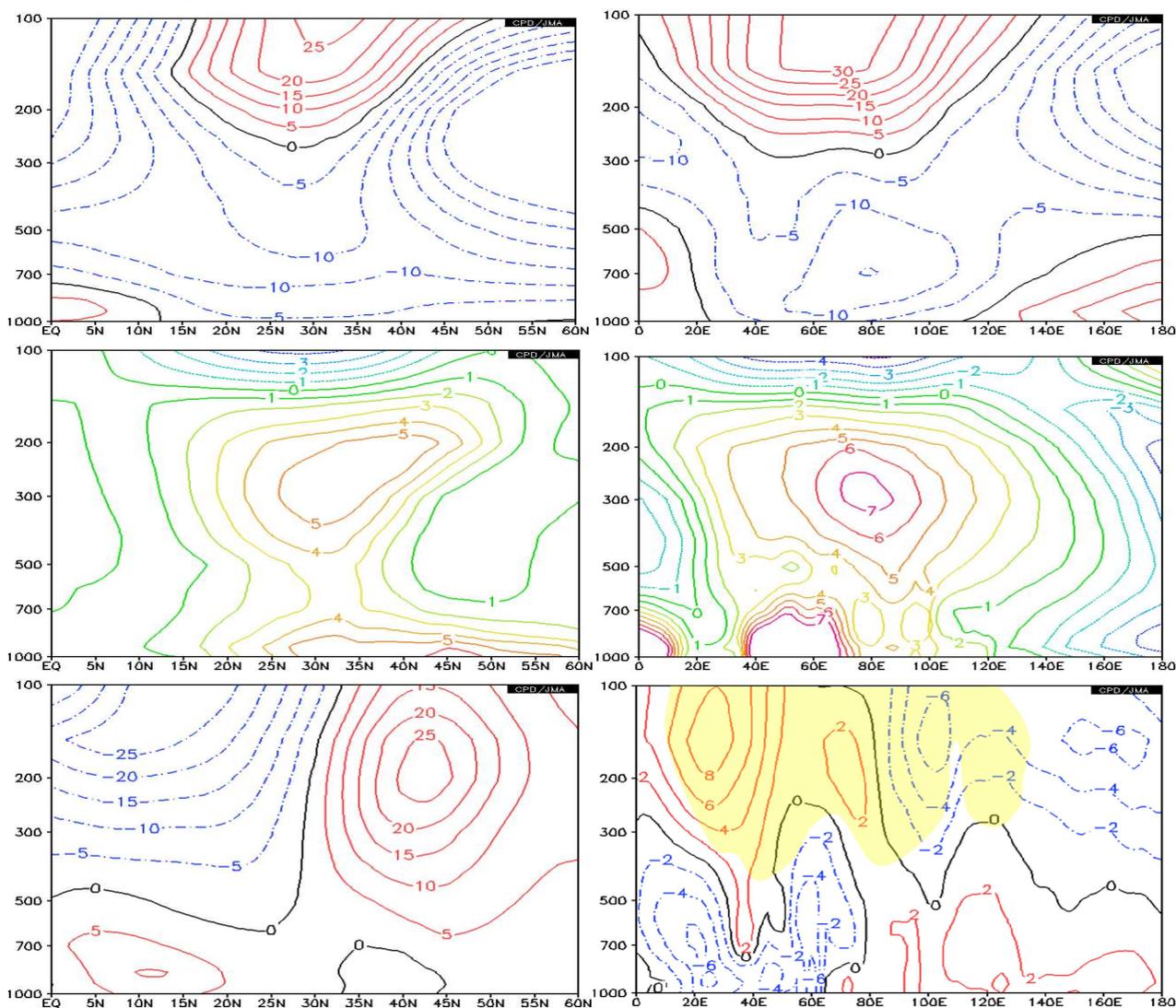
第 2.3.3.12 図 旬平均平年値でみたチベット高気圧の発達と対流活動の推移

左上：4 月下旬、右上：5 月下旬、左中：6 月下旬、右中：7 月下旬、左下：8 月下旬、右下：9 月下旬  
等値線は 150hPa 高度平年値（間隔 120m）、色塗は OLR（間隔  $10\text{W}/\text{m}^2$ 、 $225\text{W}/\text{m}^2$  以下の領域のみ）、平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

流活動による大気加熱に伴う定常ロスビー波の応答も寄与していると理解されている(榎本 2005)。第 2.3.3.12 図に見られるように、チベット高気圧の発達はその南東側に位置する活発な対流活動域の推移と連動していることから、そのことと矛盾していない。

まず、チベット高気圧の勢力が最も強まる 7 月下旬における鉛直構造を高度緯度断面と高度経度断面(第 2.3.3.13 図)から見ると、およそ 400hPa を境にして、上層が高気圧性循環のチベット高気圧、下層が低気圧性循環のモンスーン低気圧という傾圧構造が明瞭である。チベット高気圧の循環

中心は、 $30^{\circ}\text{N}$ 、 $75^{\circ}\text{E}$  のインド北部(ほぼニューデリーの真上辺り)に位置しており、その勢力圏は、 $15^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$ 、 $20^{\circ}\text{E} \sim 130^{\circ}\text{E}$  の広大な範囲に広がる。鉛直方向には、100~150hPa の高さに循環中心が存在しており、それより下層の対流圏の大部分は周りと比べて高温となっている。なお、ちょうど圏界面付近となる 100hPa の気温は、モンスーンに伴う強い上昇流による断熱降温の効果により、周囲より低くなっている(つまり、100hPa で見ると、チベット高気圧は寒気を伴った循環となる)。また、チベット高気圧の北縁では強い偏西風(亜熱帯ジェット気流)が吹いており、南縁では偏東風ジェ



第 2.3.3.13 図 チベット高気圧の鉛直構造(7 月下旬の平年値)

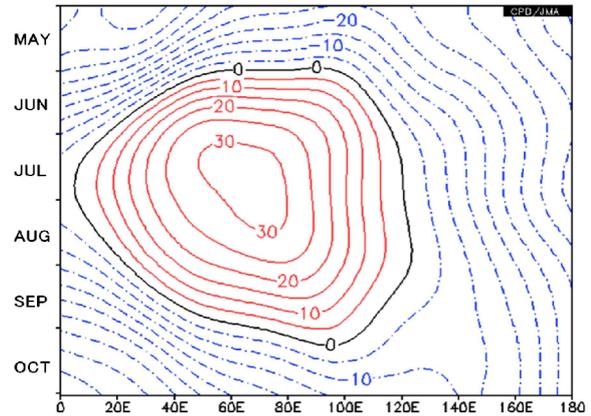
左: 高度緯度断面図 ( $30^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$  平均)、右: 高度経度断面図 ( $27.5^{\circ}\text{N} \sim 32.5^{\circ}\text{N}$  平均)

上段: 流線関数(間隔  $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ )、中段: 気温の帯状平均からの差(間隔 1)、下段: 風の東西成分(左: 間隔 5m/s)と南北成分(右: 間隔 2m/s、黄陰影は相対湿度が  $-2 \times 10^{-5}/\text{s}$  以下の領域)。

平年値は 1981~2010 年の 30 年平均値。

ット気流が吹いている。チベット高気圧を回る南風は  $0^{\circ} \sim 80^{\circ}E$  帯で、北風は  $80^{\circ}E \sim 180^{\circ}$  帯で吹いているが、チベット高気圧内の小さな循環を見ると、その南北風の分布から  $50^{\circ}E$  と  $90^{\circ}E$  及び  $130^{\circ}E$  付近の3ヶ所に高気圧性循環の中心を持つことが分かる。 $50^{\circ}E$  と  $90^{\circ}E$  の循環はそれぞれイランモードとチベットモードと呼ばれるチベット高気圧の中心循環(Qiong Z. et al. 2002)である。これら3つの高気圧性循環は、チベット高気圧北縁を吹く亜熱帯ジェット気流上の定常ロスビー波によると考えられる。チベット高気圧が日本付近に張り出すような場合には、 $130^{\circ}E$  付近の高気圧性循環が定常ロスビー波によって強められていることが多い(榎本 2005)。

次にチベット高気圧の季節変化を、旬平均平年値の推移(第 2.3.3.12 図)や時間経度断面(第 2.3.3.14 図)から見ると、5月のインドシナ半島の夏のモンスーン入りの頃に東南アジア上空で発達を始めた高気圧性循環は、インドでモンスーン入りする6月に入るとすぐにアラビア海北部~パキスタン上空を中心とした  $50^{\circ}E \sim 80^{\circ}E$  で急速に発達する。しばらく同じ経度帯で強い状態が続いた後、北西太平洋域でモンスーン入りする7月後半になると  $60^{\circ}E$  付近では弱まり始め、高気圧性循環の最も強い場所は次第に東へ移っていき、8月の終わりには  $90^{\circ}E$  付近に達する。時間緯度断面図

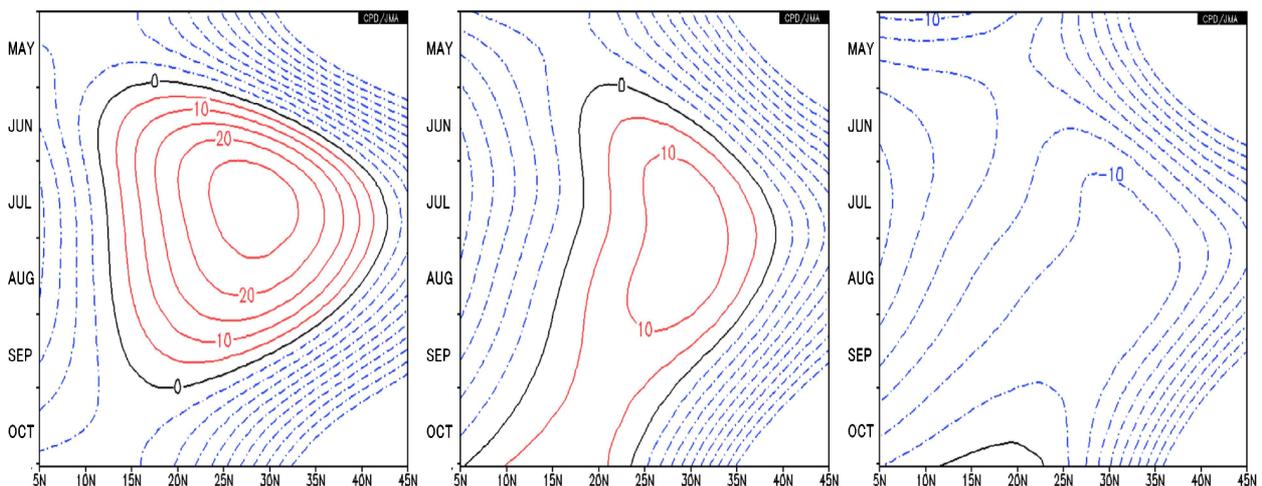


第 2.3.3.14 図 チベット高気圧の季節変化 ( $25^{\circ}N \sim 30^{\circ}N$  平均)  
等値線は半旬平均 150hPa 流線関数平年値 (間隔  $5 \times 10^6 m^2/s$ )。平年値は 1981~2010 年の 30 年平均値。

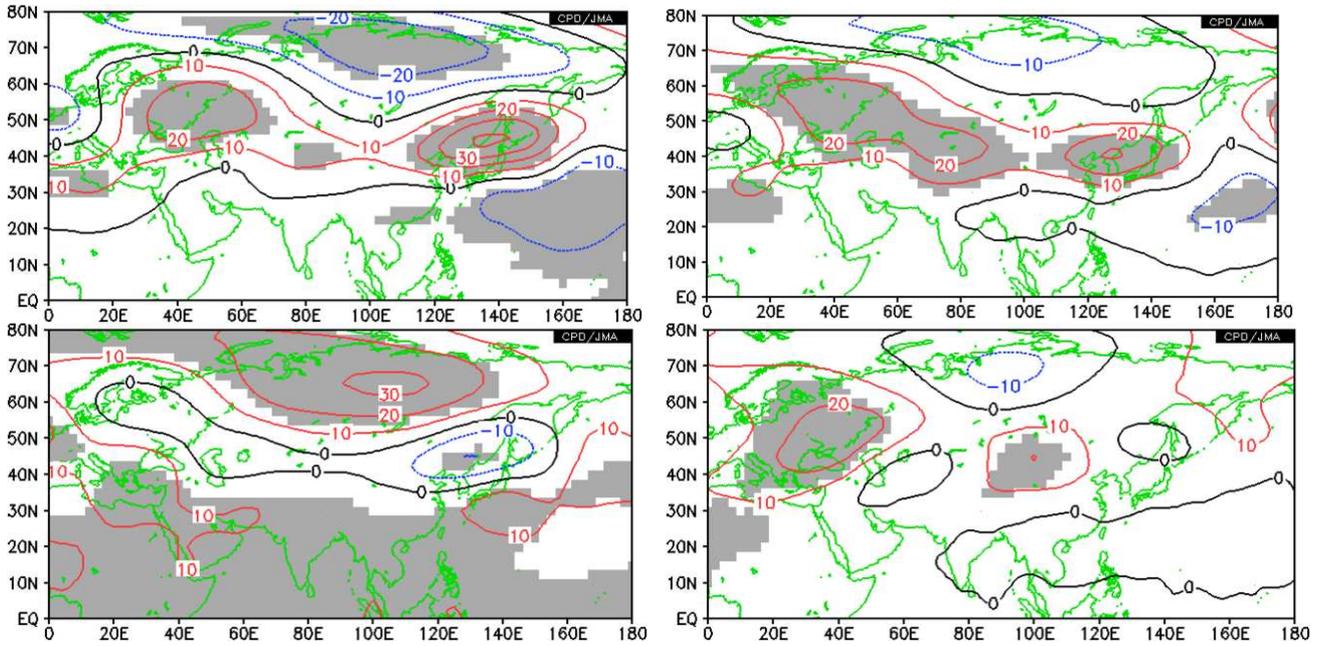
(第 2.3.3.15 図)から3つの経度帯で分けたチベット高気圧の最盛期を見ると、西領域では7月を中心として6~8月の3か月間、東領域では6月後半~9月前半の3か月間、日本付近の経度帯では、7月後半の亜熱帯ジェット気流の北上ジャンプ以降9月初めまでとなっている。

#### イ. チベット高気圧の年々変動と日本の天候との関係

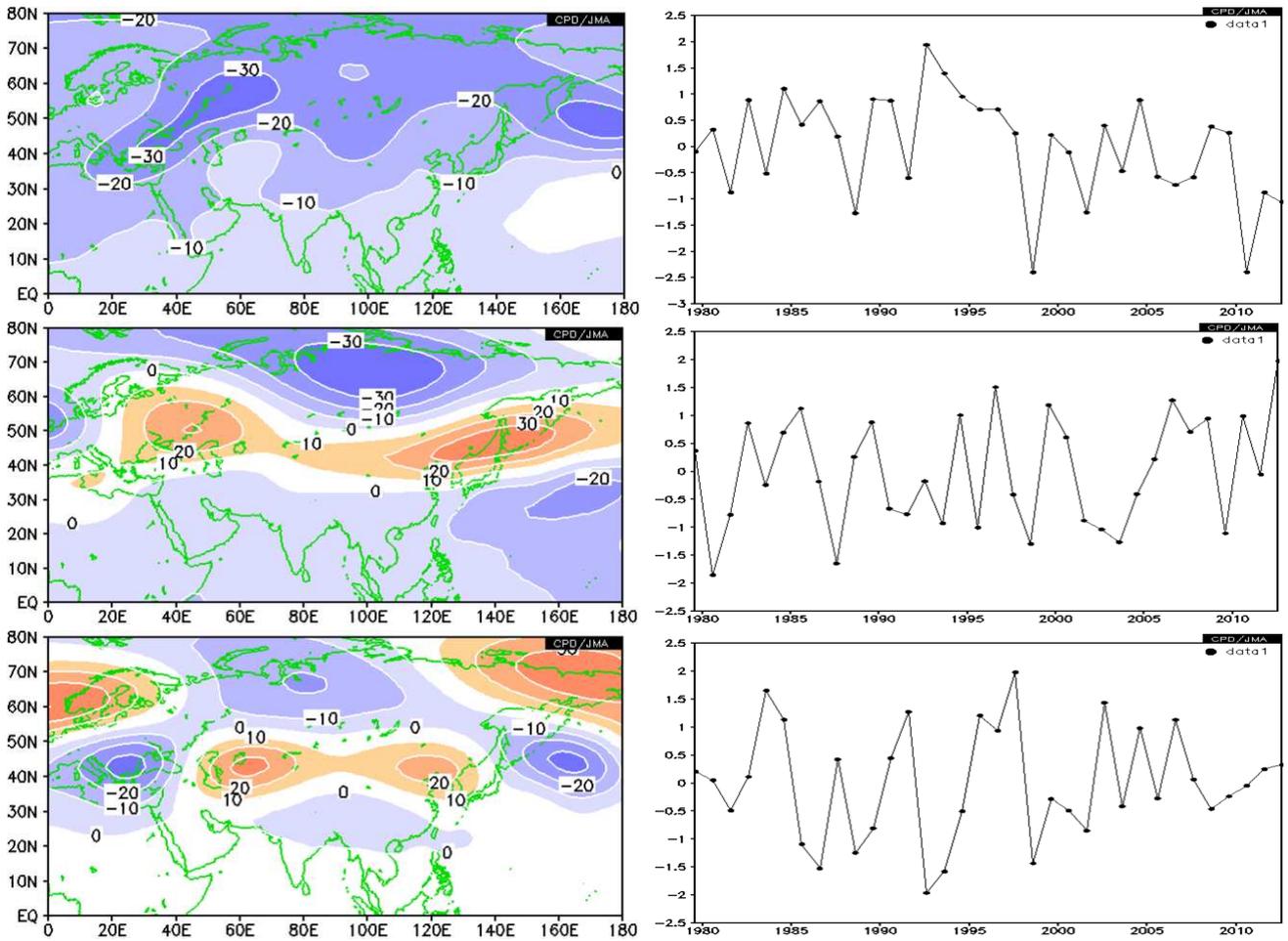
8月の地域平均気温とチベット高気圧の関係を見ると(第 2.3.3.16 図) 北日本から西日本にかけては、日本付近のチベット高気圧の勢力との正



第 2.3.3.15 図 チベット高気圧の季節変化  
左:  $30^{\circ}E \sim 60^{\circ}E$  平均、中:  $90^{\circ}E \sim 120^{\circ}E$  平均、右:  $120^{\circ}E \sim 150^{\circ}E$  平均  
等値線は半旬平均 150hPa 流線関数平年値 (間隔は  $5 \times 10^6 m^2/s$ )。平年値は 1981~2010 年の 30 年平均値。



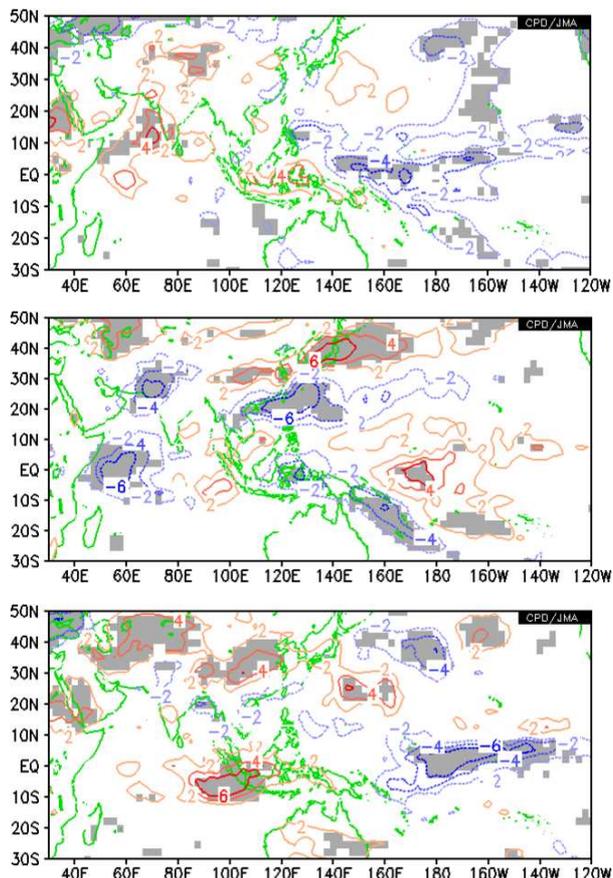
第 2.3.3.16 図 8 月の地域平均気温と 150hPa 高度との回帰係数分布および 150hPa 高度のトレンド分布  
 左上：北日本、右上：西日本、左下：沖縄・奄美、右下：西暦年との回帰係数分布  
 単位m、危険率 5%で有意な領域に陰影を付加、統計期間は 1979～2012 年の 34 年間。



第 2.3.3.17 図 8 月のユーラシア域の 150hPa 高度の主成分分析による上位 3 モードの変動パターンとその年々変動  
 上段：第 1 モード（寄与率 20.8%）、中段：第 2 モード（寄与率 17.0%）、下段：第 3 モード（寄与率 12.1%）  
 左：固有ベクトル分布、右：各年のスコア。対象領域は 0°～180°E、Eq.～80°N。統計期間は 1979～2012 年の 34 年間。

の相関関係が有意であるほか、ユーラシア上の  $40^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$  帯に広がる相関域は、大陸規模での亜熱帯ジェット気流の南北偏との関係があることを示している。一方で、沖縄・奄美では、北日本との関係を反転したような分布となっているが、有意な領域も反転して現れており、広い範囲での熱帯域及び高緯度の高度との正の相関が有意となっている。

盛夏期のチベット高気圧の年々変動を見るために、8月のユーラシア域の150hPa高度の主成分分析(EOF)を行った結果を第2.3.3.17図に、その主要変動モードと熱帯の対流活動の関係を第2.3.3.18図に示す。なお、上位3モードの累積寄与率が50%であり、これらで変動の半分を説明できる。第1モードは、ほぼ全域同符号でユーラシア大陸の広い範囲にわたって変動が大きいというパターンである。このパターンは、第2.3.3.16図右下で見たトレンドパターン(ヨーロッパロシアとモンゴル付近に有意な上昇トレンドの領域が見られる)とは異なるものの、スコアの経年変化からは1990年代後半を境に高度が上昇する傾向が見られる。次に、第2モードは、ユーラシア大陸から太平洋中部にかけての  $40^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$  帯と、中央シベリアを中心とした高緯度及び北西太平洋を中心とした低緯度が逆に変動するパターンであり、主に亜熱帯ジェット気流の南北偏に伴う変動である。中央シベリアの負、沿海州の正、日本の南東海上の負と並ぶ分布は、寒帯前線ジェット気流経路での準定常ロスビー波束の南東への伝播および砕波によって、ミッドパシフィックトラフが強められる様子を表していると考えられる。このモードは、北西太平洋モンスーン域北部の対流活動との正相関が有意であるほか、パキスタン付近及びインド洋西部熱帯域の対流活動との正相関も有意である。このモードの正のパターンは、北西太平洋モンスーン域北部やパキスタン付近で対流活動が活発な時、すなわち、アジアモンスーンの活動が北偏して活発な場合に、亜熱帯ジェット気流が北偏し、それに対応してチベット高気圧も全般に北側に勢力を伸ばすことに関係していると考えられる。



第2.3.3.18図 8月のユーラシア域の150hPa高度の主成分分析による上位3モードの変動パターンと対流活動(OLR)の相関関係

上: EOF 第1モード、中: EOF 第2モード、下: EOF 第3モード。各スコアとの回帰係数分布(等値線間隔  $2\text{W}/\text{m}^2$ 、ゼロ線は省略)で、危険率5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は1979~2012年の34年間。

る。また、この変動パターンは、北日本の気温と150hPa高度との回帰分布とよく似ており、北日本の気温変動を支配する特徴的なパターンといえることができる。また、このことは、夏のアジアモンスーンインデックス(SAMOI)(気象庁1997)と北日本の気温に高い相関関係があることと関連している。最後に、第3モードは、亜熱帯ジェット気流に沿った波列状分布が特徴的な変動パターンである。このパターンは、シルクロードパターン(Enomoto et al. 2003)と呼ばれており、本州付近に順圧構造の高気圧を発達させ、顕著な高温をもたらすことが知られている。西日本の気温と150hPa高度との回帰分布(第2.3.3.16図右上)は、第3モードの東アジア付近の分布とよく似て

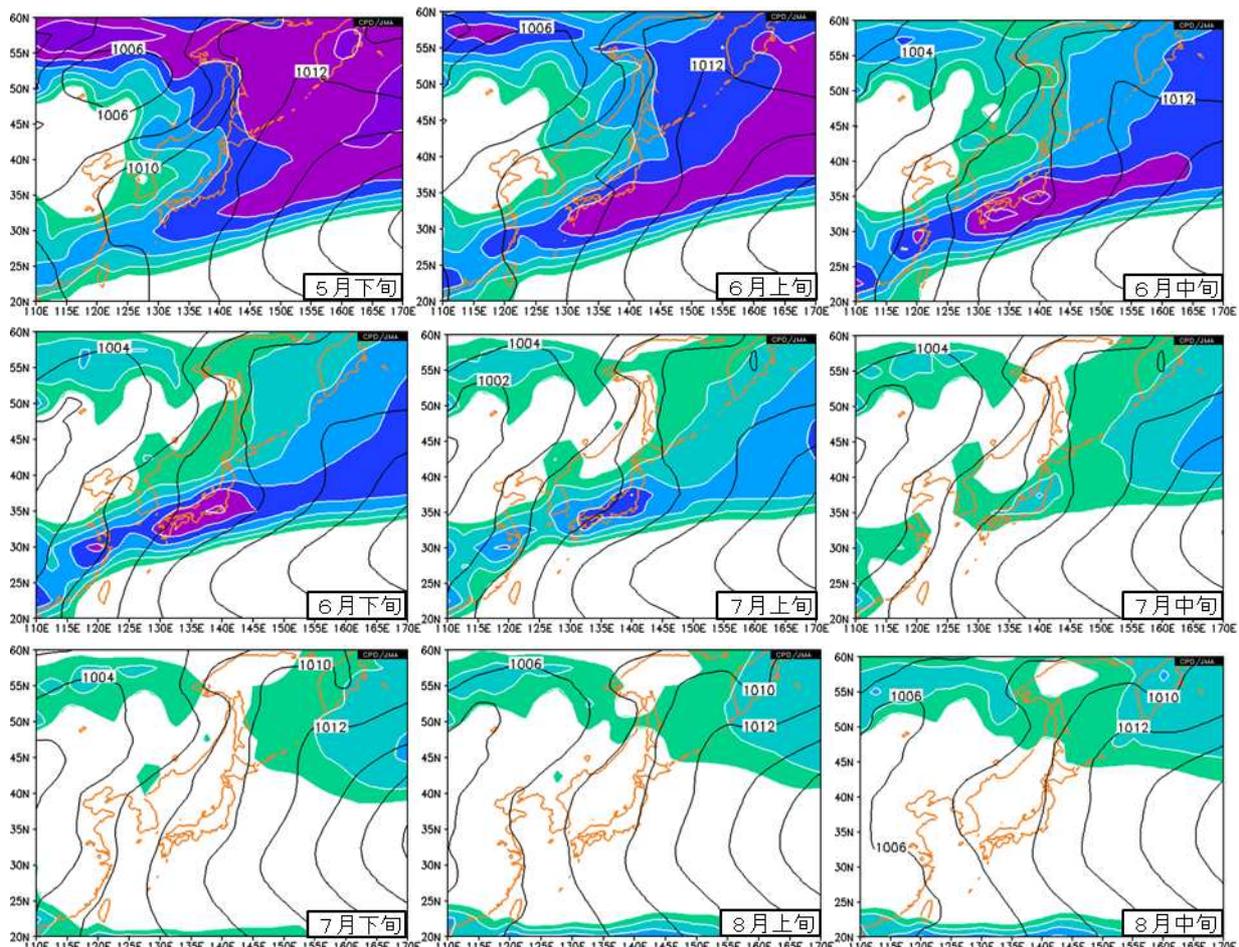
いることから、西日本の気温を支配する特徴的なパターンといえることができる。一方、第3モードとこの回帰分布図のヨーロッパロシア付近の特徴は異なるが、これはシルクロードパターンは西からどのような位相のロスビー波束が伝播してきたとしても、気候平均場との相互作用によって西アジアで循環を強めるような力学過程が働くため、東アジアの位相は固定される(小坂 2011)ことを示しているとみられる。また、インド洋北部から北西太平洋にかけて、対流活動と有意な相関関係のある領域が見られないことは、熱帯の強制によって直接励起される波列ではないことを示唆している。

#### (4) オホーツク海高気圧

##### ア．オホーツク海高気圧の気候的特徴

オホーツク海高気圧は、暖候期にオホーツク海付近に中心を持って現れる高気圧であり、その出現時には北日本～東日本に低温・寡照の天候をもたらし、特に農業に大きな影響を与える。夏になって暖まってくるユーラシア大陸と夏でも冷たいオホーツク海の地理的分布を背景に(Tachibana et al. 2004)、その発達には上空のブロッキング現象が深くかかわっており(Nakamura and Fukamachi 2004)、ブロッキング現象に伴って、オホーツク海高気圧が数週間にわたり持続、停滞することがある。

旬ごとの海面気圧平年値(第2.3.3.19図)を見ると、オホーツク海高気圧が平年値で現れてくる



第2.3.3.19図 旬平均平年値でみたオホーツク海高気圧の推移

上段： 左：5月下旬、中：6月上旬、右：6月中旬

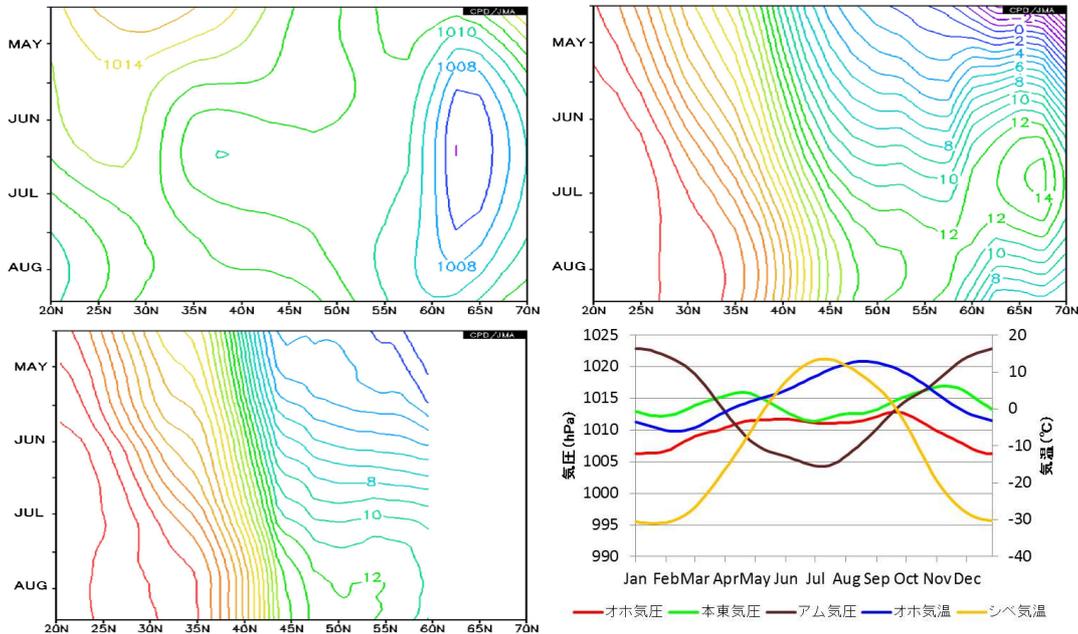
中段： 左：6月下旬、中：7月上旬、右：7月中旬

下段： 左：7月下旬、中：8月上旬、右：8月中旬

等値線は海面気圧平年値(間隔 2hPa)、色塗は OLR (間隔 4W/m<sup>2</sup>、232W/m<sup>2</sup> 以下の領域のみ)、平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

のは6月に入ってからで、6月下旬から7月上旬にかけてピークを迎えた後、次第に不明瞭となっていくが、8月上旬までは周囲よりは高圧部となっている。時間緯度断面(第2.3.3.20図)を見ると、オホーツク海の海面気圧は5~8月にかけて、

ほぼ1011~1012hPaの気圧が続く。一方、東シベリアやアムール川下流域では6~7月を低極とした変化を示し、5~8月の間はオホーツク海よりも気圧が低くなる。また、本州東海上も6月を低極とした変化を示しており、6月中旬から7月中

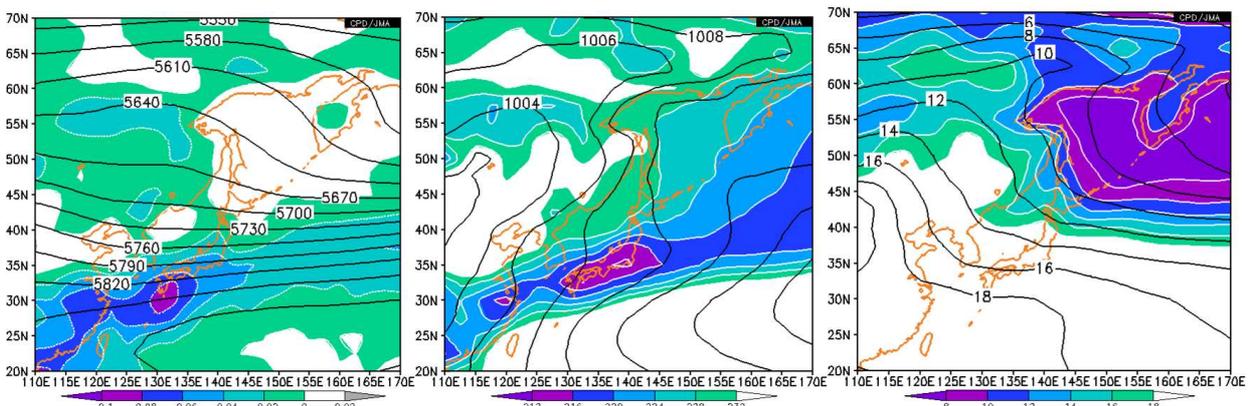


第2.3.3.20図 オホーツク海付近の海面気圧や地上気温等の季節変化

- 左上: 半月平均海面気圧平年値(間隔1hPa)(142.5°E~152.5°E平均の時間緯度断面図)
- 右上: 半月平均地上気温平年値(間隔1)(142.5°E~152.5°E平均の時間緯度断面図)
- 左下: 半月平均海面水温平年値(間隔1)(142.5°E~152.5°E平均の時間緯度断面図)
- 右下: 半月平均平年値による領域平均時系列

オホ気圧 = オホーツク海(45°N~55°N、145°E~155°E)平均の海面気圧  
 本東気圧 = 本州東海上(30°N~40°N、145°E~155°E)平均の海面気圧  
 アム気圧 = アムール川下流域(45°N~55°N、125°E~135°E)平均の海面気圧  
 オホ気温 = オホーツク海(45°N~55°N、145°E~155°E)平均の地上気温  
 シベ気温 = 東シベリア(60°N~70°N、145°E~155°E)平均の地上気温

平年値は1981~2010年の30年平均値。



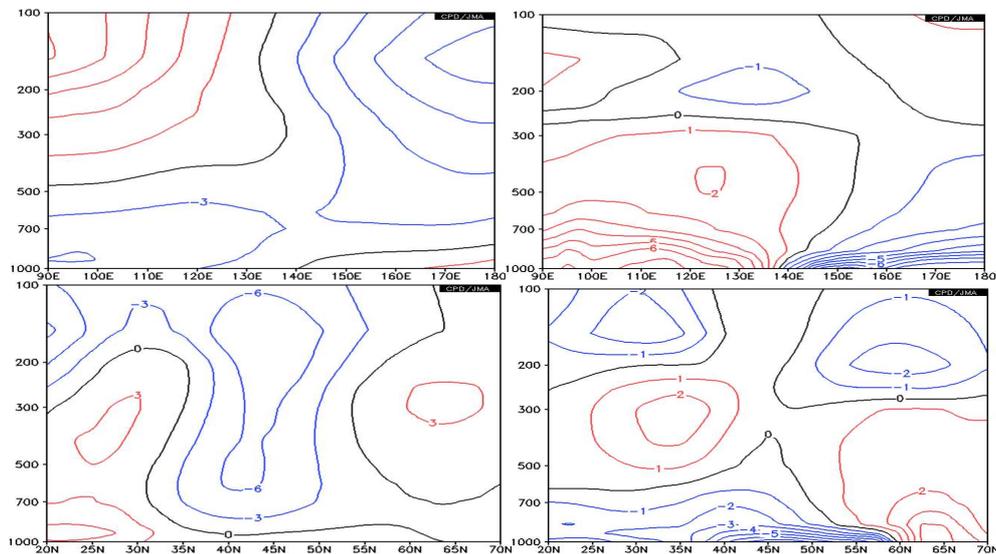
第2.3.3.21図 オホーツク海高気圧最盛期(6月下旬)の水平構造

- 左: 等値線は500hPa高度(間隔30m)、色塗は700hPa上昇流(単位Pa/s、間隔は凡例参照)
  - 中: 等値線は海面気圧(間隔2hPa)、色塗はOLR(単位W/m<sup>2</sup>、間隔は凡例参照)
  - 右: 等値線は850hPa気温(間隔2)、色塗は地上気温(単位、間隔は凡例参照)
- 平年値は1981~2010年の30年平均値。

旬にかけてオホーツク海の気圧と同程度か低くなる。このように海面気圧絶対値の変化だけで判断すると、気候値的には、オホーツク海で高気圧が発達するというよりは、周辺の気圧が下がることにより相対的に高気圧になると言える。このような海面気圧の変化は地上気温の変化と対応してお

り、5月下旬から7月下旬の期間はオホーツク海上の気温が北側の陸地である東シベリアの地上気温を下回る日が続く。

オホーツク海高気圧が最盛期となる6月下旬の様子を詳しく見る（第2.3.3.21図、第2.3.3.22図）と、日本付近は梅雨の最盛期で西日本から東



第2.3.3.22図 オホーツク海高気圧最盛期（6月下旬）の鉛直構造

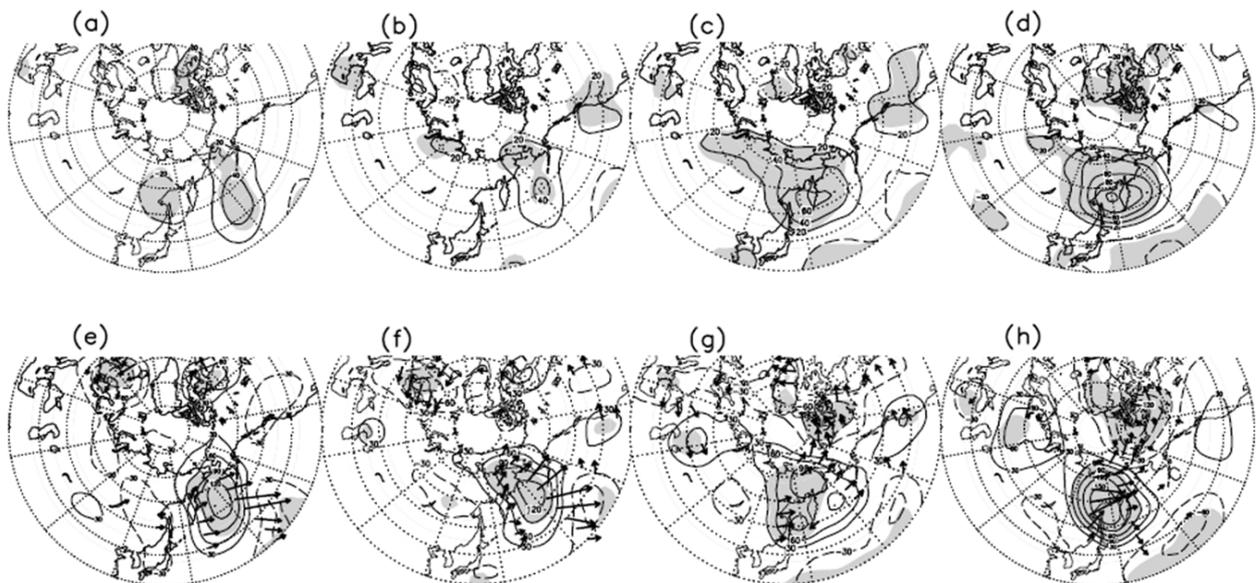
左上：流線関数平年値の帯状平均からの差（間隔  $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）（ $45^\circ\text{N} \sim 55^\circ\text{N}$  平均）

右上：気温平年値の帯状平均からの差（間隔 1）（ $45^\circ\text{N} \sim 55^\circ\text{N}$  平均）

左下：流線関数平年値の帯状平均からの差（間隔  $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）（ $142.5^\circ\text{E} \sim 152.5^\circ\text{E}$  平均）

右下：気温平年値の帯状平均からの差（間隔 1）（ $142.5^\circ\text{E} \sim 152.5^\circ\text{E}$  平均）

平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。



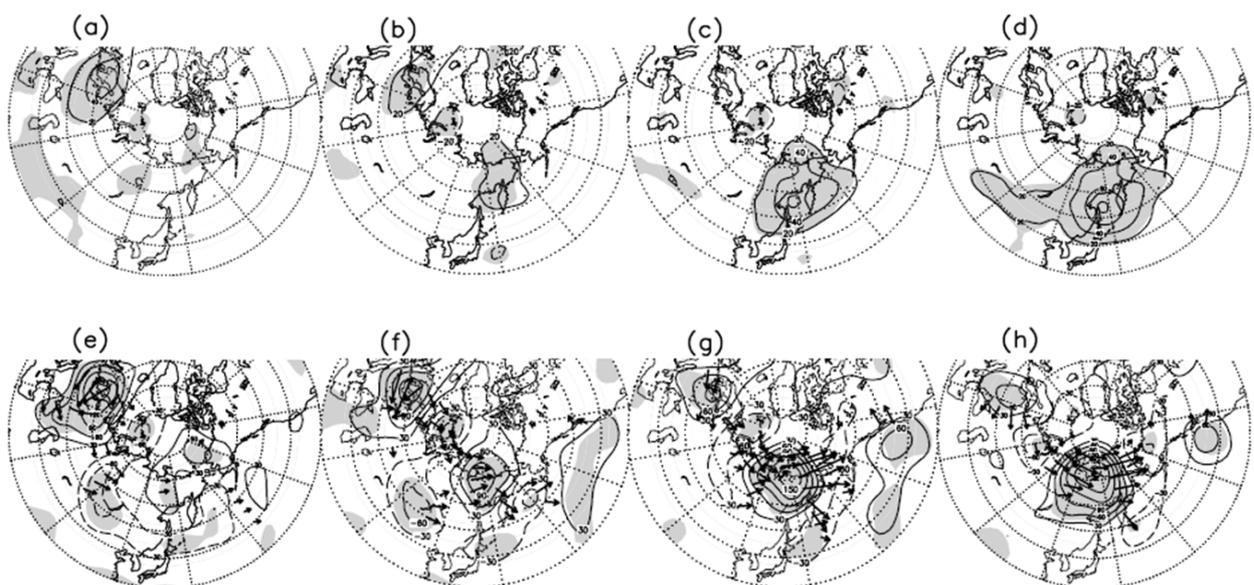
第2.3.3.23図 5月に出現した強いオホーツク海高気圧15例の合成偏差図

上段は1000hPa高度偏差（20m毎：ゼロ線は略：線は低気圧性偏差）。(d)が地上高気圧のピーク時に対応。(c)はその2日前、(b)4日前、(a)6日前。下段は300hPa高度偏差（30m毎：ゼロ線は略：破線は低気圧性偏差）。矢印はTakaya and Nakamura(2001)に基づく定常ロスビー波の活動度フラックスの水平成分（ $10^8 \text{m}^2/\text{s}^2$ に相当）。ロスビー波の局所的な水平群速度に平行。(h)が地上高気圧のピーク時に対応。(g)はその2日前、(f)4日前、(e)6日前。いずれも陰影は高度偏差が信頼度95%で有意な領域。NCEP/NCAR再解析データに基づく。Nakamura and Fukamachi (2003)より転載。

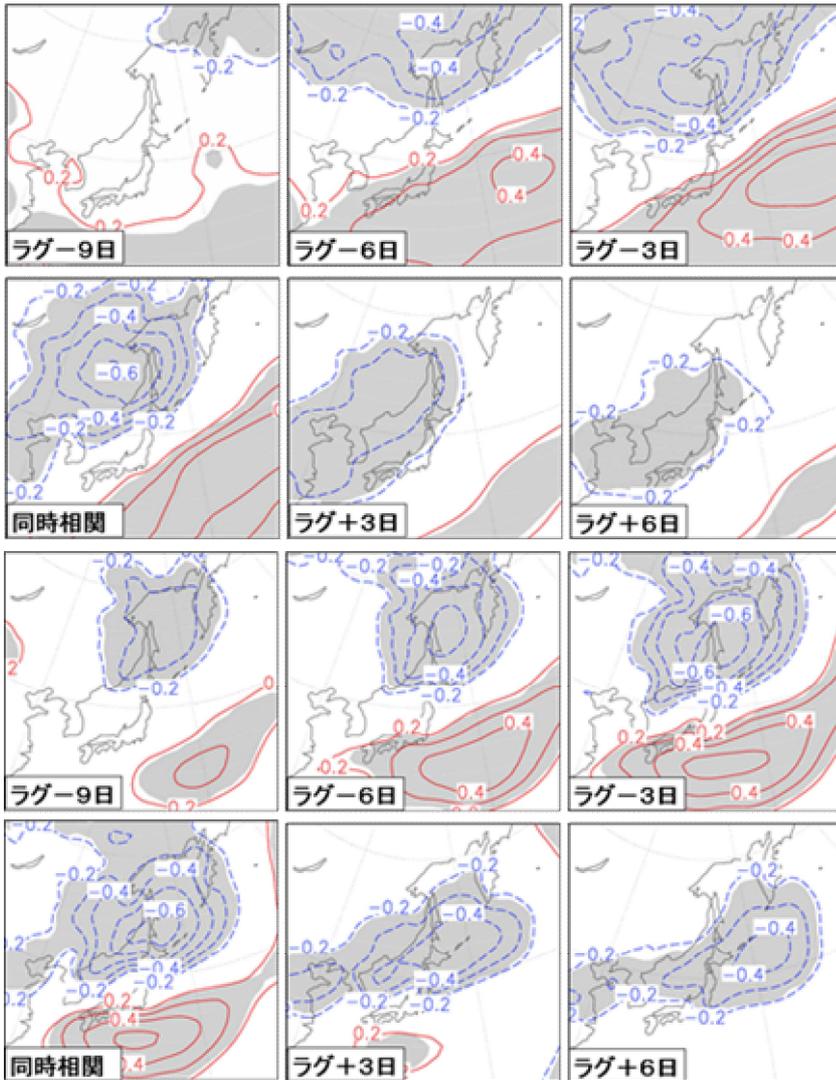
日本の東海上にかけて低圧部がくさび状に入り込んでおり、オホーツク海高気圧が明瞭となっている。500hPa 高度においては 130°E 付近にリッジが存在しており、50°N 帯の鉛直方向に見た高気圧性循環の軸はかなり西に傾いているほか、緯度断面図ではオホーツク海南部上空は低気圧性循環となっており、強い傾圧構造で高気圧性循環はごく地表付近に限られていることが分かる。また、この要因となっている対流圏下層の低温は、地表気温が 850hPa 気温より低くなっている（第 2.3.3.21 図右）、強い安定成層状態となっている。

気候値的な特徴は以上記述したとおりであるが、オホーツク海高気圧は初夏に定常的に見られるわけではなく、ブロッキング現象や準定常ロスビー波束の伝播といったイベントとして出現することが多い。そこでどのような過程でオホーツク海高気圧が発達するのかを、第 2.3.3.23 図及び第 2.3.3.24 図に示す。オホーツク海高気圧の発達過程については、初夏に起こりやすいアリューシャン方面からのブロッキングの西進によるもの（5 月型）と、梅雨期後半によく見られるヨーロッパ方面からの定常ロスビー波束伝播により東シベリアでブロッキングが形成されるもの（7 月型）の 2 つのタイプがある (Nakamura and Fukamachi 2004)。第 2.3.3.25 図は、東北の気温と海面気圧

のラグ相関を例にして、この 2 つのタイプのオホーツク海高気圧の発達及び衰弱の過程を見たものである。5 月中旬の場合、ベーリング海峡方面から現れた相関域が次第に高相関になりながら西進してくる。同時相関ではオホーツク海というよりはむしろ沿海州に中心を持つ高気圧となり、その後南下しながら急速に弱まる様子が見られる。一方、6 月下旬のものは、オホーツク海北部で現れた相関域が次第に高相関になりながらゆっくりと南下し、同時相関ではオホーツク海南部に中心を持ち、沿海州方面と三陸沖に高圧部が垂れ下がる典型的なオホーツク海高気圧となっている。その後は、弱まりながらゆっくりと三陸沖に南東進する様子が見られる。このようなオホーツク海高気圧の発達、南下のメカニズムは、Nakamura and Fukamachi (2004) で述べられているように、これまで述べてきた気候場を背景として、上層リッジ発達 > 下層高気圧性循環励起 > 励起された東風と東西気温勾配による下層寒気移流 > 地上高気圧の発達 > 地上高気圧の循環による下層寒気の南への移流 > 地上高気圧の南下というプロセスからなりたっており、上層リッジの停滞によって東風による下層寒気移流が下層寒気の南への移流を上回る場合には、オホーツク海高気圧が長期間持続することになる。



第 2.3.3.24 図 第 2.3.3.23 図と同様。ただし、7 月に出現した強いオホーツク海高気圧 15 例の合成偏差図



(a) 5月13～20日の7日平均した東北地方の気温と海面気圧の相関係数分布  
等値線間隔0.1、正相関が実線、負相関が破線。1979～2005年の前後の7日平均も加えた81例の関係。陰影部は危険率1%で有意な領域。

(b) 6月23～30日の7日平均した東北地方の気温と海面気圧の相関係数分布  
等値線間隔0.1、正相関が実線、負相関が破線。1979～2005年の前後の7日平均も加えた81例の関係。陰影部は危険率1%で有意な領域。

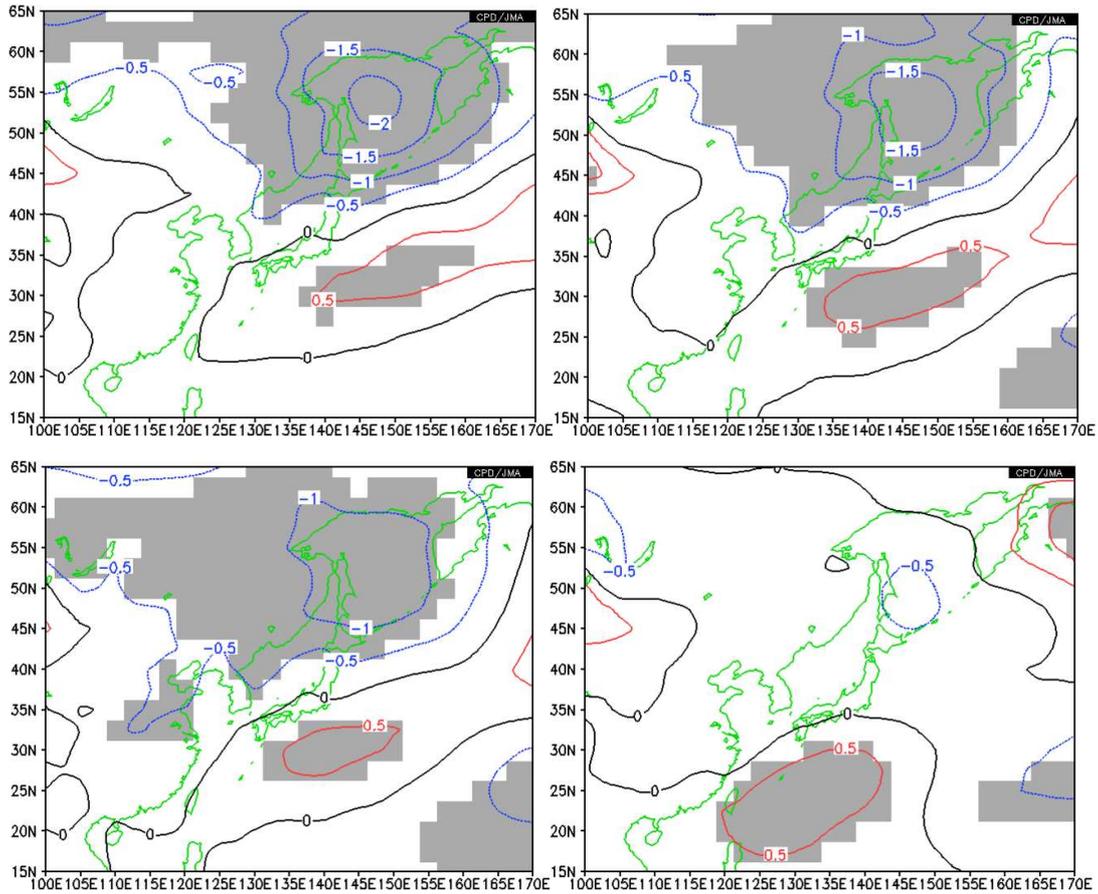
第 2.3.3.25 図 オホーツク海高気圧の発達・衰退の様子（平成 19 年度季節予報研修テキスト第 2.4.2.24 図より転載）

### イ．オホーツク海高気圧の年々変動と日本の天候との関係

6月の地域平均気温とオホーツク海高気圧の関係を見ると（第 2.3.3.26 図）、北日本から西日本にかけては、オホーツク海との負相関、本州南海上との正相関が有意な領域が広がっている。負相関は北に行くほど明瞭となり北日本ではオホーツク海高気圧の変動が気温変動の主要因である一方、西日本では華中にも負相関域が広がっており、寒気を伴った移動性高気圧も西日本の気温に一定の寄与をしているものと推察される。また、沖縄・奄美ではオホーツク海高気圧の影響はなく、沖縄付近の太平洋高気圧の盛衰の影響を受けている。

オホーツク海高気圧の年々変動を見るために、

6月及び7月の極東域の海面気圧の主成分分析 (EOF) を行った結果を第 2.3.3.27 図及び第 2.3.3.28 図に示す。6月は、オホーツク海高気圧を主な変動とするパターンが寄与率 29.0%の第 1 モードとして抽出され、オホーツク海高気圧は、6月の日本の天候を支配する主要な現象であることが分かる。この変動と熱帯の対流活動及び北半球の 500hPa 高度との関係を見ると（第 2.3.3.29 図上段）熱帯の対流活動とはそれほど有意な関係は見られないが、ベンガル湾北部からインドシナ半島、フィリピン東海上にかけて対流活動が活発で、6月にもかかわらずモンスーントラフが平年よりも東まで伸びる場合に、オホーツク海高気圧が現れにくい傾向が見られる。



第 2.3.3.26 図 6 月の地域平均気温と海面気圧との回帰係数分布  
 左上：北日本、右上：東日本、左下：西日本、右下：沖縄・奄美  
 単位 hPa、危険率 5% で有意な領域に陰影を付加、統計期間は 1979 ~ 2012 年の 34 年間。

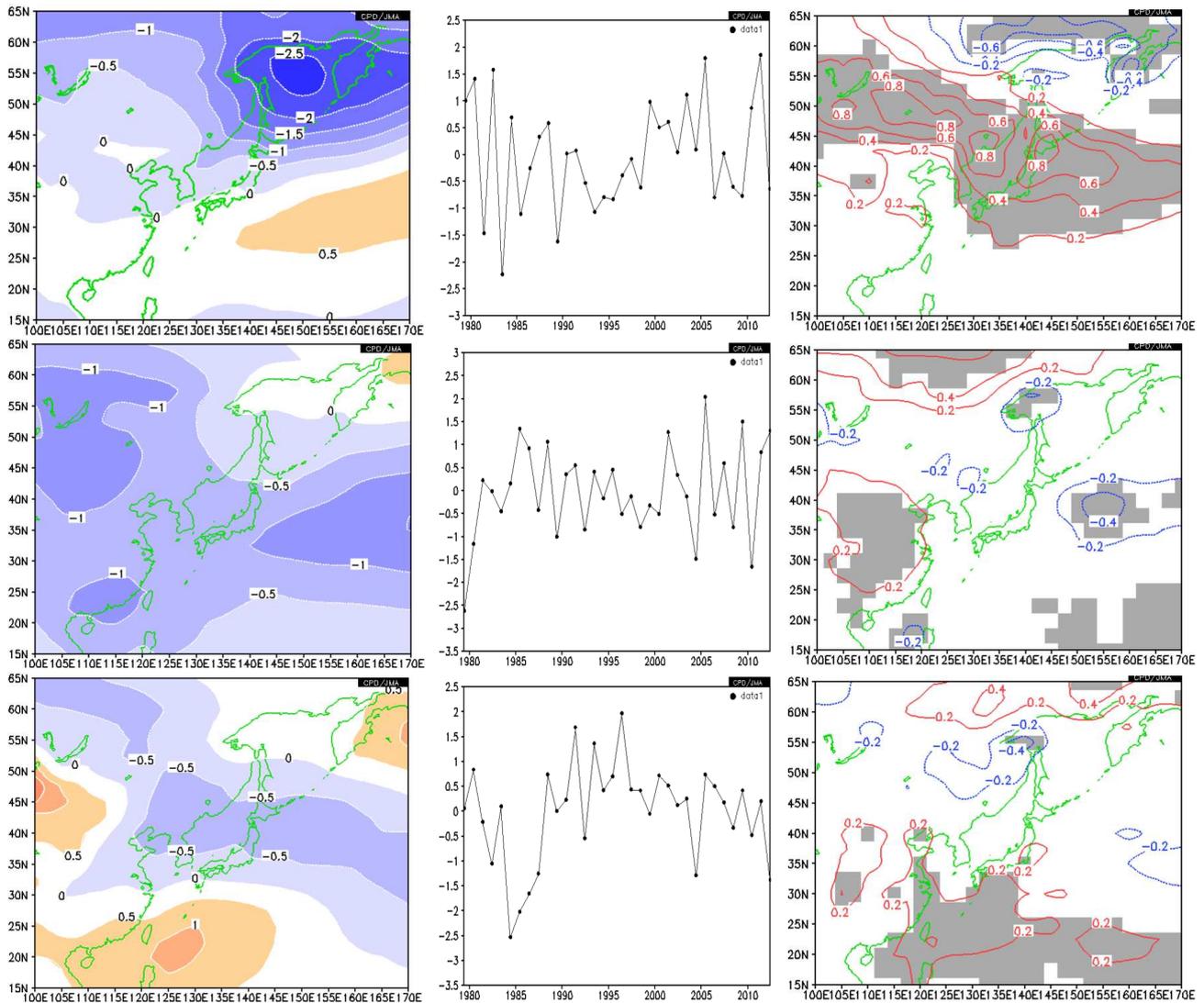
また、500hPa 高度との関係からは、東シベリアのリッジを中心とした極東の低指数循環との相関が明瞭である。東シベリアの相関域が日付変更線付近まで広がっていることや、ウラル山脈付近に見られる有意な相関域の存在からは、第 2.3.3.23 図と第 2.3.3.24 図で示されている 5 月型と 7 月型の発生メカニズムの双方の特徴を示しているように見える。

7 月に卓越する上位 3 モードは、いずれもオホーツク海に変動の中心を持つものであり、第 1 モード（寄与率 27.0%）はオホーツク海を中心に極東域全域で同符号で変動するモノポール型、第 2 モード（寄与率 18.2%）はオホーツク海南部から東に延びる 45°N 帯と日本の南海上の 25°N 帯が逆符号で変動するダイポール型、第 3 モード（寄与率 13.7%）はオホーツク海北部とフィリピン北部～台湾付近が同符号で、本州から東海上の 35°N

帯が逆符号で変動するトライポール型となっている。このうち、第 1 モードと第 3 モードが日本付近の地上気温と有意な相関があるが、北日本の太平洋側を中心に相関の高い第 3 モード（トライポール型）がオホーツク海高気圧の出現とより関係のあるパターンといえる。なお、第 1 モードについては、解釈に注意が必要であり、北日本の気温が +2.0 の顕著な高温となった 2010 年と -2.9 の顕著な低温となった 2003 年がどちらも大きな負のスコアを示した（第 2.3.3.30 図）。第 1 モード及び第 3 モードと熱帯の対流活動及び北半球の 500hPa 高度との関係を見ると（第 2.3.3.29 図中段、下段）第 1 モードは熱帯の対流活動との関係はそれほど明瞭ではない一方で、寒帯前線ジェット気流に沿ったロスビー波束の伝播に伴うアムール川河口域のリッジとの関係が明瞭である。逆に第 3 モードは、寒帯前線ジェット気流沿いには有

意な相関域は見られない一方で、東シベリアのリッジを含めたトライポール構造との関係が、熱帯の PJ パターンの対流活動分布との関係とともに見られる。これらのことは、7月におけるオホーツク海高気圧の日本の天候への影響は、寒帯前線ジェット気流沿いのロスビー波束の伝播が主な要因であるが、熱帯の対流活動の寄与も合わさると北日本～東日本にかけての地上気温に及ぼす影響が大きくなると推察される。

オホーツク海高気圧出現日数(藤川 2007)の経年変化を第 2.3.3.31 図に示す。年々変動が非常に大きく、5～8月の平均出現日数が多い年には30～40日出現するのに対し、少ない年は5日程度しか出現していない。経年変化を見ると、5月の出現日数にはやや増加傾向が見られるのに対して(危険率 10%で有意)、7月の出現日数では、10日以上出現した年は、1990年代前半以前では5年あったのに対して、それ以降は突出した出現日数

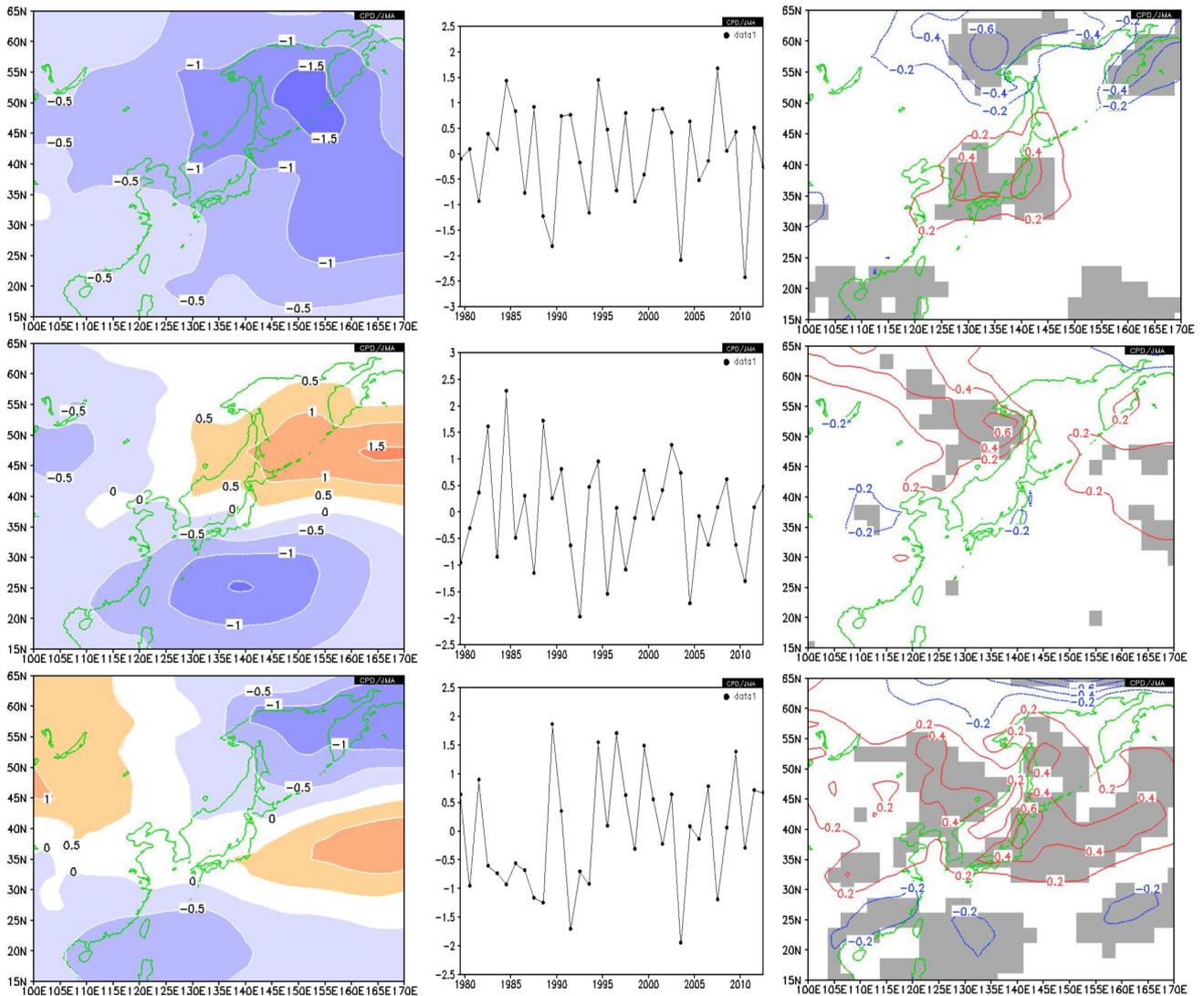


第 2.3.3.27 図 6月の極東域の海面気圧の主成分分析による上位3モードの変動パターンとその年々変動および地上気温との関係  
 上段：第1モード(寄与率 29.0%)、中段：第2モード(寄与率 23.0%)、下段：第3モード(寄与率 10.0%)  
 左：固有ベクトル分布、中：各年のスコア、右：地上気温との回帰係数(単位：)。対象領域は 100°E～170°E、15°N～65°N。危険率 5%で有意な領域に陰影を付加。  
 統計期間は 1979～2012 年の 34 年間。

が見られた 2003 年のみとなっており、顕著なオホーツク海高気圧の出現が少なくなっている。このことは、第 2.3.3.28 図に見られたように 1980 年代にトライポール型の循環パターンが現れやすかったことと整合している。

最後に、一度出現すると何日ぐらい維持・停滞を続けるのか確認しておく。連続してオホーツク

海高気圧の出現が認められた場合を一連の現象として、その継続日数をヒストグラムにした第 2.3.3.31 図（右下）から見ると、およそ半数の場合は 1 週間程度で消滅するが、全体の 15%ほどは 2 週間以上継続する。平均すると 2 年に 1 度の割合で 2 週間以上継続するオホーツク海高気圧が現れることになる。

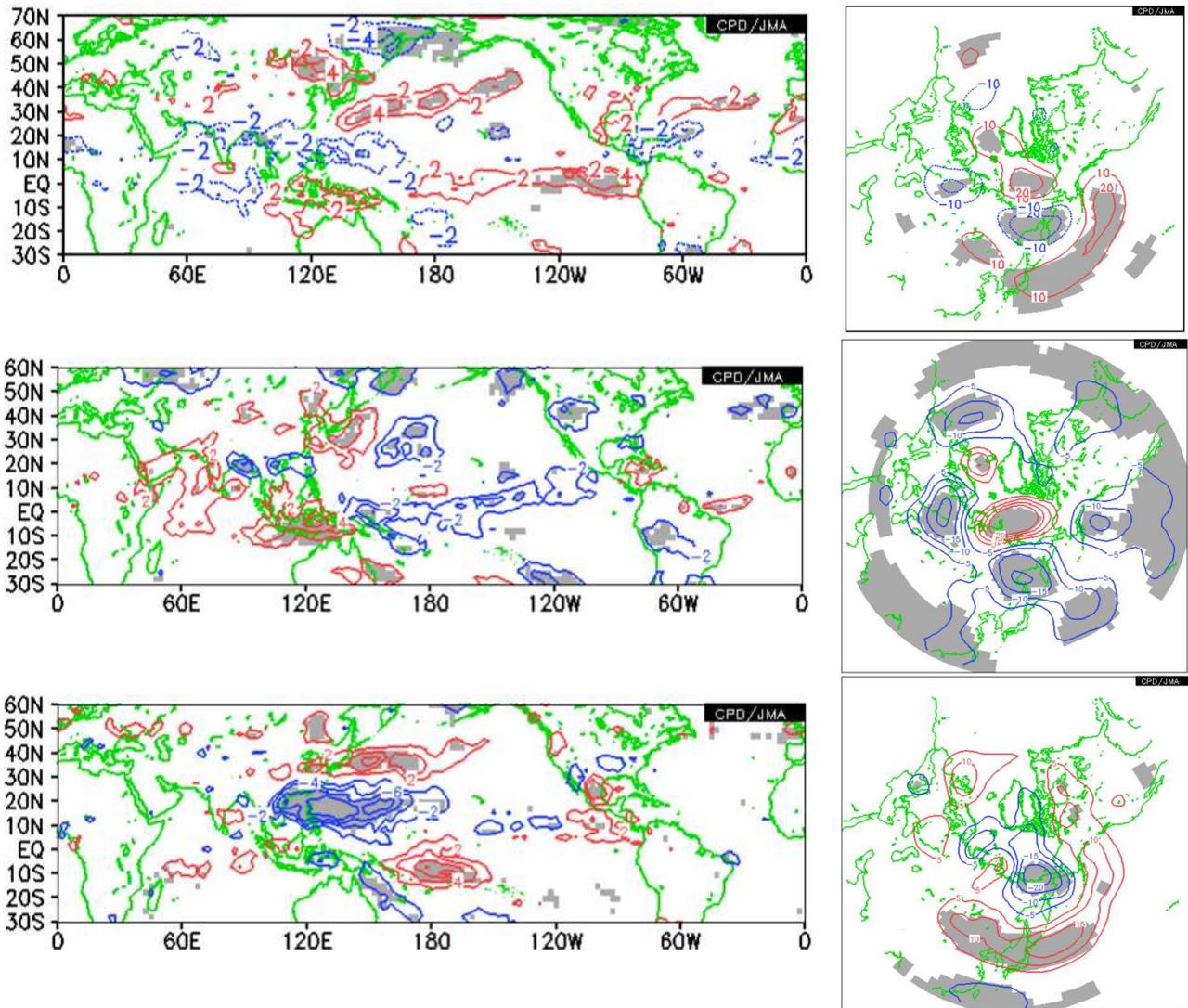


第 2.3.3.28 図 7 月の海面気圧の主成分分析による上位 3 モードの変動パターンとその年々変動および地上気温と関係

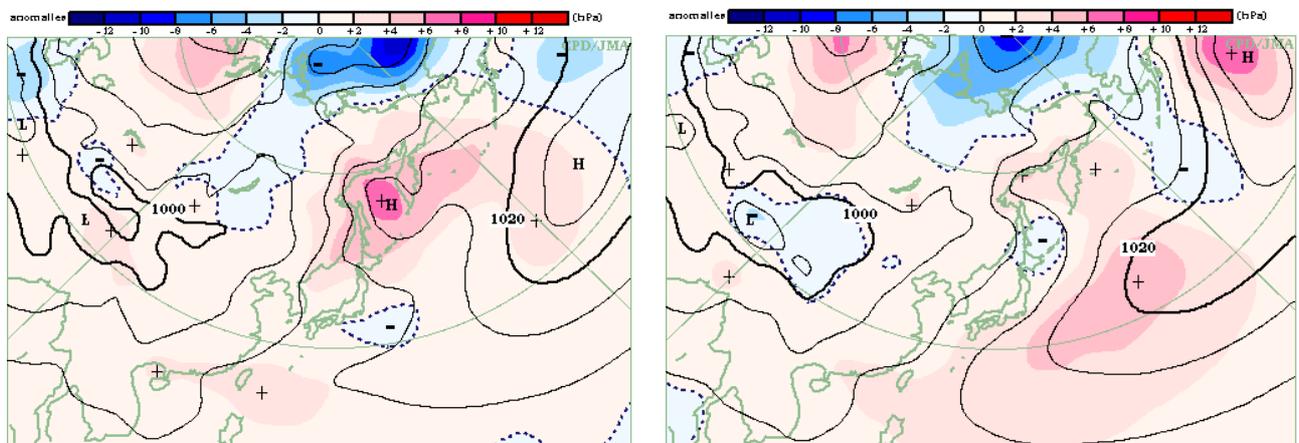
上段：第 1 モード（寄与率 27.0%）、中段：第 2 モード（寄与率 18.2%）、下段：第 3 モード（寄与率 13.7%）

左：固有ベクトル分布、中：各年のスコア、右：地上気温との回帰係数（単位： $^{\circ}\text{C}$ ）。対象領域は  $100^{\circ}\text{E} \sim 170^{\circ}\text{E}$ 、 $15^{\circ}\text{N} \sim 65^{\circ}\text{N}$ 。危険率 5% で有意な領域に陰影を付加。

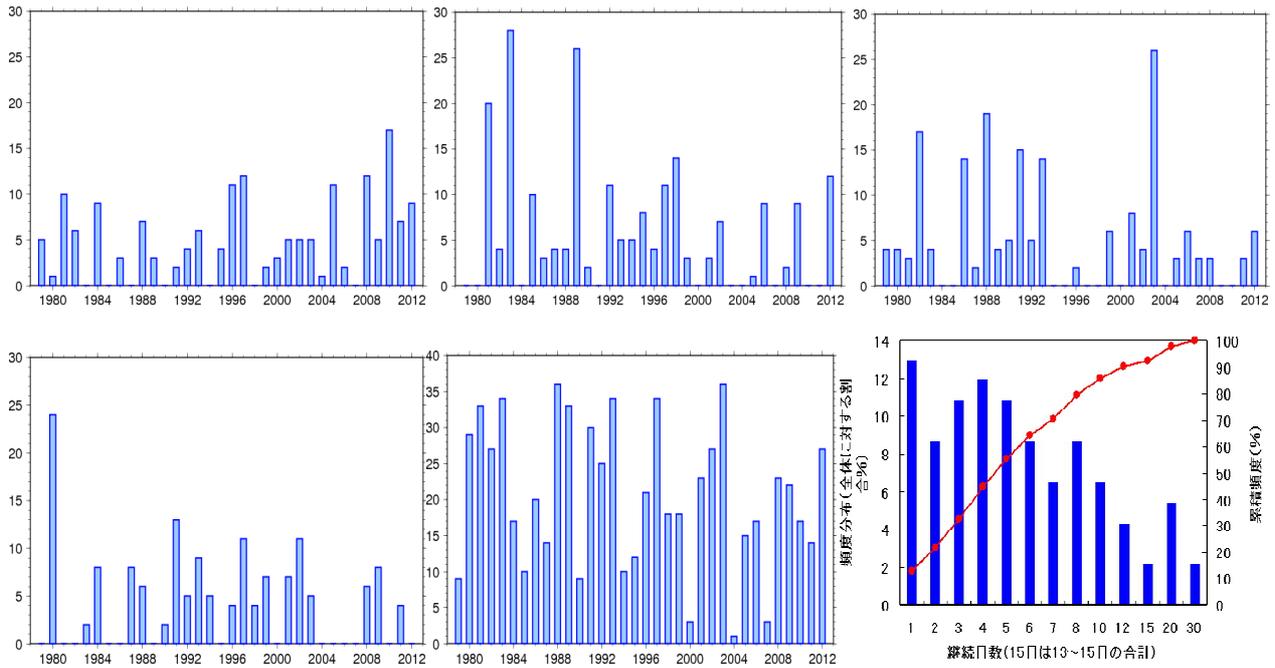
統計期間は 1979 ~ 2012 年の 34 年間。



第 2.3.3.29 図 極東域の海面気圧の主成分分析の主なモードとの相関関係  
 上段：6月の第1モード、中段：7月の第1モード、下段：7月の第3モード  
 左：対流活動(OLR) (単位： $W/m^2$ ) 右：500hPa高度 (単位：m)  
 回帰係数分布で、危険率5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は1979～2012年の34年間。



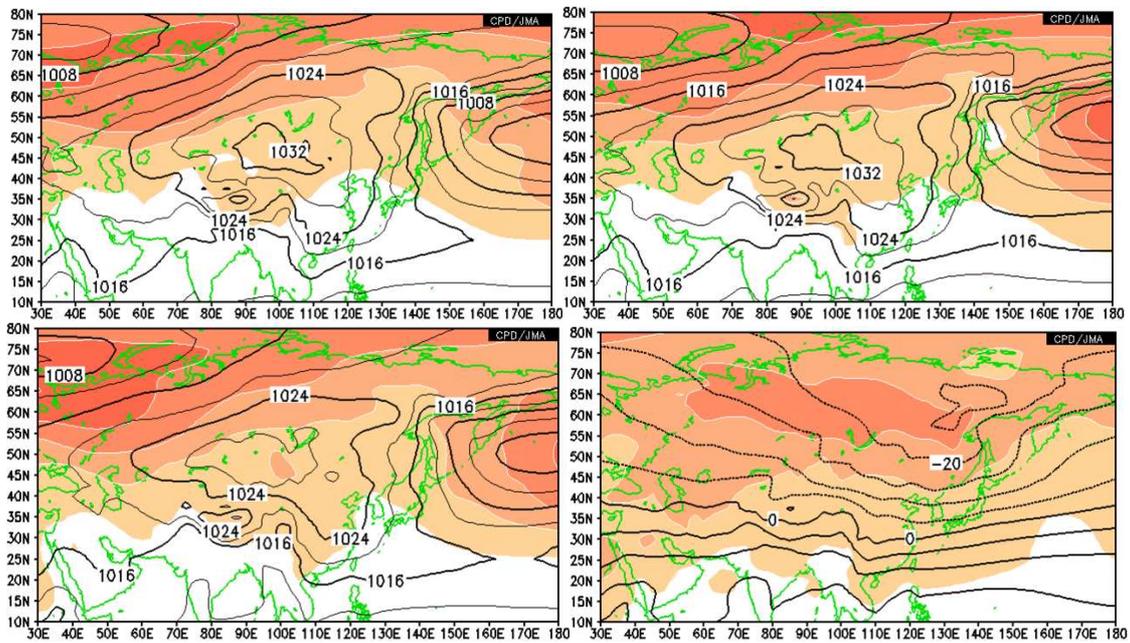
第 2.3.3.30 図 2003年7月(左)と2010年7月(右)の海面気圧分布  
 等値線は海面気圧(間隔4hPa)、陰影は平年差(間隔2hPa)。平年値は1981～2010年の30年平均値。



第 2.3.3.31 図 オホーツク海高気圧出現日数の経年変化と継続日数のヒストグラム

縦軸：日数（経年変化）、頻度（ヒストグラム）

左上：5月、中上：6月、右上：7月、左下：8月、中下：5～8月合計



第 2.3.3.32 図 月平年値で見たシベリア高気圧の推移

左上：12月の月平均海面気圧平年値と標準偏差、右上：1月の月平均海面気圧平年値と標準偏差、

左下：2月の月平均海面気圧平年値と標準偏差、右下：1月の月平均 850hPa 気温平年値と標準偏差

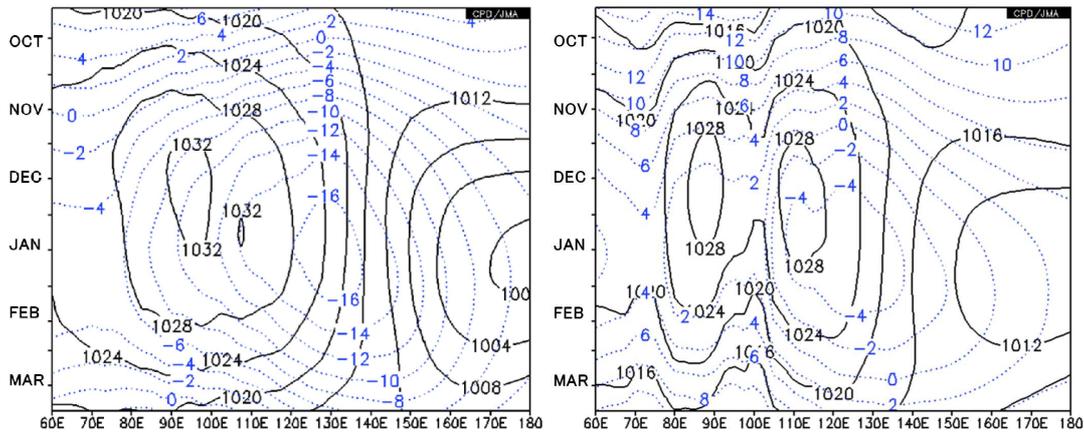
等値線は、海面気圧平年値（間隔 4hPa）または 850hPa 気温（間隔 5℃）。色塗は、それらの標準偏差で、間隔は 2hPa または 1℃。平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

(5) シベリア高気圧

ア. シベリア高気圧の気候的特徴

シベリア高気圧は、北半球冬季にユーラシア大陸上で発達する高気圧であり、日本付近の西高東低の冬型の気圧配置を構成する主役の1つである。第2.3.3.32図に見るように、中心はバイカル湖の南西付近にあり、1020hPaの等圧線で囲まれた領域は、東側では東シベリア～西日本～華南まで、西側ではカスピ海付近まで覆っている。時間経度断面(第2.3.3.33図)を見ると、10月後半から

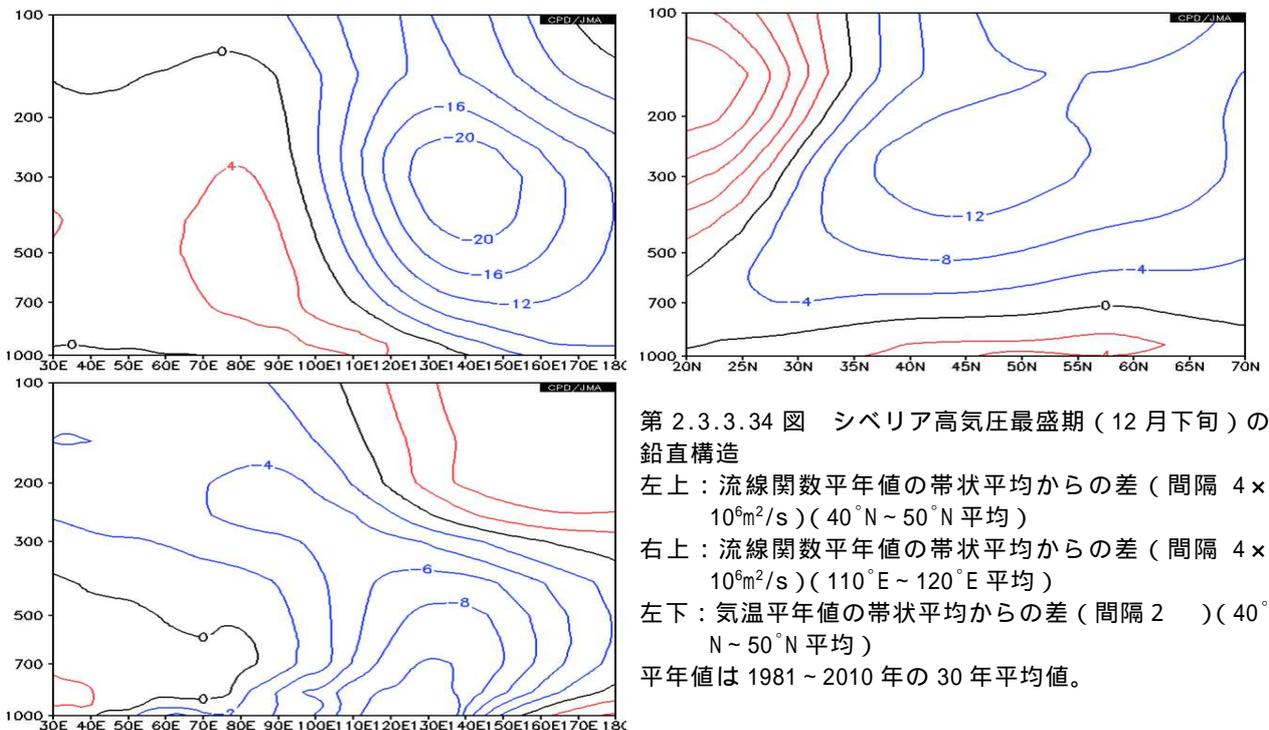
発達を始めたシベリア高気圧は12月には最盛期を迎え、その後2月前半まではほぼ同じ勢力を保った状態が続き、2月後半以降急速に弱まっていく。シベリア高気圧は、地表面の放射冷却を成因の1つとして発達するため、高気圧中心付近で下層の気温が最も低いことが期待されるが、実際の気温は東シベリアが低極となっており、同じ緯度帯で比較した場合でも130°E付近が最も低くなっている。一方、西高東低のもう1つの主役であるアリューシャン低気圧は、シベリア高気圧よりも



第2.3.3.33図 シベリア高気圧の季節変化

左: 40°N~50°N平均、右: 30°N~40°N平均

黒実線は半旬平均海面気圧年平均值(間隔4hPa)、青点線は半旬平均850hPa気温年平均值(間隔2°C)、年平均值は1981~2010年の30年平均值。



第2.3.3.34図 シベリア高気圧最盛期(12月下旬)の鉛直構造

左上: 流線関数年平均值の帯状平均からの差(間隔  $4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ )(40°N~50°N平均)

右上: 流線関数年平均值の帯状平均からの差(間隔  $4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ )(110°E~120°E平均)

左下: 気温年平均值の帯状平均からの差(間隔2°C)(40°N~50°N平均)

年平均值は1981~2010年の30年平均值。

遅れて11月後半から発達を始め、1月に最盛期を迎える。このため、日本付近の850hPa気温が最も下がるのは、両者が最盛期を迎え、気圧傾度が最大となる1月となっている。

海面気圧で一旦ピークを迎える12月下旬のシベリア高気圧の鉛直構造を見ると(第2.3.3.34図)高気圧性循環の軸はかなり西に傾いた強い傾圧構造となっており、500hPaでのリッジは80°E付近に位置する。海面気圧の極大が存在する110°E~120°Eでは700hPaより下層のみが高気圧性循環となっている。一方、シベリア高気圧が西に張り出した部分(90°E以西)では上層まで高気圧性循環の順圧構造となっている。気温は、海面気圧極大域と上層低気圧の間となる110°E~140°E付近で対流圏下層を中心として低温となっている。オホーツク海高気圧の場合には、高気圧圏内の地表付近のみが極端な低温となっていたのに比べると、寒気は対流圏上層まで広がっているほか、東西に大きく傾いた鉛直構造が特徴的である。

シベリア高気圧の増幅には、対流圏上層のプロッキングを伴う循環偏差と、シベリア高気圧に伴う地表付近の循環偏差との相互作用が重要である。Takaya and Nakamura(2005)では、リッジの発達下層高気圧性循環の励起 東シベリアからの下層寒気移流 シベリア高気圧の発達 下層寒気の南下 高気圧の南への張り出しという、ほぼオホーツク海高気圧の発達メカニズムと同様の発達過程が示されているほか、オホーツク海高気圧の発達過程とは異なる点として、スケールが大きく鉛直構造が東西に傾いているために下層の循環偏差がロスビー波束として上層に伝播し、東側のトラフを深めて順圧的に下層の寒気を強めるというプロセスが正のフィードバックとして働くことが示されている。

イ．シベリア高気圧の年々変動と日本の天候との関係

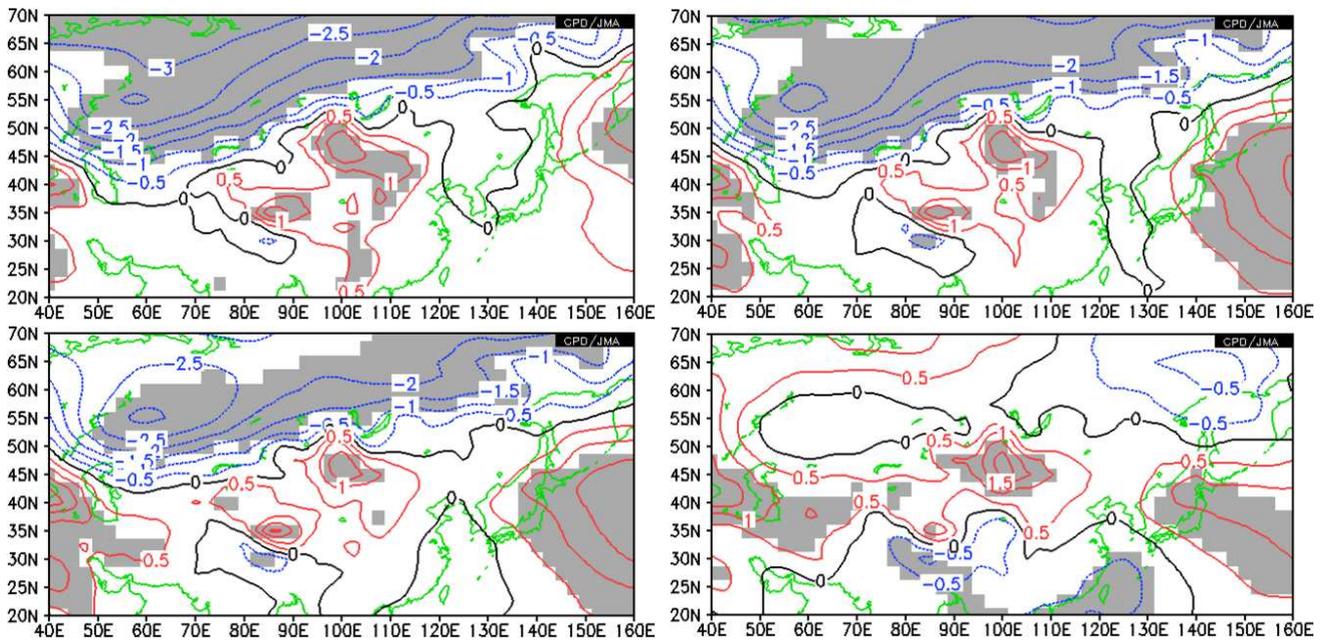
第2.3.3.35図に1月の地域平均気温と海面気圧との関係を示す。北日本から西日本にかけては、シベリア高気圧の中心付近から東側の領域の海面

気圧とはほとんど関係がなく東海上の低気圧の強さとの正相関及びシベリア高気圧北西部分との負相関が明瞭である。なお、バイカル湖南に正の有意な相関域が広がっているが、この付近の観測値がJRA-25に不適切に反映されている影響があるので、これについては無視する。

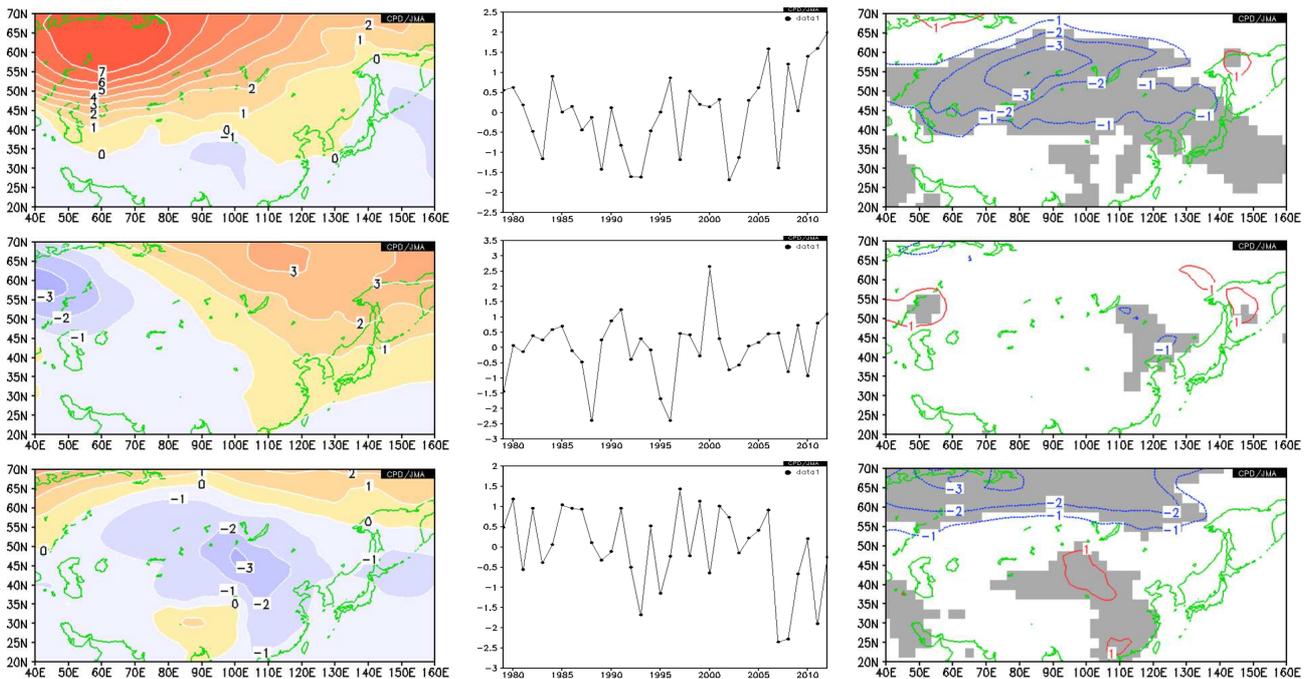
シベリア高気圧の年々変動を見るために、1月のユーラシア域の海面気圧の主成分分析(EOF)を行った結果を第2.3.3.36図に示す。シベリア高気圧全体が特に西シベリアを中心として変動するパターンとして、寄与率55.0%と突出した第1モードが抽出される。このモードと地上気温の相関を見ると、ユーラシアの40°N~60°N帯に大きく広がった有意な負相関域が、北日本から西日本にかけても覆っており、地域平均気温と海面気圧の相関マップ(第2.3.3.35図)とも整合的である。この変動と熱帯の対流活動及び北半球の500hPa高度との関係を見ると(第2.3.3.37図)OLRとの相関では、海洋大陸周辺の負相関とインド洋西部・日付変更線付近の正相関が大きく広がり、ENSOに関連した熱帯の対流活動との関係が認められる。また、500hPa高度との相関では、ロシア西部で正相関、ヨーロッパ西部と東アジアで負相関となっており、10度ほど西にずれているがEUパターン(Wallace and Gutzler 1981)の変動と関係が深い(CPC/NOAAのテレコネクションパターンではWestern Russiaパターンに該当する)。このことは、前述した対流圏上層の顕著なリッジによるシベリア高気圧の発達を見ているものと考えられる。つまり、これらの統計関係からは、1月のシベリア高気圧は、熱帯の対流活動の分布がラニーニャ現象時の特徴を示す場合に、また、正のEUパターンが卓越する場合に、ロシア西部を中心として全体的に発達する傾向があると言える。

第2モードは、海面気圧の東西シーソー的な変動を表したパターンであるが、地上気温との相関はほとんど見られない。

第3モードは、シベリア高気圧の中心付近が広く同符号で変動するパターンであり、極域とは逆符号となっている。このモードは、東アジアの地



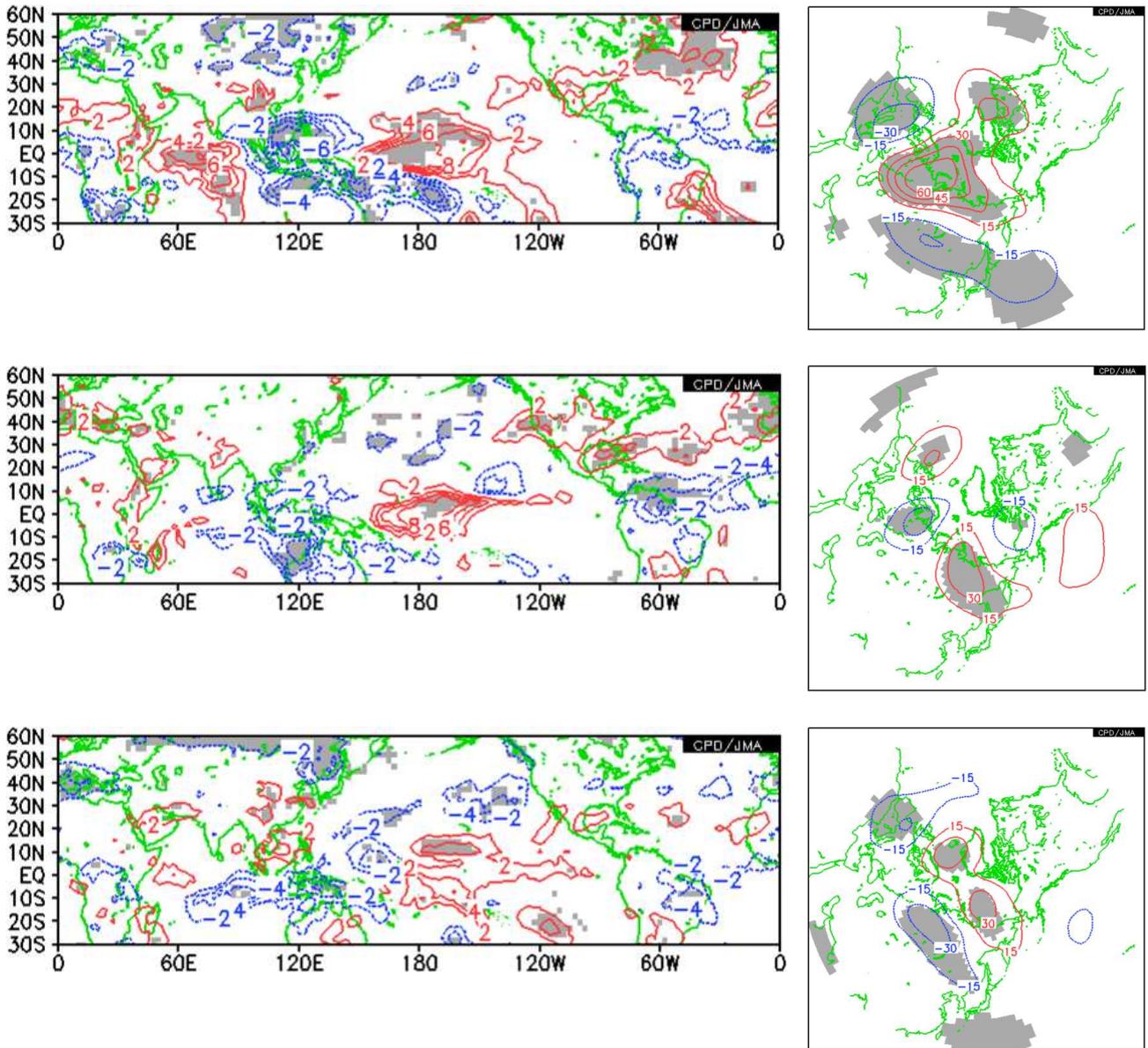
第 2.3.3.35 図 1 月の地域平均気温と海面気圧との回帰係数分布  
 左上：北日本、右上：東日本、左下：西日本、右下：沖縄・奄美  
 単位 hPa、危険率 5%で有意な領域に陰影を付加、統計期間は 1979~2012 年の 34 年間。



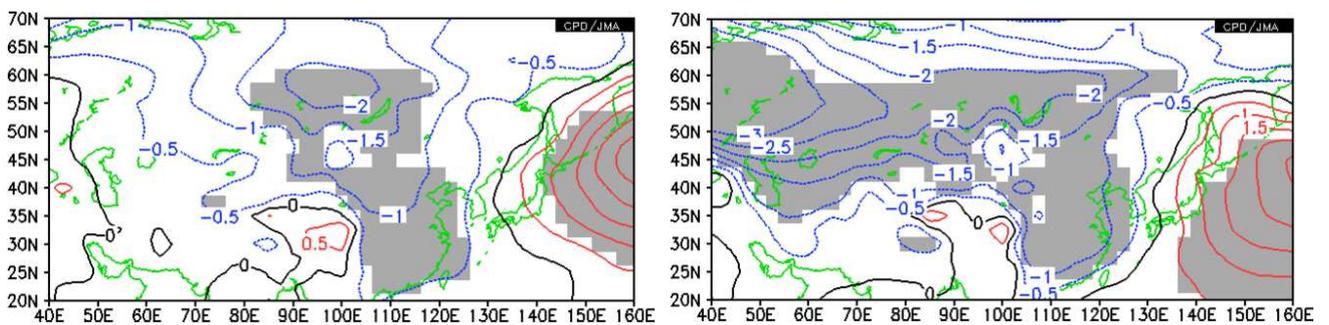
第 2.3.3.36 図 1 月のユーラシア域の海面気圧の主成分分析による上位 3 モードの変動パターンとその年々変動および地上気温との関係  
 上段：第 1 モード（寄与率 55.0%）、中段：第 2 モード（寄与率 13.2%）、下段：第 3 モード（寄与率 9.5%）  
 左：固有ベクトル分布、中：各年のスコア、右：地上気温との回帰係数（単位： ）。対象領域は 40°E~160°E、20°N~70°N。危険率 5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は 1979~2012 年の 34 年間。

上気温と有意な相関があり、シベリア高気圧の強弱に伴う、その東側の下層寒気の強さの変動を示している。500hPa 高度との相関からは、いわゆる

90 度リッジの発達に伴う変動であることが分かる。一方、熱帯の対流活動とは、インド洋東部からインドネシアの赤道~10°S 付近の有意な負相



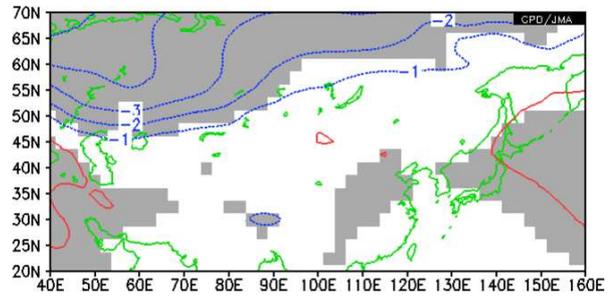
第2.3.3.37図 1月のユーラシア域の海面気圧の主成分分析の上位3モードとの相関関係  
 上段：第1モード、中段：第2モード、下段：第3モード  
 左：対流活動(OLR) (単位:  $W/m^2$ ) 右：500hPa 高度 (単位: m)  
 回帰係数分布で、危険率5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は1979~2012年の34年間。



第2.3.3.38図 東日本の地域平均気温と海面気圧との回帰係数分布  
 左：12月、右：2月  
 単位 hPa、危険率5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は1979~2012年の34年間。

関が広がるが、太平洋中部との関係は明瞭ではなく ENSO との直接的な関係は見られない。通常、日本の気温に影響を与えるのはこのモードであると考えられるので、東日本の気温と海面気圧の関係を 12 月と 2 月についても確認したところ、期待した通り、シベリア高気圧の東アジアへの張り出しと、アリューシャン低気圧の発達との関係が明瞭に現れた（第 2.3.3.38 図）。

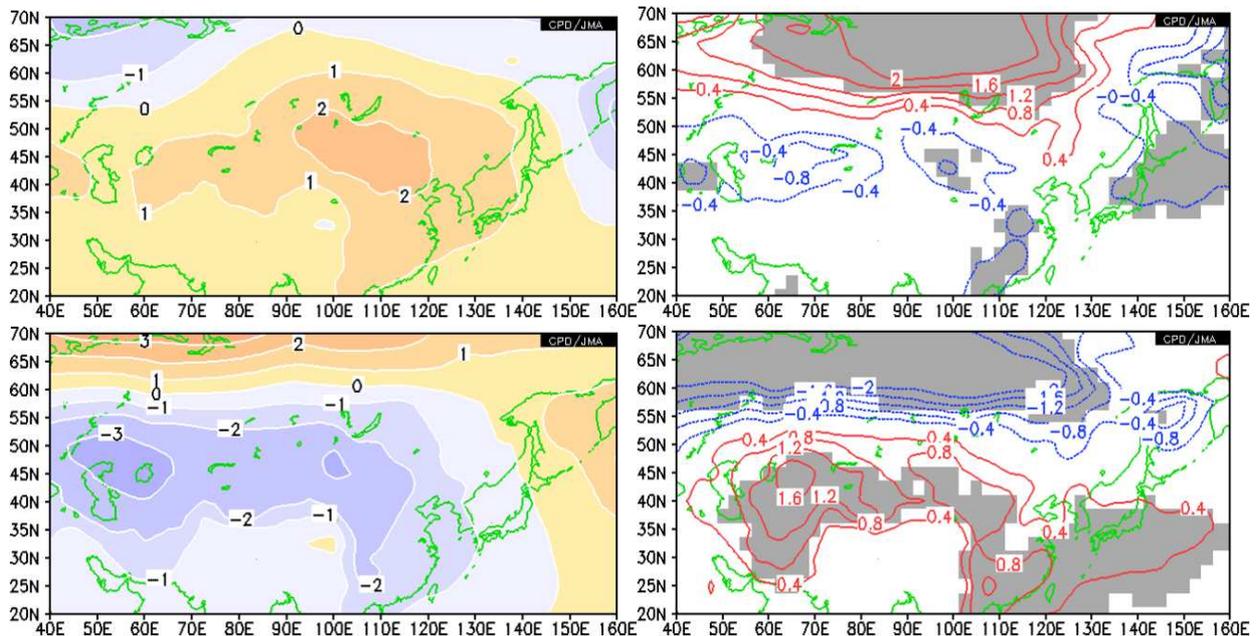
ここで、第 1 モードと第 3 モードの差について、再度確認する。図は省略するが、12 月及び 2 月についても海面気圧のユーラシア域の主成分分析を実施したところ、第 1 モードはいずれも 1 月の第 1 モードに似たパターンであり、特に 12 月については明瞭な北極振動のパターンとして抽出された。1 月の場合は、EU パターン的な 500hPa 高度との関係が明瞭であるが、北極振動指数と海面気圧の相関分布は第 1 モードの固有ベクトル分布と良く似ていることから（第 2.3.3.39 図）、1 月についても第 1 モードが北極振動と関係した変動であると考えられる（地上気温との相関分布も、北極振動との相関分布に類似している（図略））。なお、この統計関係から 1 月の北極振動と熱帯の対流活



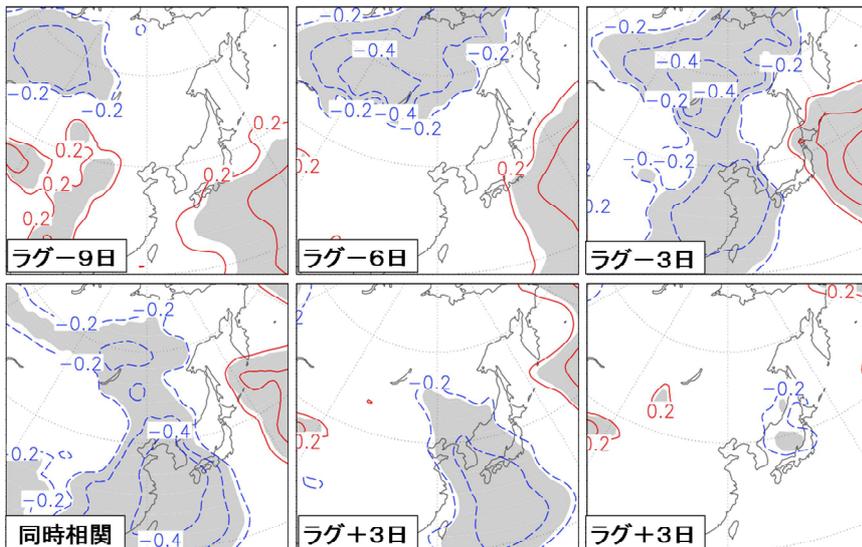
第 2.3.3.39 図 1 月の北極振動指数とユーラシア域の海面気圧の相関関係  
回帰係数分布（単位：hPa）で、危険率 5%で有意な領域に陰影を付加。統計期間は 1979～2012 年の 34 年間。

動の関係が示唆されるが、これまでそのような報告は見られなかったため、今後の検証が必要である。

続いて、1 月の第 3 モードで表現されているシベリア高気圧の東アジアでの変動については、12 月は第 3 モードで、2 月は第 2 モードで抽出され、それぞれ、アリューシャン低気圧との逆符号が明瞭で、日本付近の地上気温との相関も高くなっている（第 2.3.3.40 図）。このモードが日本付近の冬型の気圧配置の強弱と関係したシベリア高気圧の変動を表していると考えられる。なお、12～2



第 2.3.3.40 図 海面気圧の主成分分析によるシベリア高気圧の東アジアへの張り出しモード  
上段：12 月の第 3 モード（寄与率 10.7%）、下段：2 月の第 2 モード（寄与率 18.4%）  
左：固有ベクトル分布 右：地上気温との回帰係数分布（単位： $\text{hPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$ ）、対象領域は  $40^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$ 、 $20^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{N}$ 。  
危険率 5%で有意な領域に陰影を付加。  
統計期間は 1979～2012 年の 34 年間。



1月20～27日の7日平均した東日本気温と海面気圧の相関係数分布  
等値線間隔0.1、正相関が実線、負相関が破線。1979～2005年の前後の7日平均も加えた81例の関係。陰影部は危険率1%で有意な領域。

第 2.3.3.41 図 東日本の気温とシベリア高気圧の張り出しの推移（平成 19 年度季節予報研修テキスト第 2.4.2.33 図より転載）

月の3か月平均での主成分分析では、このモードは現れない。

最後に、東日本の気温変動と関係づけてシベリア高気圧の日本付近への張り出しの様子を見ると（第 2.3.3.41 図）気温低下の9日前にはバイカル湖北西で負の相関が見られるようになり、3日前まで次第に東に広がってくる。3日前になると大陸東岸付近に負の相関が現れ、同時相関では東シナ海との負相関が大きい。このように、シベリア高気圧が東シナ海までしっかりと南下する場合に、東日本の気温低下が見られる。

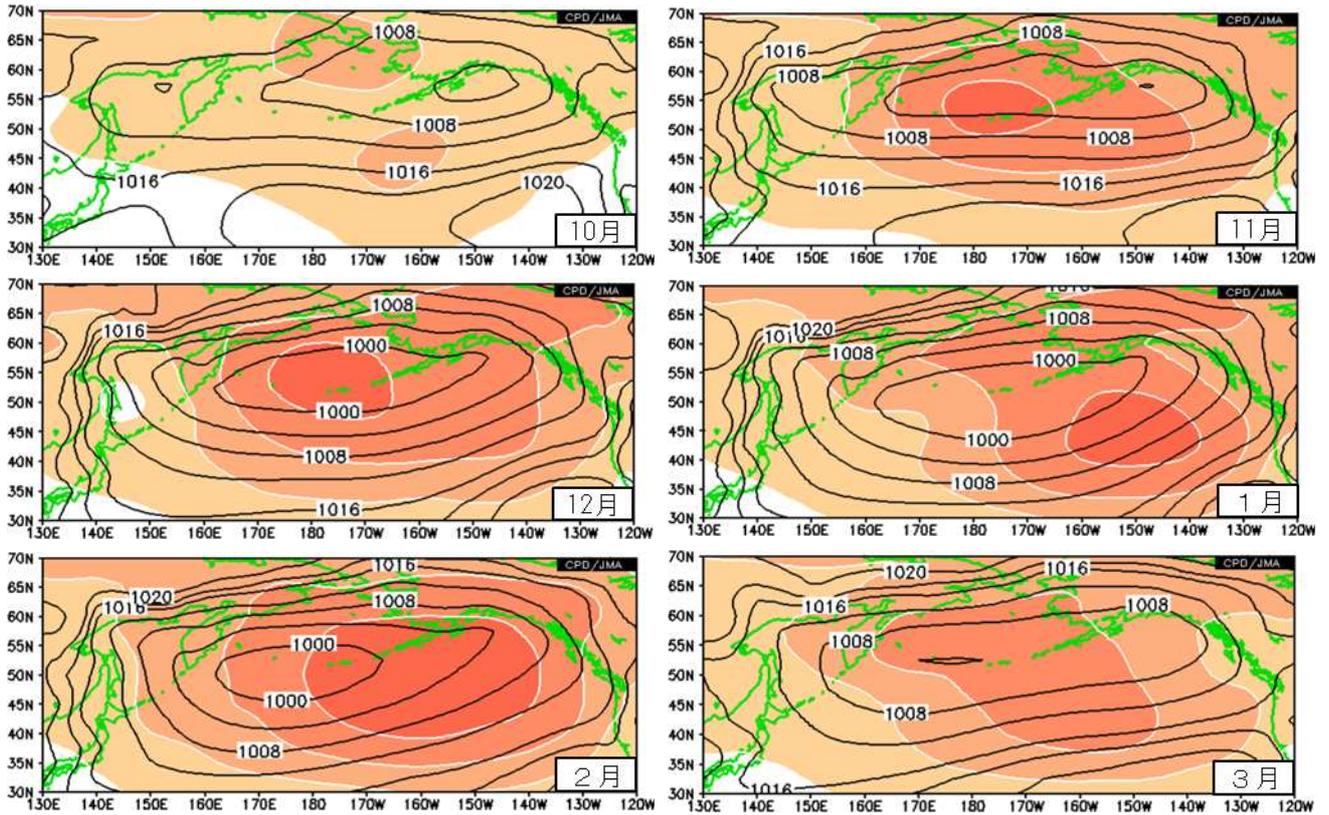
#### （6）アリューシャン低気圧

##### ア．アリューシャン低気圧の気候的特徴

アリューシャン低気圧は、北半球冬季に北太平洋上で発達する低気圧であり、日本付近の西高東低の冬型の気圧配置を構成するもう1つの主役である。季節変化を月平均海面気圧分布図で追いかけていくと（第 2.3.3.42 図）10月にアラスカ湾付近で深まり始めた後、次第に中心を西に移して、1月にかけてアリューシャン列島付近で示度を最も深める。2～3月は、中心がアリューシャン列島西部に移りながら、次第に弱まっていく。中心位置の季節変化とは逆に、気圧の標準偏差は、12月まではアリューシャン列島付近で大きい、1月以降は北東太平洋側で大きくなる。アリューシ

ャン低気圧の鉛直構造を見ると（第 2.3.3.43 図）流線関数では、地上の循環中心は日付変更線付近であるが、上層のトラフは  $140^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$  に位置していて、かなり東西に傾いた構造となっていることが分かる（南北の傾きはほとんどない）。一方で、気温は複雑な構造となっており（この時期のこの緯度帯の対流圏界面は 250hPa 付近）対流圏中層を中心に寒気が入り込んでいるが、暖かい海面水温の影響を受けた地上付近はこの緯度帯では相対的にかなりの高温となっている。

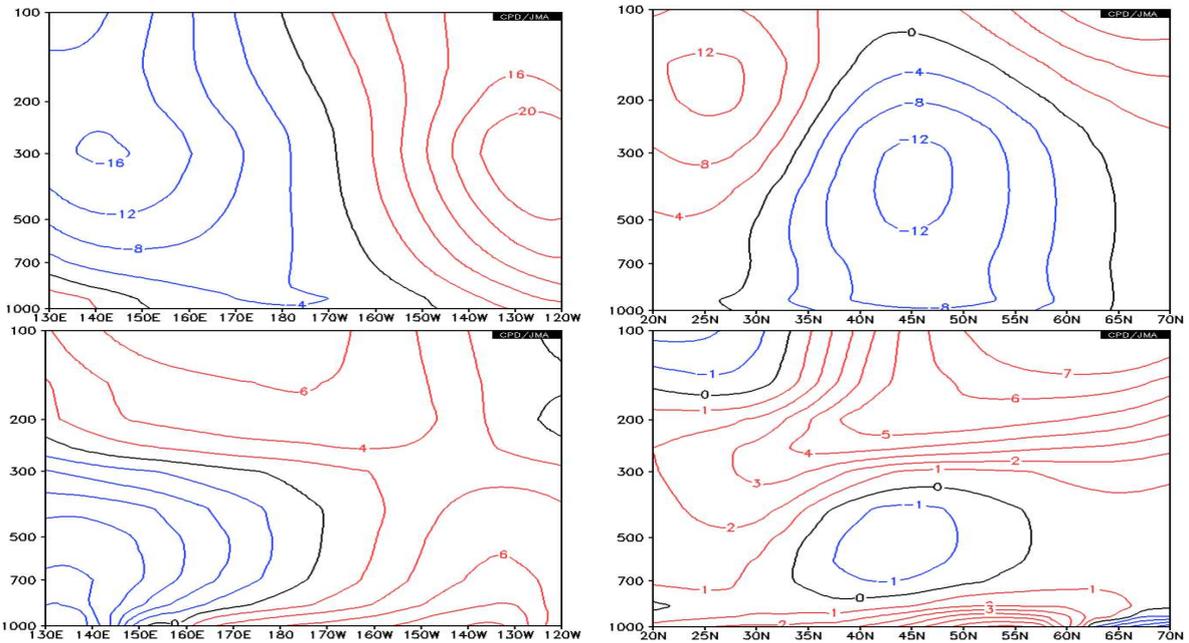
気候値として見えるアリューシャン低気圧は定常擾乱であるので、移動性の低気圧の活動の様子を第 2.3.3.44 図から見ると、10～11月及び3月はアリューシャン低気圧の南西側にあたるカムチャツカの南東付近で最も活動が強くなっているが、12～2月はアリューシャン低気圧の南側の日付変更線付近に活動の中心が移っている。このあたりの季節変化は、第 2.3.3.45 図の時間経度断面図からも確認することができる。偏西風及び高周波擾乱による西風運動量の北向き輸送量の季節変化と対比させると（第 2.3.3.46 図）アリューシャン低気圧の南への勢力拡大は、偏西風帯の南下と同期している。高周波擾乱による西風運動量の北向き輸送も偏西風帯と同期して変動しており、偏西風帯の軸付近で極大となる一方、アリューシャン低気圧の中心付近では南向き輸送となっていて、



第 2.3.3.42 図 月平均平年値で見たアリューシャン低気圧の推移

左上：10月、右上：11月、左中：12月、右中：1月、左下：2月、右下：3月

等値線は、月平均海面気圧平年値（間隔 4hPa）、色塗は、同標準偏差（間隔 2hPa、2hPa 以上の領域のみ）、平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

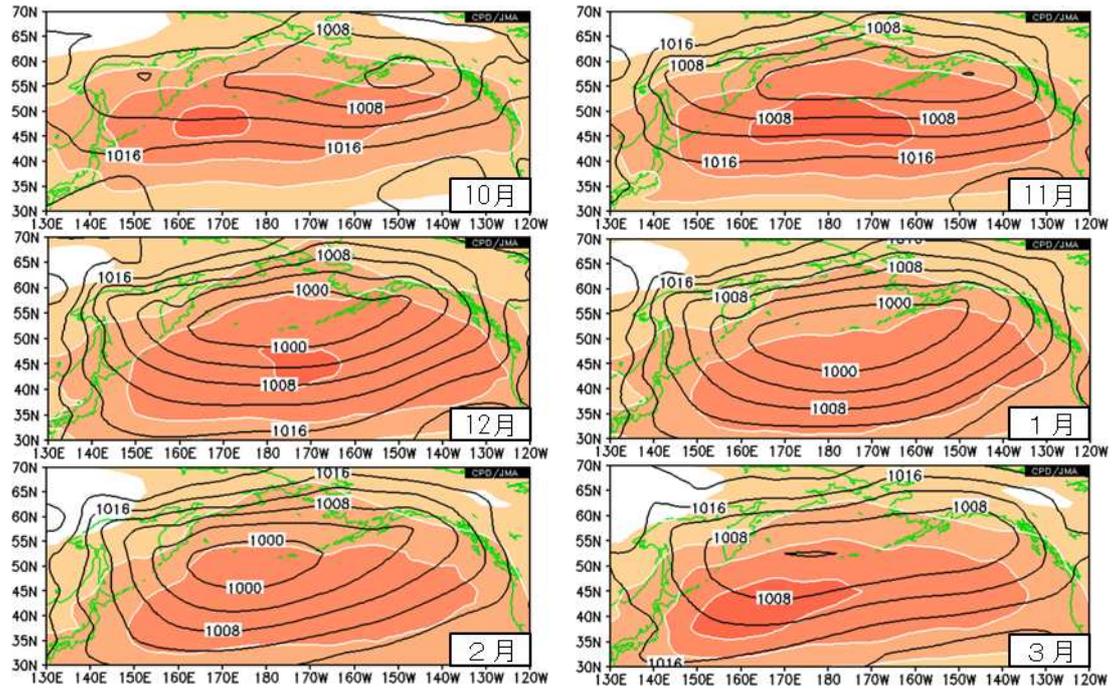


第 2.3.3.43 図 アリューシャン低気圧の鉛直構造（1月の平年値）

左：高度経度断面図（45°N～55°N 平均）、右：高度緯度断面図（170°E～160°W 平均）

上段：流線関数（間隔  $4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）、下段：気温の帯状平均からの差（間隔 2（左）、1（右））

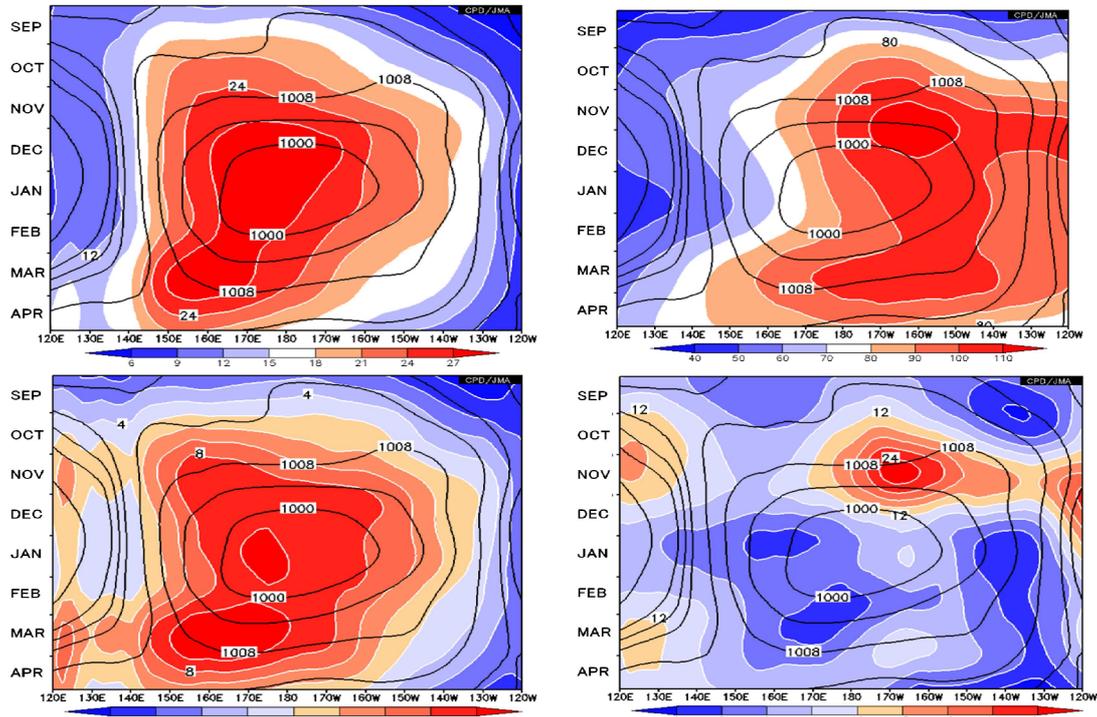
平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。



第 2.3.3.44 図 アリューシャン低気圧と北太平洋における高周波擾乱の推移

左上：10月、右上：11月、左中：12月、右中：1月、左下：2月、右下：3月

等値線は、月平均海面気圧平年値（間隔 4hPa）、色塗は、700hPa における高周波擾乱による運動エネルギー（間隔  $8\text{m}^2/\text{s}^2$ 、 $8\text{m}^2/\text{s}^2$  以上の領域のみ）、平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。



第 2.3.3.45 図 アリューシャン低気圧の季節変化

等値線は、半月平均海面気圧平年値（間隔 4hPa）（ $45^\circ\text{N} \sim 55^\circ\text{N}$  平均）、

色塗は、 $25^\circ\text{N} \sim 55^\circ\text{N}$  で平均した、

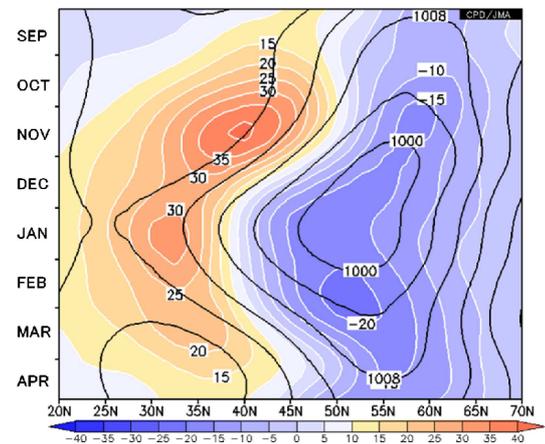
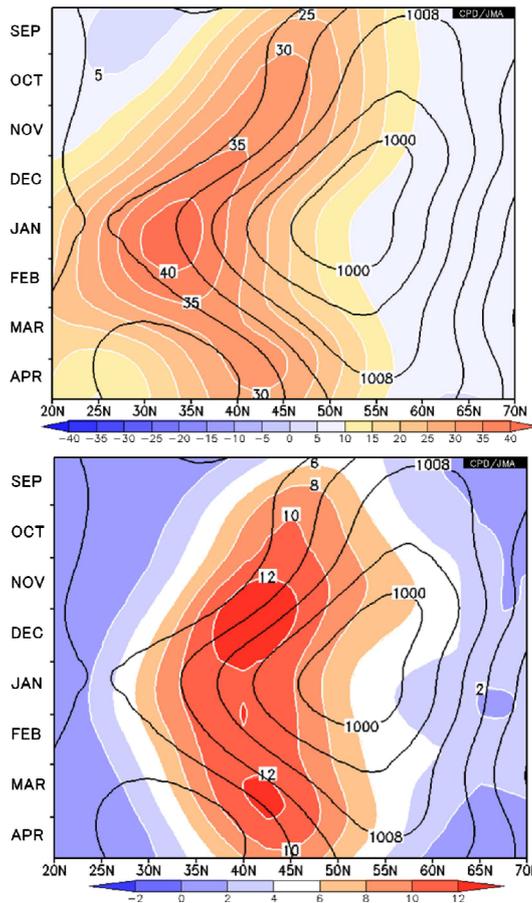
左上：850hPa 高周波擾乱運動エネルギー（単位  $\text{m}^2/\text{s}^2$ 、間隔は凡例参照）

右上：300hPa 高周波擾乱運動エネルギー（単位  $\text{m}^2/\text{s}^2$ 、間隔は凡例参照）

左下：850hPa 高周波擾乱による熱の北向き輸送量（単位  $\text{K} \cdot \text{m}/\text{s}$ 、間隔は凡例参照）

右下：300hPa 高周波擾乱による西風運動量の北向き輸送量（単位  $\text{m}^2/\text{s}^2$ 、間隔は凡例参照）

平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。



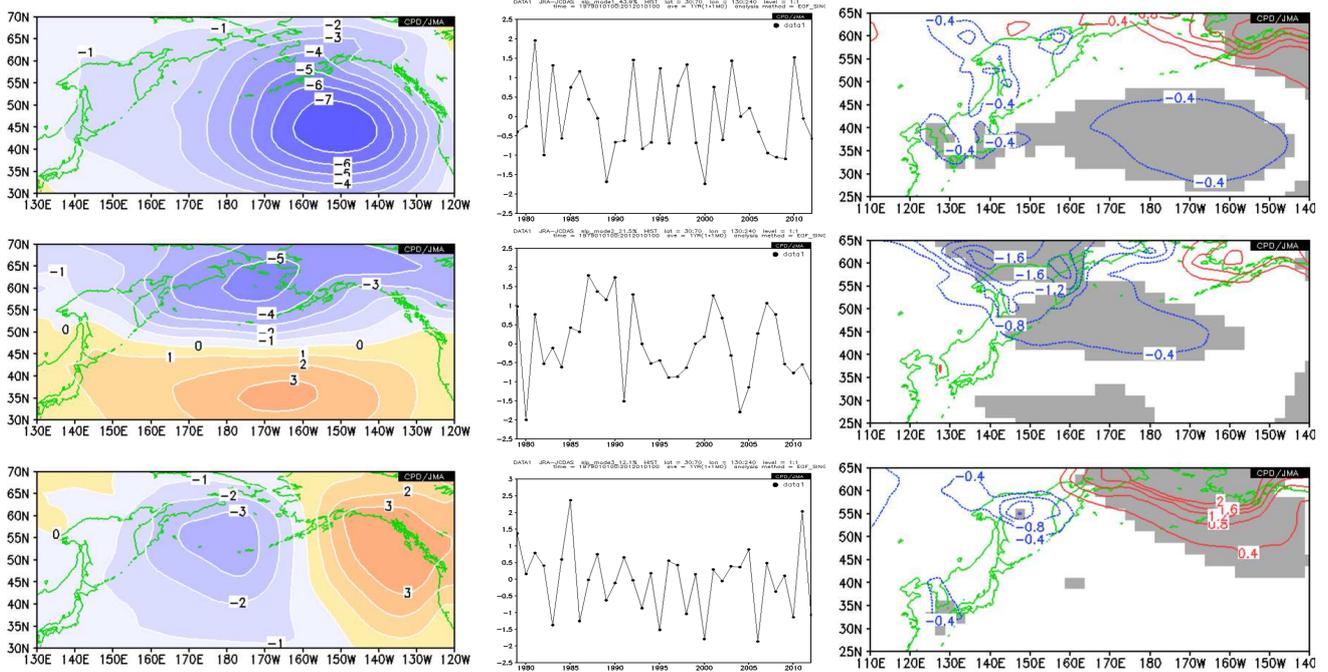
第 2.3.3.46 図 アリューシャン低気圧の季節変化  
 等値線は、半月平均海面気圧平年値（間隔 4hPa）（ $180^{\circ} \sim 150^{\circ}W$  平均）。  
 色塗りは、 $180^{\circ} \sim 150^{\circ}W$  で平均した、  
 左上：300hPa 東西風（単位 m/s、間隔は凡例参照）  
 右上：300hPa 高周波擾乱による西風運動量の北向き輸送量  
 （単位  $m^2/s^2$ 、間隔は凡例参照）  
 左下：850hPa 高周波擾乱による熱の北向き輸送量（単位  $K \cdot m/s$ 、間隔は凡例参照）  
 平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

偏西風帯の軸の北側で運動量の収束が起こって西風の生成（維持）に寄与している（第 2.3.3.45 図右下において、11 月頃に西風運動量の北向き輸送が大きくなっているのは、南向きの輸送が平均を取った緯度帯にかかっていないためであり、特筆すべき特徴を示したものではないことに注意）。また、高周波擾乱による熱の北向き輸送は、12 月から 2 月にかけても偏西風帯ほどは南下せずに  $40^{\circ}N$  付近に留まっており、海面水温の南北傾度の大きな亜寒帯前線帯による影響が大きいことが推察される。

#### イ．アリューシャン低気圧の年々変動と日本の天候との関係

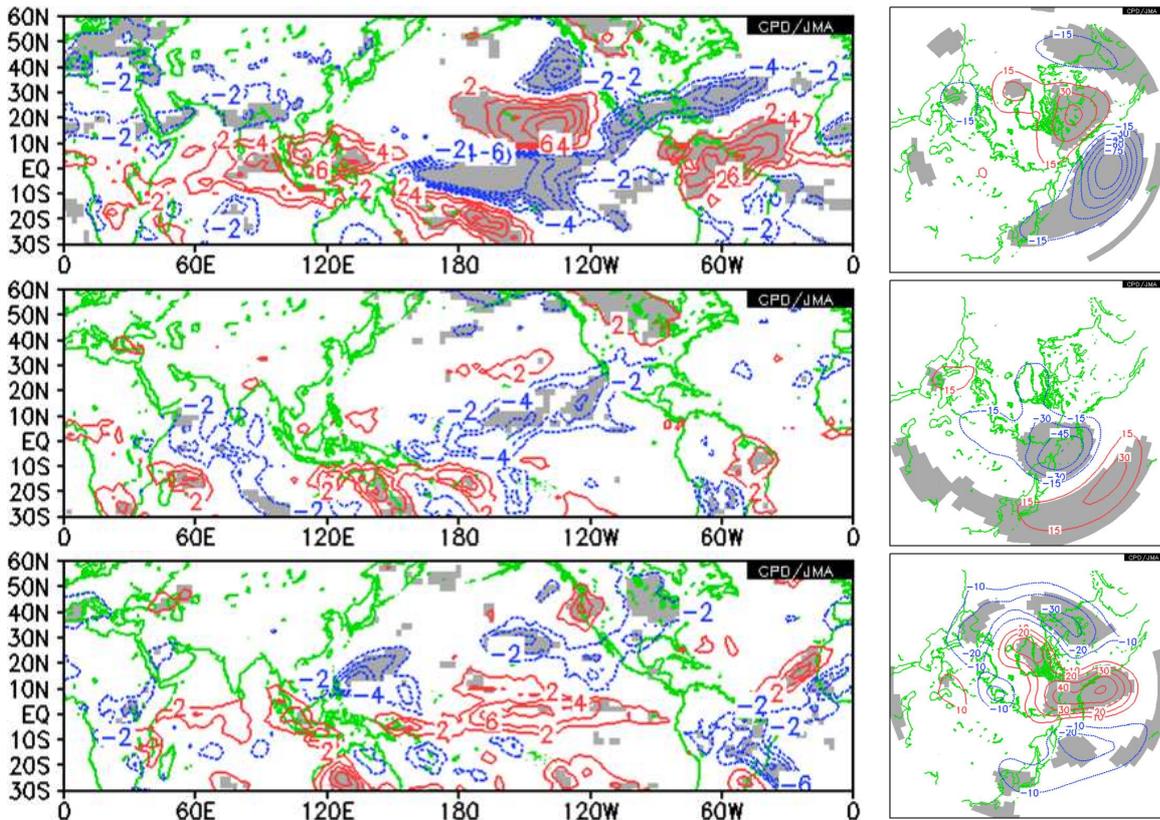
アリューシャン低気圧の年々変動を見るために、1 月の北太平洋域の海面気圧の主成分分析 (EOF) を行った結果を第 2.3.3.47 図に、各モードと熱帯の対流活動及び 500hPa 高度との相関関係を第 2.3.3.48 図に示す。第 1 モード（寄与率 43.9%）

は北太平洋全域が同符号で北東太平洋に中心を持つパターンであり、東部を中心としたアリューシャン低気圧の変動を示している。この変動は、中部太平洋赤道域及び海洋大陸付近の対流活動と相関が高いことから、ENSO の影響による変動であり、500hPa 高度の PNA パターンと一緒に現れる。この変動と地上気温との相関を見ると、北太平洋中緯度帯との相関が主要ではあるが、その一部が西に伸びて日本付近も有意な負相関となっている。第 2 モード（寄与率 21.5%）は、北太平洋の南北で逆符号となるパターンで、アリューシャン低気圧の南北の変動に関係したモードである。やや東にずれた 500hPa 高度の WP パターンを伴って現れやすいが、熱帯の対流活動との関係は第 1 モードと比べると明瞭ではなく、太平洋中部赤道域やインド洋西部赤道域の対流活動と弱い相関が見られる程度である。この変動はオホーツク海の地上気温と高い相関を示し、北暖西冷型の回帰係数分布とはなっているが、日本付近は有意な相関とはなっ



第 2.3.3.47 図 1 月の北太平洋域の海面気圧の主成分分析による上位 3 モードの変動パターンとその年々変動および地上気温と関係

上段：第 1 モード（寄与率 43.9%）、中段：第 2 モード（寄与率 21.5%）、下段：第 3 モード（寄与率 12.1%）  
 左：固有ベクトル分布、中：各年のスコア、右：地上気温との回帰係数（単位： $^{\circ}\text{C}/\text{hPa}$ ）対象領域は  $130^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{W}$ 、 $30^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{N}$ 。危険率 5% で有意な領域に陰影を付加。統計期間は 1979 ~ 2012 年の 34 年間。



第 2.3.3.48 図 1 月の北太平洋域の海面気圧の主成分分析の上位 3 モードとの相関関係

上段：第 1 モード、中段：第 2 モード、下段：第 3 モード  
 左：対流活動（OLR）（単位： $\text{W}/\text{m}^2$ ）、右：500hPa 高度（単位： $\text{m}$ ）  
 回帰係数分布で、危険率 5% で有意な領域に陰影を付加。統計期間は 1979 ~ 2012 年の 34 年間。

ていない。これらの統計関係を、日付変更線付近や海洋大陸付近の対流活動との相関関係と比較する(図略)と、第1モードにインド洋東部から太平洋にかけての熱帯域の対流活動の変動がすべて取り込まれてしまっていて、例えば海洋大陸の対流活動との相関で明瞭に見られるWPパターンが第2モードで有意ではない結果となっている。このように、SLPの主成分分析からは、熱帯の対流活動の影響が分離できていない可能性があり、解釈には注意が必要である。

第3モード(寄与率12.1%)は、北太平洋中部と東部で逆符号となるパターンであり、アリューシャン低気圧の東西偏に関係したモードである。PNAパターンが1/4波長西にずれた500hPa高度の分布と相関が高く、フィリピン東海上の対流活動とも有意な負相関が見られている。地上気温との相関域はアラスカがメインだが、アリューシャン低気圧の日本の東海上での変動も表わしているため、日本付近は負の回帰係数となっており、九州付近には有意な負相関域が見られる。

## (7) 梅雨前線

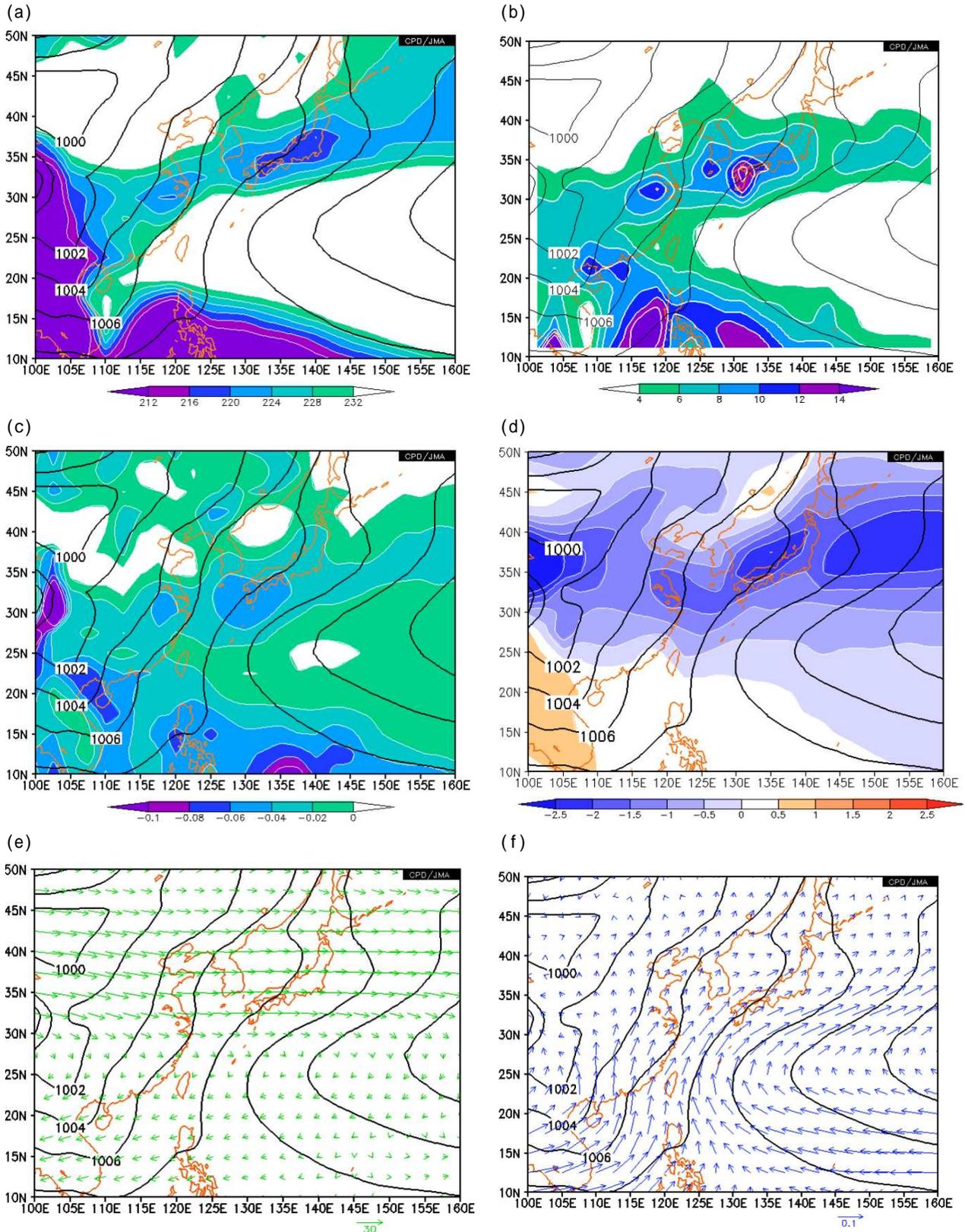
### ア. 梅雨前線の気候的特徴

日本を含む東アジアでは、春から夏に向かう過程で曇りや雨の天気は卓越する時期が現れ、第2.2節で見たように、本州では夏の前半にあたる1か月半の間に数100mmから一部では1,000mmを上回る降水が観測される。この降水は主に梅雨前線によってもたらされるものであるが、ここでは個々の前線の構造を見るわけではなく気候学的側面を確認するのが目的であることから梅雨前線帯と表記する。

西日本が梅雨最盛期となる6月第6半旬~7月第1半旬(6月25日~7月4日)の10日平均平年値で日本付近の循環場の様子を見てみると(第2.3.3.49図)、25°N帯を南西諸島方面に張り出した太平洋高気圧の北側の32.5°N~37.5°Nに海面気圧が相対的に低い領域が伸びている。梅雨前線帯に伴う対流活動活発域を示すOLRの小さな領域がこの低圧部のやや南側に(同図(a))、上昇流の

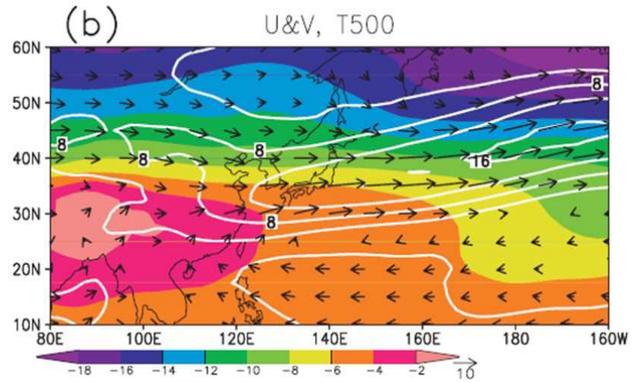
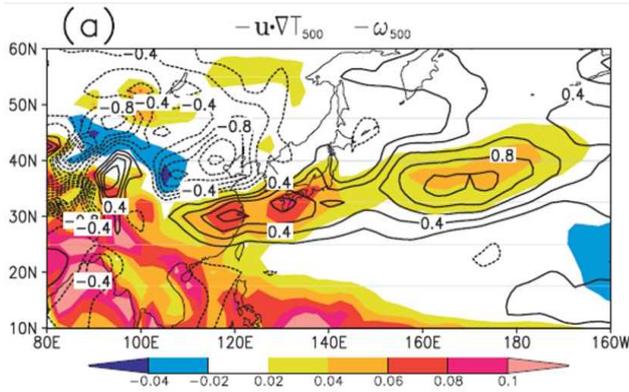
大きな領域がOLR極小域のさらに南側に広がっている(同図(c))。上昇流の分布に概ね一致すると期待される降水量の分布は、上昇流分布のやや北側でOLR分布のやや南側に分布している(同図(b))。なお、これはCMAPと呼ばれている降水量の解析手法(Xie and Arkin 1997)の特徴かもしれない。亜熱帯ジェット気流の強風軸は海面気圧の低圧部のやや北側の35°N~37.5°N付近に位置し(同図(e))、下層の相当温位の集中帯(南北傾度の大きな所)はほぼ海面気圧の低圧部と同じ32.5°N~37.5°Nに位置している(同図(f))。また、下層の水蒸気フラックスは、太平洋高気圧の縁辺を回る流れと南シナ海から北東に向かってくる流れが西日本付近で合流し、上昇流域と同じ緯度帯で収束している。

Sampe and Xie(2010)は、方程式での準地衡風近似的なバランス関係に見られるように、梅雨前線帯における上昇流は対流圏中層の地衡風による温度移流に概ね比例すること、東アジアにおいて偏西風による正の温度移流が起こるためには気温の東西傾度が必要で、その成因としてチベット高原における直接、間接の大気中層の加熱が気候的に重要であることを示した(第2.3.3.50図)。ただし、第2.3.3.51図に見られるように、上昇流の強さとチベット高原周辺の気温との関係はそれほど明瞭でなく(チベット上空の気温が高いほど日本付近の上昇流が強くなるとは言えない)上昇流の年々変動をもたらしているのは、西風の強さの年々変動、つまり偏西風の強弱や位置の南北偏である。高度断面図で西日本の経度帯の鉛直構造を確認すると(第2.3.3.52図)、東西風の強風軸が南北に大きく傾いていて、他の季節(第2.3.3.2図)と比べても特徴的な構造をしていることがわかる。亜熱帯ジェット気流に伴う正の相対渦度の軸もやや南北に傾いていて、下層では相当温位の集中帯と同じ緯度帯の37.5°Nに正渦度軸が位置しているが、この正渦度軸とは別の正渦度が32.5°Nのごく下層に見られ、この緯度帯における下層の強い西南西流に伴う水蒸気フラックスの収束や上昇流に対応している。これらは、亜熱帯ジ



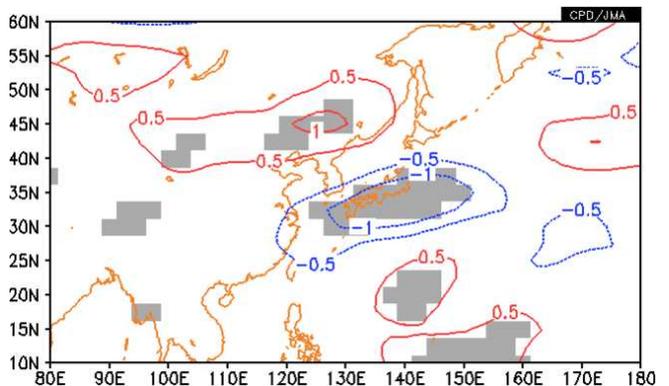
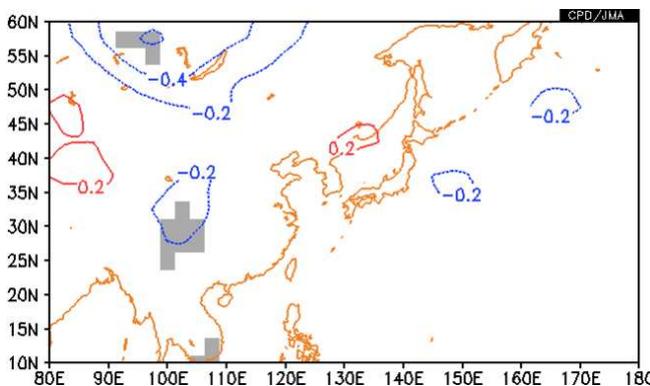
第 2.3.3.49 図 梅雨最盛期における日本付近の循環場（6 月第 6 半旬～7 月第 1 半旬の平年値）

全ての図において、等値線は海面気圧（間隔 2hPa）。色塗は、(a)OLR（間隔  $4W/m^2$ 、 $232W/m^2$  以下の領域のみ）(b)CMAP 降水量（衛星データと地上観測値を用いて解析した降水量）（間隔 2mm/day、4mm/day 以上の領域のみ）(c)500hPa 鉛直流（下向き正、間隔 0.02Pa/s、0Pa/s 以下の領域のみ）(d)925hPa 相当温位の南北勾配（間隔 0.5K/度）。矢印は、(e)200hPa 風ベクトル、(f)925hPa 水蒸気フラックスベクトル。



第 2.3.3.30 図 梅雨期における 500hPa の大気の流れ ( 6 月 15 日 ~ 7 月 14 日平均 )

(a)等値線は水平温度移流 ( 間隔 0.2K/day )、色塗りは上昇流 ( 単位は Pa/s 間隔は凡例参照 )、(b)等値線は水平風速 ( 間隔 4m/s )、色塗りは気温 ( 単位は °C、間隔は凡例参照 )、矢印は風向風速 ( 単位は m/s、風速は凡例参照 )、JRA-25 を用いた 1979 ~ 2004 年の 26 年平均値。Sampe and Xie(2010)より転載。



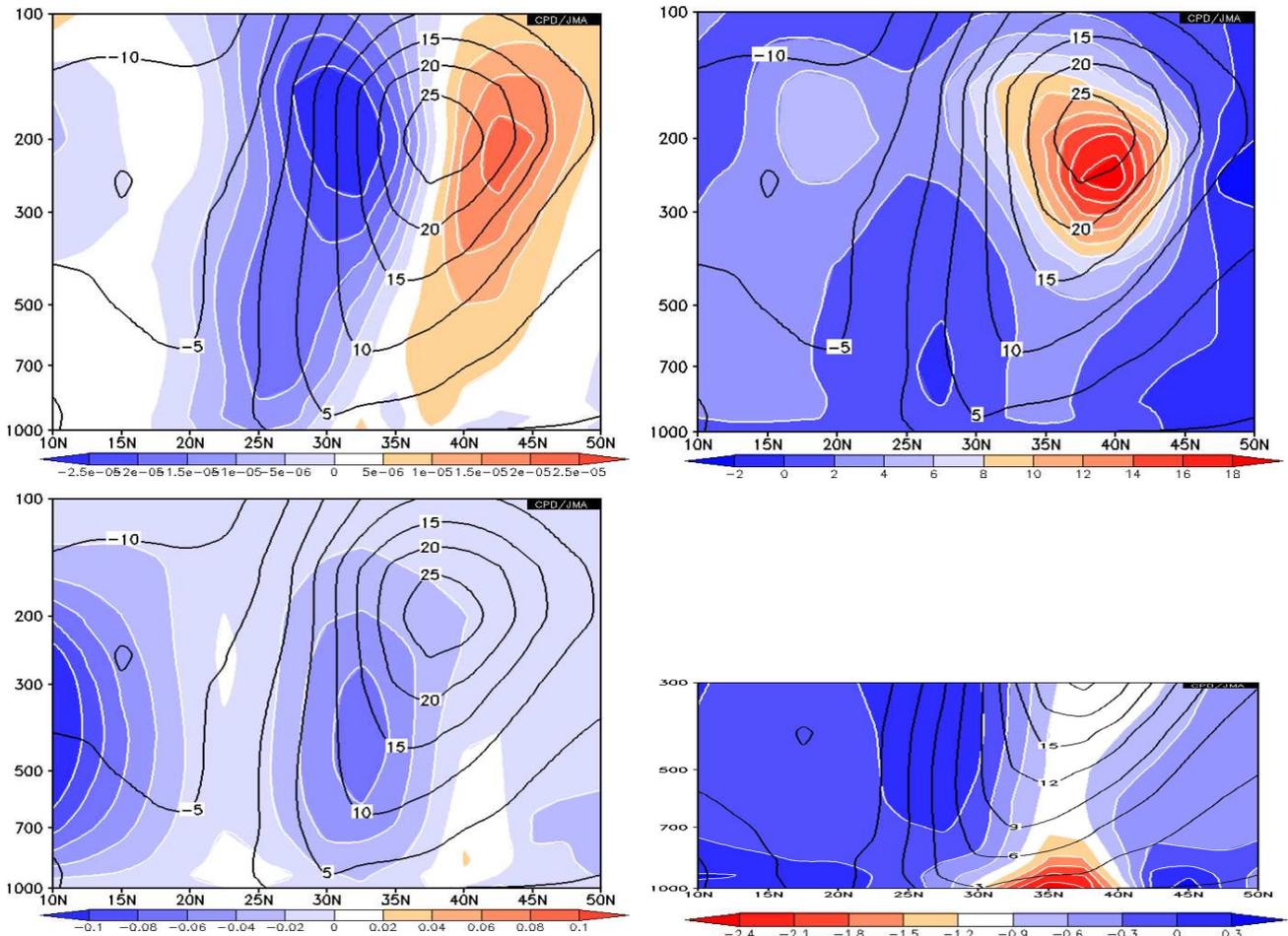
第 2.3.3.51 図 梅雨期における西日本付近の上昇流と気温および東西風の関係 ( 6 月第 4 半旬 ~ 7 月第 3 半旬平均 )

30°N ~ 35°N、130°E ~ 135°E で平均した 500hPa 鉛直流 ( 下向き正 ) との回帰係数分布。危険率 5% で有意な領域に陰影を付加。左 : 500hPa 気温 ( 間隔 0.2K )、右 : 500hPa 東西風 ( 間隔 0.5m/s )

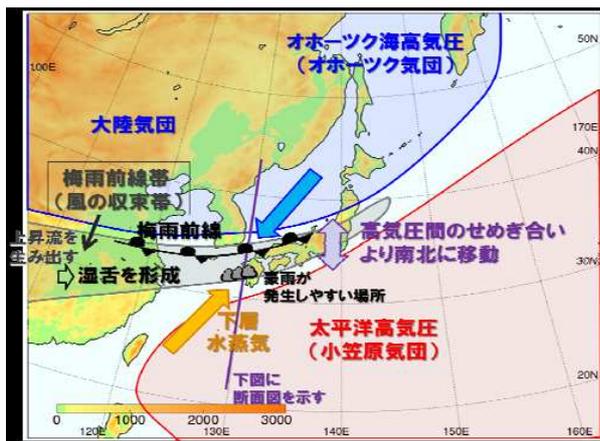
ジェット気流の傾圧性による前線帯とは別に、その南側に下層水蒸気収束が主要因となる降水帯が存在し、この降水帯が梅雨期間の降水量の多くをもたらしていることを示唆している。このような一面から梅雨前線帯は南太平洋収束帯 (SPCZ) などとともに亜熱帯前線帯と分類されることもあり ( 児玉と山田 2007 )、実際、梅雨期の西日本の豪雨は梅雨前線帯南側の下層の高相当温位の流入が顕著な対流不安定域で発生することが典型的である ( 第 2.3.3.53 図 )。

梅雨前線帯の推移を OLR の極小域の変化として第 2.3.3.54 図から見てみる。なお、OLR は外向き長波放射量つまり気象衛星から見える温度分布であるので、雲頂の温度と地表面の温度の差が明瞭ではない寒候期の緯度の高い地域 ( この図の場合 4 月の本州以北や 5 月の北日本以北 ) における雲

の認識には不向きであるので注意が必要である。4 月上旬に亜熱帯ジェット気流の傾圧帯として 30°N 付近に見られた OLR 極小域は次第に南下し、5 月上旬には東シナ海の 25°N ~ 27.5°N で明瞭となって、沖縄では梅雨入りを迎える。5 月下旬からは梅雨前線帯はゆっくりと北上しつつ、次第に活動が活発となり、6 月上旬 ~ 中旬には北海道を除き全国で梅雨入りとなる。OLR 平年値では 6 月中旬 ~ 下旬が最も値が小さくなり、7 月上旬、中旬とゆっくりと北上しつつ次第にその活動は弱まっていき、7 月下旬には不明瞭となる。時間緯度断面図 ( 第 2.3.3.55 図 ) で西日本付近の循環場の推移を見てみると、5 月中旬に 25°N ~ 27.5°N で強まった上昇流域が北上し、6 月中旬に 30°N で最も強まったのち、7 月中旬には 35°N に達して弱まっている。この推移は、下層の相当温位集中帯の北

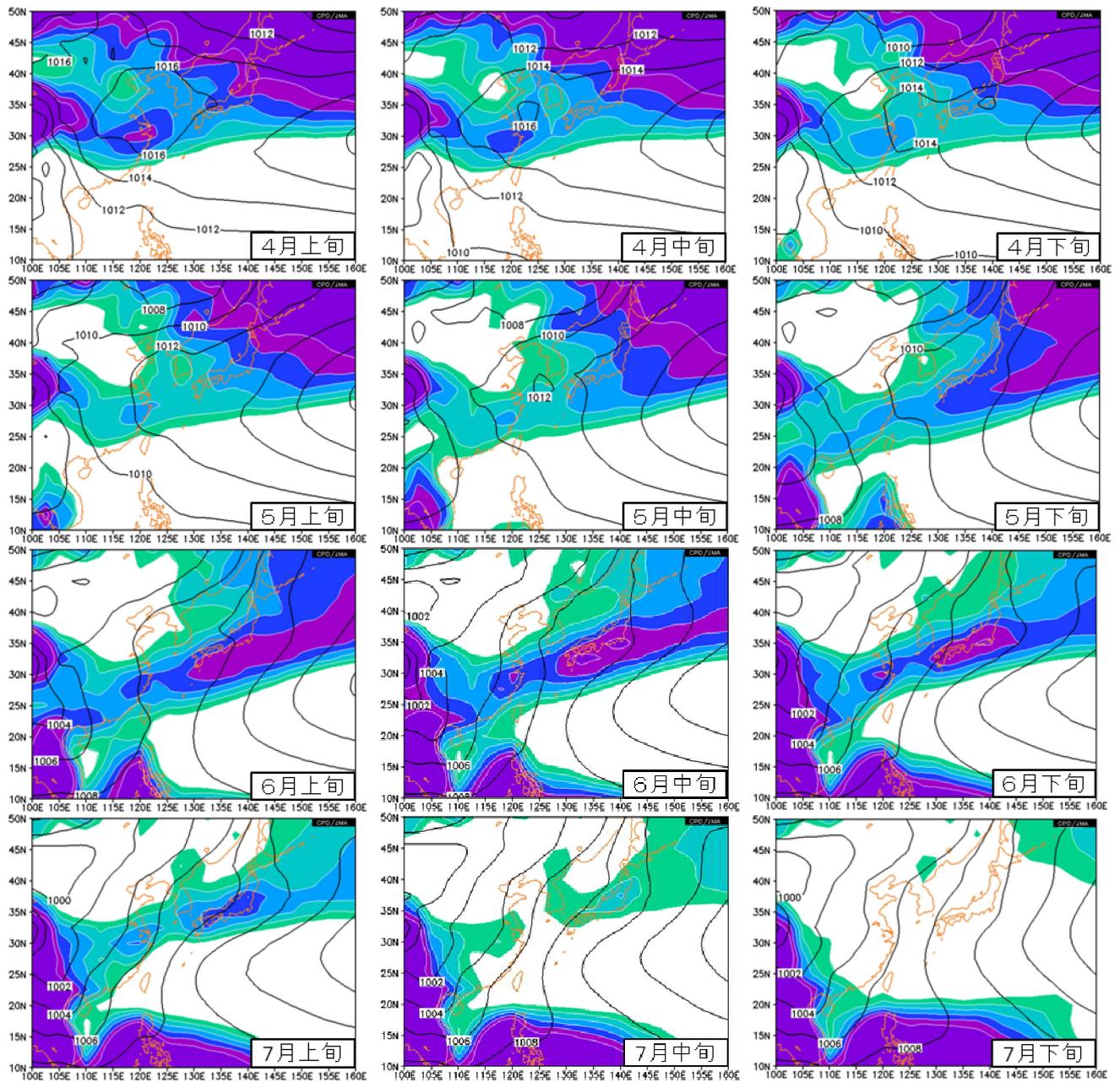


第 2.3.3.52 図 梅雨最盛期における日本付近の循環場の断面図（6月第6半旬～7月第1半旬の平年値）  
 130°E～135°Eの平均。全ての図において、等値線は東西風（間隔 5m/s、右下のみ 3m/s）で、色塗は、  
 左上：相対湿度（間隔  $5 \times 10^{-6}/s$ ） 右上：高周波擾乱による西向き運動量の北向き輸送（間隔  $2m^2/s^2$ ）  
 左下：鉛直流（下向き正、間隔 0.02Pa/s） 右下：相当位位の南北傾度（間隔 0.3K/度）

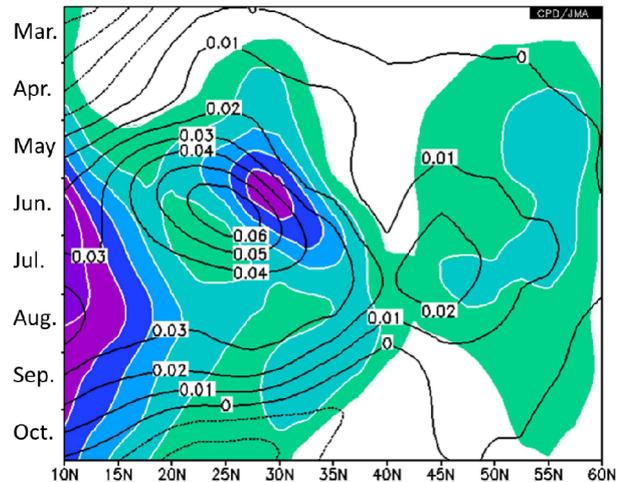
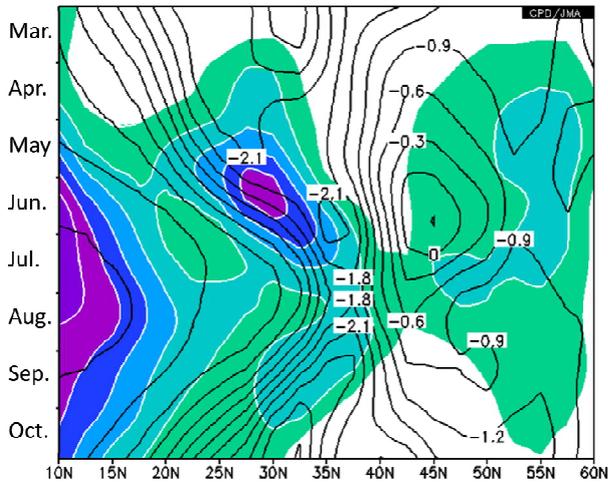
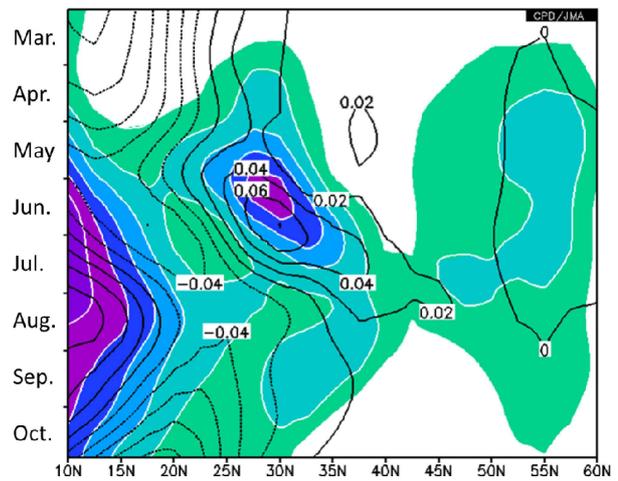
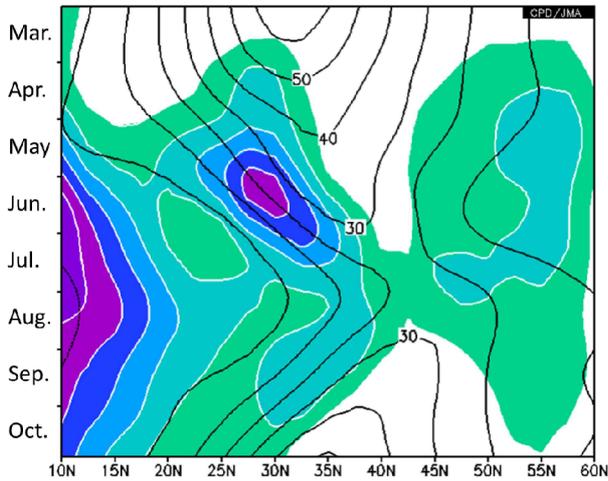


第 2.3.3.53 図 梅雨期に豪雨をもたらす仕組み

左図は梅雨期にみられる気圧配置。太平洋高気圧からの暖湿な空気と大陸気団～オホーツク海高気圧からの相対的に冷たく乾いた空気との間に風の収束帯が作られ、それが梅雨前線帯にあたる。前線帯では上昇流が生み出されるので、降水現象が生じて湿舌を形成する。右図は左図の 130°E 付近の緯度鉛直断面図。梅雨前線帯（湿舌域）での上昇流で、南方から流入した空気は上昇して積乱雲を発生させ、通常は梅雨前線帯の北側に梅雨前線が解析される。ただ、大量の水蒸気が流入すると、湿舌域の南縁で積乱雲が発生するために、その位置で豪雨となることが多い。気象庁報道発表資料「平成 24 年 7 月九州北部豪雨の発生要因について」より転載。



第2.3.3.54図 旬平均外向き長波放射量(OLR)でみた梅雨前線の推移  
 等値線は、旬平均海面気圧平年値(間隔2hPa)。色塗は、OLR(間隔4W/m<sup>2</sup>、232W/m<sup>2</sup>以下の領域のみ)  
 左: 上旬、中: 中旬、右: 下旬、1段目: 4月、2段目: 5月、3段目: 6月、4段目: 7月



第 2.3.3.55 図 西日本付近の循環場の時間緯度断面図 (3 ~ 10 月)

130°E ~ 135°E の平均。全ての図において、色塗りは 700hPa 鉛直流 (下向き正、間隔 0.02Pa/s、上昇領域のみ)

左上 : 200hPa 東西風 (間隔 10m/s) 右上 : 925hPa 水蒸気フラックスの東西成分 (間隔 0.02kg/kg · m/s)

左下 : 925hPa 相当温位の南北傾度 (間隔 0.3K/deg) 右下 : 925hPa 水蒸気フラックスの南北成分 (間隔 0.01kg/kg · m/s)

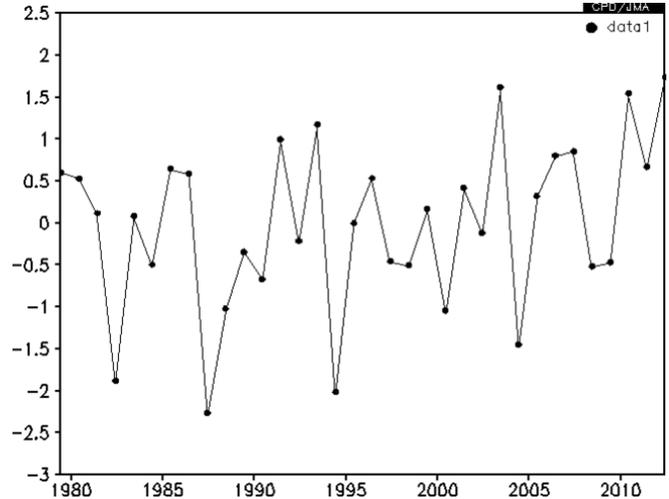
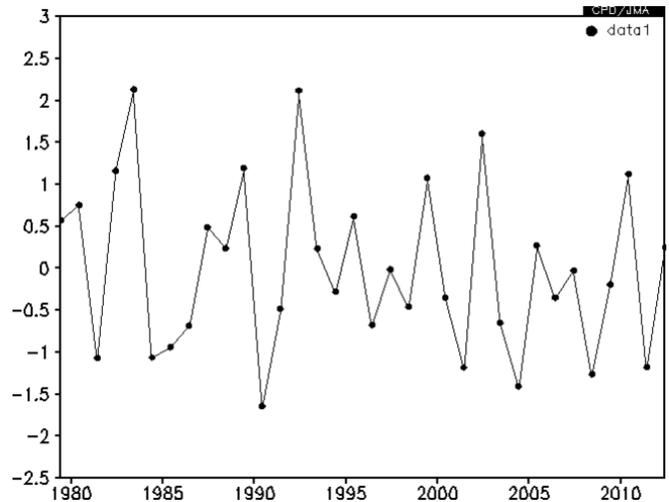
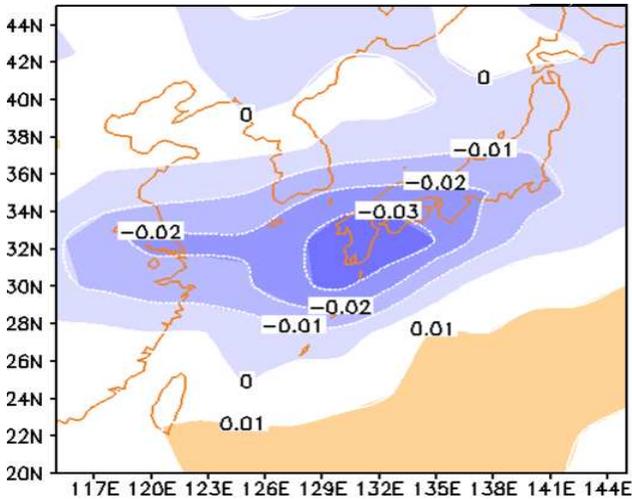
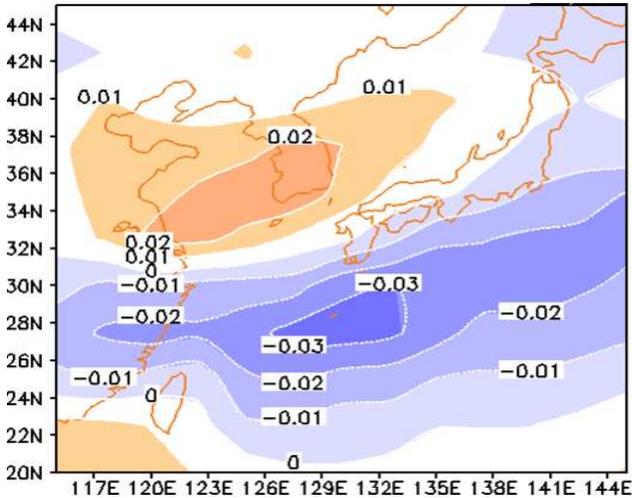
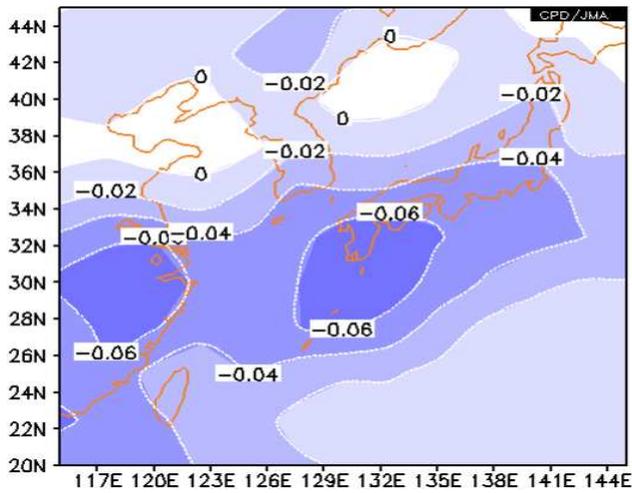
上や水蒸気フラックスの北上および強弱と同期しており、梅雨前線帯への下層水蒸気の供給が梅雨前線の活動と位置に大きな影響を与えていることを示している。第 2.3.3.54 図に見られるように、下層水蒸気フラックスの動向には、日本の南海上で西に張り出してくる太平洋高気圧や東南アジアからのモンスーン南西流が深く関係しており、両者が西日本付近で合流する 6 月下旬 ~ 7 月上旬に梅雨前線の活動は最盛期を迎える。

#### イ．梅雨前線の年々変動と日本の天候との関係

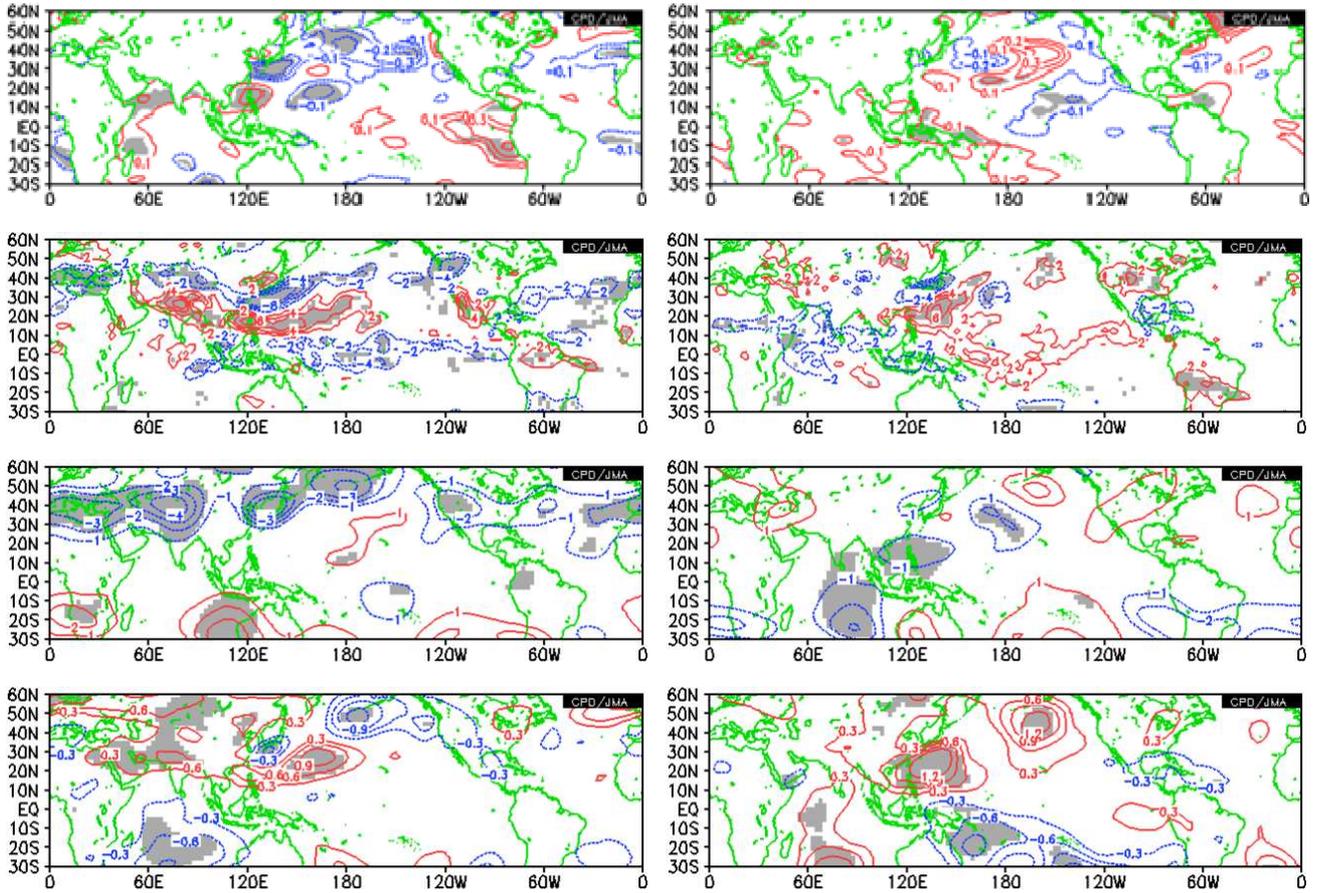
梅雨前線帯の年々変動を見るために、梅雨期 (6 月後半 ~ 7 月前半) の日本付近の 500hPa 上昇流の主成分分析 (EOF) を行った結果を第 2.3.3.56 図に、

主要 2 モードと海面水温や熱帯の対流活動および循環との相関関係を第 2.3.3.57 図に示す。この時期の梅雨前線帯に伴う上昇流は、華中から本州南岸を中心軸として南北に緯度 10 度の幅を持って分布しているが、第 1 モード (寄与率 23.7%) は梅雨前線帯の南北偏を、第 2 モード (寄与率 16.8%) は平年の位置における梅雨前線帯の活動の強弱を表すものとして抽出される。

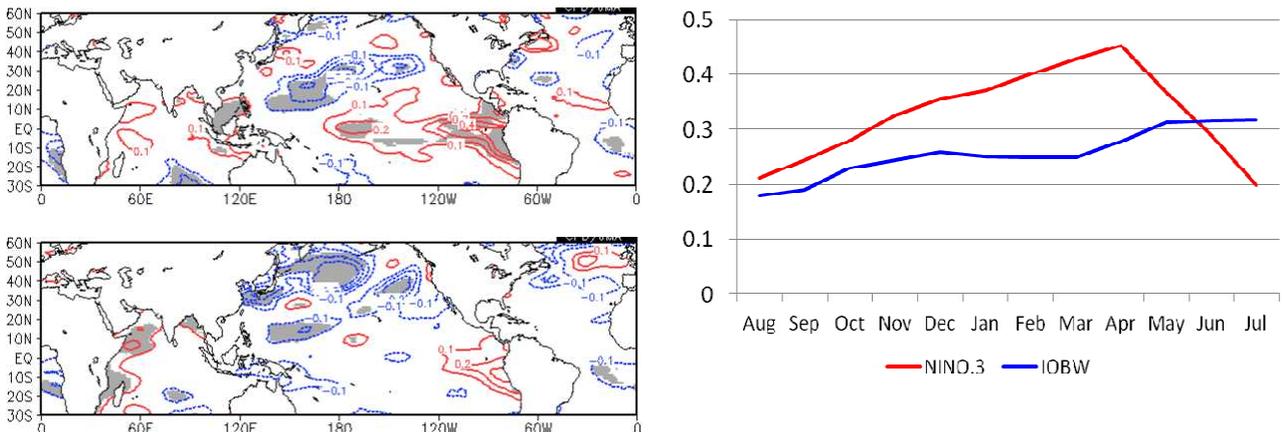
これらの 2 つのモードと熱帯の各要素との相関関係を見ると、第 1 モードにおいて梅雨前線帯が南偏している場合には、海洋大陸から太平洋中部にかけて対流活動域が赤道側に偏り、北半球中緯度帯では亜熱帯ジェット気流が带状に南偏する傾向がわかる。インド洋の対流活動との関係はあま



第 2.3.3.56 図 梅雨期 (6 月第 4 半旬 ~ 7 月第 3 半旬平均) における日本付近の 500hPa 鉛直流 (下向き正) の主成分分析による上位 2 モードの変動パターンとその年々変動  
 上段: 平年値 (間隔 0.02Pa/s)、中段: 第 1 モード (寄与率 23.7%)、下段: 第 2 モード (寄与率 16.8%)。中段と下段で、左は固有ベクトル分布、右は各年のスコア。



第 2.3.3.37 図 梅雨期( 6 月第 4 半旬 ~ 7 月第 3 半旬平均 )における日本付近の 500hPa 鉛直流の主成分分析の上位 2 モードとの相関関係  
 回帰係数分布で、危険率 5%で有意な領域に陰影を付加。左：第 1 モード、右：第 2 モード  
 1 段目：海面水温 (SST) (単位： ) 2 段目：対流活動 (OLR) (単位：W/m<sup>2</sup>) 3 段目：200hPa 流線関数 (単位：× 10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s)  
 4 段目：850hPa 流線関数 (単位：× 10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s)



第 2.3.3.38 図 梅雨期( 6 月第 4 半旬 ~ 7 月第 3 半旬平均 )における日本付近の 500hPa 鉛直流の主成分分析第 1 モードとのラグ相関関係  
 左は海面水温との回帰係数分布で単位は、危険率 5%で有意な領域に陰影を付加。左上が、ラグ - 6 半旬 (海面水温が 5 月第 4 半旬 ~ 6 月第 3 半旬の平均) で、左下が、ラグ + 6 半旬 (海面水温が 7 月第 4 半旬 ~ 8 月第 3 半旬の平均)。右はエルニーニョ監視指数 (NINO.3 および IOBW の 5 か月移動平均値) とのラグ相関係数の時間変化。

り見られないが、下層循環との関係ではインド洋の南北両半球で高気圧性循環が強まる傾向が有意である。海面水温との関係では、インド洋西部に正の同時および6半旬後のラグ相関関係が見られる一方、太平洋中部から東部にかけての赤道域の海面水温が6半旬前に高い場合に梅雨前線帯が南偏する傾向となる正の相関関係が見られる(第2.3.3.58 図左)。対流活動との相関分布からは、熱帯の対流活動が赤道付近に位置しているか $10^{\circ}\text{N}$ ~ $20^{\circ}\text{N}$ に位置しているかによって、その北側の亜熱帯ジェット気流の南北位置が変動しているように見えることから、30~60日周期で変動する赤道季節内変動(MJO)の年々の位相の違いによる循環場の変動を表しているようにも見える。一方で、海面水温やエルニーニョ監視指数とのラグ相関関係(第2.3.3.58 図右)も加味すると、これらの統計関係はインド洋キャパシター効果(Xie et al. 2009)を介した ENSO の遅れ応答によるシグナルも表れているものと考えられる。

次に第2モードにおいて、梅雨前線帯の活動が強い場合には、西部太平洋赤道域の海面水温が高く、太平洋西部の南北両半球に下層の高気圧性循環が強まる傾向が有意である。これに伴って、日本の南海上では太平洋高気圧や縁辺流が強まって、日本付近で梅雨前線帯の対流活動が活発になっている。このように、梅雨前線帯の対流活動の強弱とフィリピン東の下層循環には密接な関係が見られるが、第2モードと海面水温等とのラグ相関関係はほとんど有意な相関関係が見られないことから(図略)、第1モードとは異なり主にMJO等の季節内変動による循環場の変動が統計関係に表れているものと考えられる。

#### 参考文献

植田宏昭, 安成哲三, 1998: 西太平洋上の海洋性モンスーンの季節進行と日本付近の夏季天候との関係. *天気*, **45**, 199-215.  
 榎本剛, 2005: 盛夏期における小笠原高気圧の形成メカニズム. *天気*, **52**, 523-531.  
 気象庁, 1997: 夏のアジアモンスーン OLR インデックス. 気候系監視報告, 平成9年6月号, 44-45.  
 気象庁, 2012: 報道発表資料「平成24年7月九州北部

豪雨」の発生要因について. 平成24年7月23日.  
 小坂優, 2011: シルクロードパターン再考. *天気*, **58**, 519-531.  
 児玉安正, 山田広幸, 2007: アジアの梅雨・世界の梅雨. *天気*, **54**, 529-532.  
 中村尚, 2003: オホーツクの冷たい海と大気循環変動. *天気*, **50**, 516-526.  
 藤川典久, 2007: オホーツク海高気圧の年々変動と日本の天候との関係. 平成19年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 34-35.  
 安富奈津子, 木本昌秀, 1999: エルニーニョと日本の冬季気候との関係について. *グロースベッター*, **37**, 57-66.  
 Miyasaka, T. and H. Nakamura, 2005: Structure and formation mechanisms of the northern hemisphere summertime subtropical highs. *J. Climate*, **18**, 5046-5065.  
 Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the blocking and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1213-1234.  
 Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.  
 Qiong, Z., Guoxiong WU, and Yongfu Q., 2002: The Bimodality of the 100hPa South Asia High and its Relationship to the Climate Anomaly over East Asia in Summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 733-744.  
 Sampe, T. and S. -P. Xie, 2010: Large-Scale Dynamics of the Meiyu-Baiu Rainband: Environmental Forcing by the Westerly Jet. *J. Climate*, **23**, 113-134.  
 Tachibana, Y., K. Iwamoto, M. Ukisu, and M. Ogi, 2003: Abnormal meridional temperature gradient and its relation to the Okhotsk high. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1399-1415.  
 Takaya, K. and H. Nakamura, 2005: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.  
 Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.  
 Xie, P. and P. A. Arkin, 1997: Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.  
 Xie, S. -P., K. Ju, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the Summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730-747.

#### 2.3.4 アジアモンスーンの季節変化<sup>1</sup>

##### (1) アジアモンスーンの特徴(概説)

モンスーンは季節風(季節的に交替する卓越風系)を意味し、広い意味ではこの季節風に伴う雨の変化(雨季・乾季)も含めてモンスーンと定義される。季節風が卓越する地域はモンスーン気候帯と呼ばれ、日本を含むアジア域は最も典型的なモンスーン気候帯である。アジアモンスーンは、基本的に大陸と海洋の熱容量の違い(陸上は暖まりやすく冷めやすい一方、海洋は暖まりにくく冷めにくい)による温度差で生じる大規模な風系である。例えば、夏のユーラシア大陸は、太陽高度が高く、太陽放射により地表が効果的に暖められ、インド洋や太平洋と比べて地表付近の気温が高く(気圧が低く)なり、海洋から大陸に向かって空気が流れる。その際、風は北半球ではコリオリ力によって進行方向の右側に曲げられながら大陸に吹き込む。ユーラシア大陸の南部にはヒマラヤ山脈、チベット高原などの広大な高山地帯が分布するため、インド洋からの大気はユーラシア大陸の内陸部に直接侵入することができず、チベット高原の周縁を反時計回りに流れることになり、インドからインドシナ半島付近等のアジア南部では南西あるいは西風(モンスーン偏西風)が、東アジアでは南寄りの風が卓越する。一方、冬のユーラシア大陸は太陽高度が低く、太陽放射による加熱より放射冷却が勝るため、海洋上より気温が低く(気圧が高く)なり、大陸から海洋に向かって空気が流れる。コリオリ力や地形効果により、東アジアでは北風あるいは北西風が、アジア南部では北東風あるいは東風が卓越する。

第2.3.4.1図は、平年の1月と7月における対流圏上層と下層の気圧配置と大気の流れ及び積雲対流活動を示す。

7月の地表付近の気圧配置と大気の流れ(第2.3.4.1図(b))は、西アジアからチベット高原付近を中心にユーラシア大陸には低気圧があり、この南側のアラビア海からアジア南部にかけてはモンスーン偏西風が卓越する。南インド洋の亜熱帯高気圧(マ

スカレン高気圧)から噴き出した空気は北西方向に進み、アフリカの東海上で強い流れとなって赤道を横切り、その後、東に向きを変えながらモンスーン偏西風となる。このアフリカ沖を流れる下層の強い風はソマリジェットと呼ばれ、南インド洋及びアラビア海で海洋から得た大量の水蒸気をインドなどアジア南部に輸送し、モンスーン降水をもたらす。北太平洋に目を向けると、北米西方海上を中心に高気圧(太平洋高気圧)が広く分布し、高気圧の軸は日本の南海上に伸びている。高気圧の軸(30°N付近)の赤道側は東風(貿易風)が分布し、フィリピン付近など北西太平洋熱帯域でモンスーン偏西風とぶつかり、トラフを形成(下層収束)し、活発な対流活動(同図(j))をもたらす。

1月(同図(a))は、ユーラシア大陸はバイカル湖の南西を中心に広く高気圧(シベリア高気圧)に覆われる一方、北太平洋北部では低気圧(アリューシャン低気圧)が広く分布する。このような気圧配置に対応して日本付近では東西方向の気圧傾度が非常に強まり(西高東低の冬型の気圧配置)、北寄りの風が卓越する。大陸の高気圧は中国南部や西アジアまで広がり、南シナ海やアラビア海付近では北東風が卓越する。

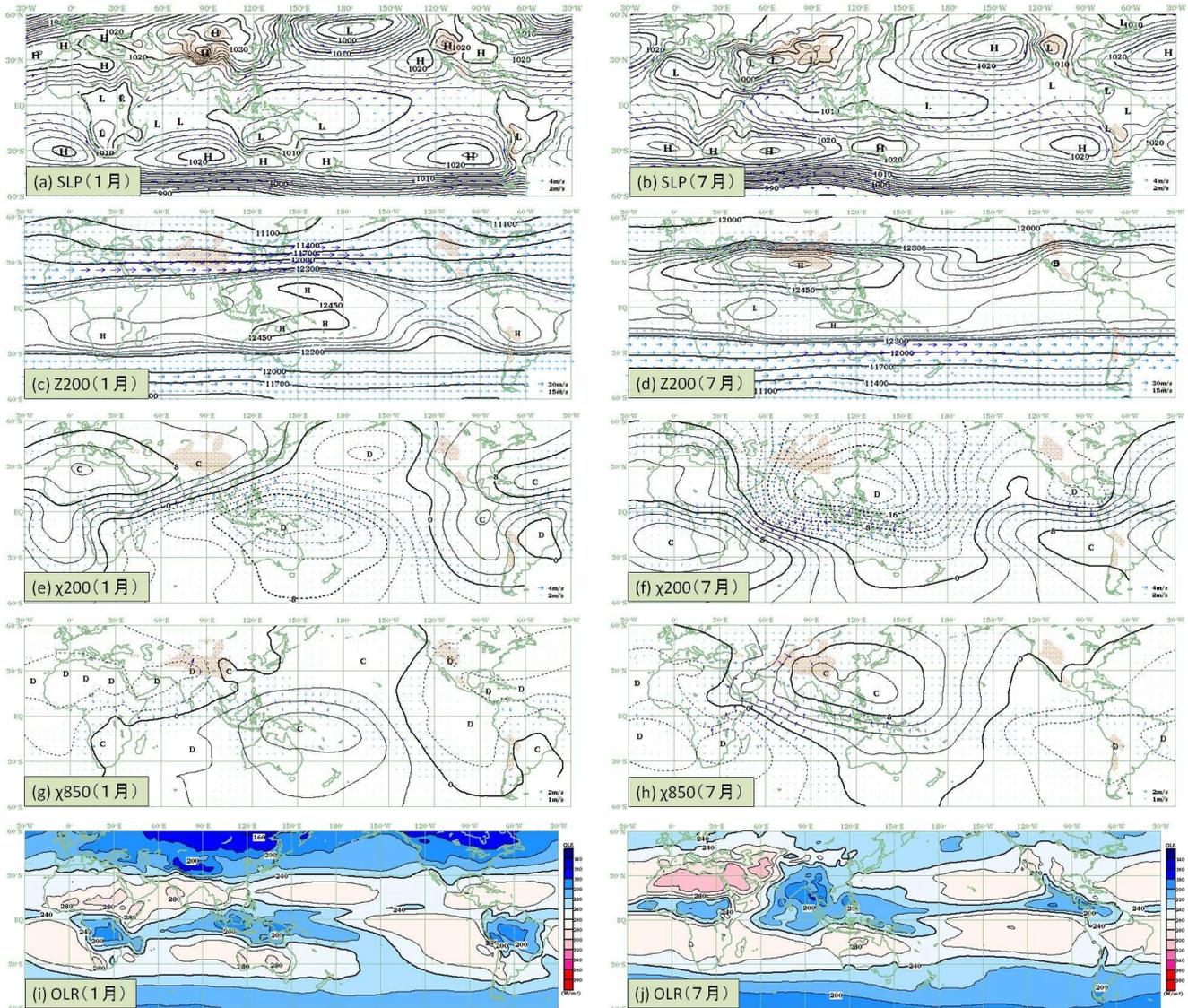
夏のアジアモンスーンに伴う積雲対流活動は、インドからベンガル湾、インドシナ半島、フィリピン付近を中心に活発域が広がる(第2.3.4.1図(j))。この大規模な対流活動に対応して、上層(同図(f))では発散域、下層(同図(h))では収束域が分布する。積雲対流活動に伴う凝結熱により、上空の大気は暖められる。冬季になると、大規模な対流活動域(同図(i))は、インドネシア付近からオーストラリア北部、西部太平洋熱帯域(赤道域~南太平洋)に分布する。これに対応して上層(同図(e))の発散域と下層(同図(g))の収束域の中心がオーストラリアの北東付近に位置する。アジア・オーストラリアモンスーンに伴う大規模な対流活動域は、北西-南東方向に季節変化する。

夏のアジアモンスーン期の対流圏上層には、チベット高原を中心にアジアから北アフリカまで及び東西に広い高気圧(チベット高気圧)が分布する(第

<sup>1</sup> 田中 昌太郎

2.3.4.1 図(d) )。これは、チベット高原により対流圏中・上層の空気が効果的に暖められることやインドからベンガル湾、インドシナ半島、フィリピン付近にかけての大規模な積雲対流活動による加熱（凝結熱）によって形成された暖かい高気圧である（詳細は第2.3.3項（3）参照）。対流圏では赤道からチベット高気圧に向かって気温は高くなり、チベット高気圧の南側に位置するインドからインドシナ半島

付近等のアジア南部の対流圏上層では偏東風が分布する（第2.3.4.2図(b)）。一方、アジア南部の対流圏下層ではモンスーン偏西風が卓越することから、上空に向かうほど東風成分が強まる構造（東風鉛直シア）となる（第2.3.4.3図(b)）。ユーラシア大陸南部を流れる亜熱帯ジェット気流（アジアジェット）はチベット高気圧の北縁に位置する。チベット高気圧が明瞭に見られるのは6～9月であり、冬季



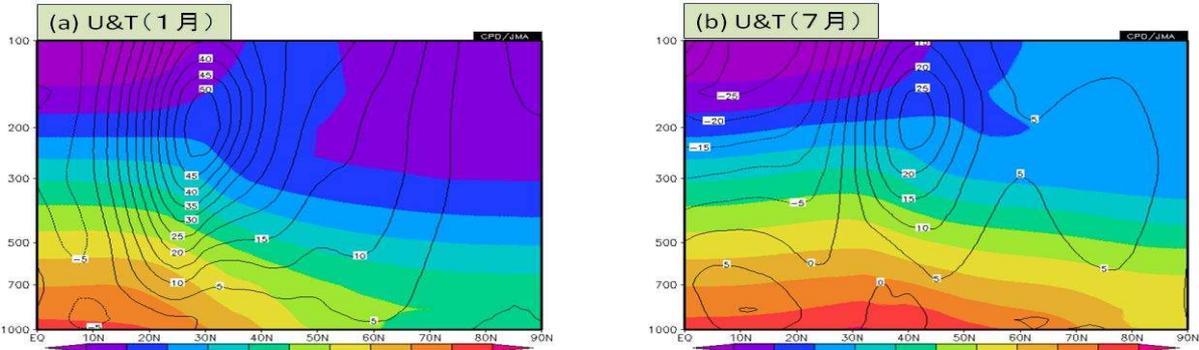
第2.3.4.1図 大気循環の月平均年平値

年平値は1981～2010年平均値。左列は1月、右列は7月。(a)と(b)等値線は海面気圧を表し、間隔は海面気圧が990hPa未満の場合10hPa、990hPa以上の場合2hPa。矢印は地上10mの風向・風速を表す。(c)と(d)等値線は200hPa高度を表し、間隔は高度が12300m未満の場合300m、高度が12300m以上の場合30m。矢印は風向・風速を表す。(e)と(f)等値線は200hPa速度ポテンシャルを表し、間隔は $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。矢印は200hPa発散風の風向・風速を表す。(g)と(h)等値線は850hPa速度ポテンシャルを表し、間隔は $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。矢印は850hPa発散風の風向・風速を表す。(i)と(j)外向き長波放射量(OLR)を表し、等値線及び陰影の間隔は $20 \text{W}/\text{m}^2$ 。OLRは雲の存在するところでは雲の上端から宇宙に向かって放出される長波放射の強さを表す。この強さは雲の上端の高さに対応するため、積雲対流活動の監視に用いられる。値が小さいところほど、積雲対流活動が活発であると推定される。ただし、雪氷域や高緯度域は地表面温度が低いため、雲が存在しない場合でも値が小さくなることに留意する必要がある。米国海洋大気庁(NOAA)より提供されたデータを用いて作成。

は形成されない。これに対応して、夏季のアジアジェットはチベット高原の北部付近（ $40^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$  付近）を流れるが（第 2.3.4.2 図(b)）、冬季は高原の南側（ $25^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$  付近）に位置する（同図(a)）。このため、冬季は下層で東寄りの風が卓越するアジア

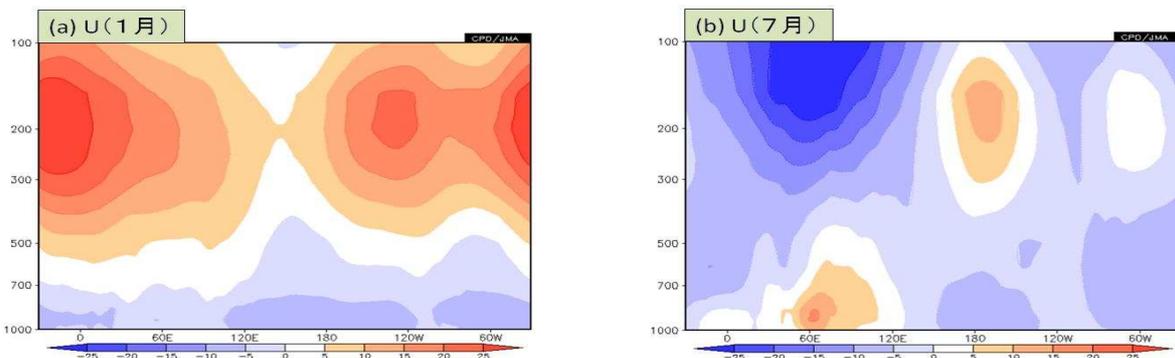
南部では西風鉛直シアーとなる（第 2.3.4.3 図(a)）。このように、アジアモンスーン域の大気の流れ・構造は、夏季と冬季で概ね反転する。

アジアモンスーンに伴う対流圏上層と下層の風の流れの季節変化を見る。



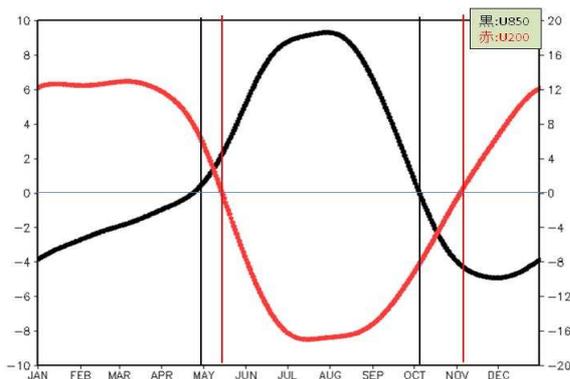
第 2.3.4.2 図  $60^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$  平均した月平均東西風速及び気温平均値の高度 - 緯度断面図

等値線は東西風速を表し、間隔は  $5\text{m/s}$ 。正（負）の値は西風（東風）を示す。陰影は気温を表し、間隔は  $10$ 。 (a)は 1月、(b)は 7月。



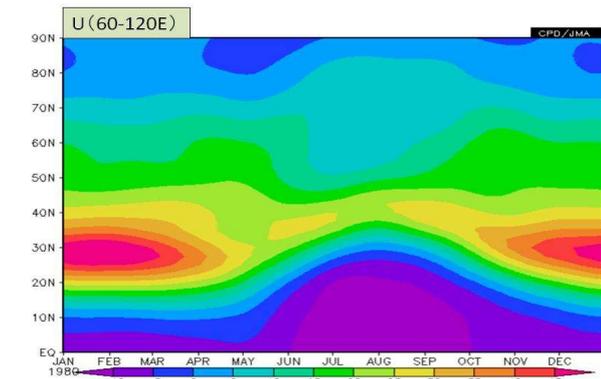
第 2.3.4.3 図  $10^{\circ}\text{N} \sim 20^{\circ}\text{N}$  平均した月平均東西風速平均値の高度 - 経度断面図

陰影は東西風速を表し、間隔は  $5\text{m/s}$ 。正（負）の値は西風（東風）を示す。 (a)は 1月、(b)は 7月。



第 2.3.4.4 図 アジア南部（ $10^{\circ}\text{N} \sim 20^{\circ}\text{N}$ 、 $60^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ ）で平均した  $850\text{hPa}$  及び  $200\text{hPa}$  東西風速平均値の季節変化（1月1日～12月31日）

黒（赤）曲線は  $850\text{hPa}$  ( $200\text{hPa}$ ) 東西風速の日平均平均値（単位： $\text{m/s}$ ）の表し、正（負）の値は西風（東風）を示す。左側（右側）縦軸は  $850\text{hPa}$  ( $200\text{hPa}$ ) 東西風速のスケールを示す。黒（赤）の縦直線は  $850\text{hPa}$  ( $200\text{hPa}$ ) 東西風速が反転する時期を示す。



第 2.3.4.5 図  $60^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$  平均した  $250\text{hPa}$  東西風速平均値の季節変化（1月1日～12月31日）

陰影は東西風速を表し、間隔は  $5\text{m/s}$ 。正（負）の値は西風（東風）を示す。

アジア南部(10°N~20°N、60°E~120°E)で平均した下層の東西風速平年値は、4月終わり頃に東風から西風(冬の循環から夏の循環)に変わり、10月はじめ頃に西風から東風(夏の循環から冬の循環)に変わる(第2.3.4.4図の黒曲線)。一方、上層の東西風速平年値は、下層循環の反転からやや遅れて5月半ば頃に西風から東風(冬の循環から夏の循環)に変わり、11月はじめ頃に東風から西風(夏の循環から冬の循環)に変わる(第2.3.4.4図の赤曲線)。上層のジェット気流(アジアジェット)は、1~2月頃に1年のうちで最も南を流れるとともに、風速が最大となる(第2.3.4.5図)。アジアジェットは5月頃から急速に北上し、7月後半~8月前半頃に最も北を流れるとともに、風速は1年のうちで最も弱くなる。その後、アジアジェットは9~10月頃に急速に南下するとともに、風速が強まる。

## (2) 夏のアジアモンスーンの推移

夏のアジアモンスーンの時間発展について、月ごとの特徴を中心に述べる(第2.3.4.6図)。

4月、太平洋の亜熱帯高気圧につながる対流圏下層のリッジがインドシナ半島付近まで伸びている。積雲対流活動の活発域は海洋大陸付近(インドネシア多島海付近)から西部太平洋熱帯域に分布する。下層のモンスーン偏西風はまだ見られない。

5月、太平洋から伸びる下層のリッジは南シナ海付近まで後退する一方、アジア南部は低気圧性循環となり、ソマリジェット及びモンスーン偏西風が形成される。インドシナ半島では、ベンガル湾からの湿った南西気流が流入し、対流活動が活発となる(インドシナ半島のモンスーン入り)。西部太平洋熱帯域の対流活動は4月と比べて南半球側(ニューギニア島付近)で弱まり、概ね赤道対称の分布となる。北半球側の活発域(フィリピン南東海上)の北への広がりは、冬から春にかけてあまり変わらない。

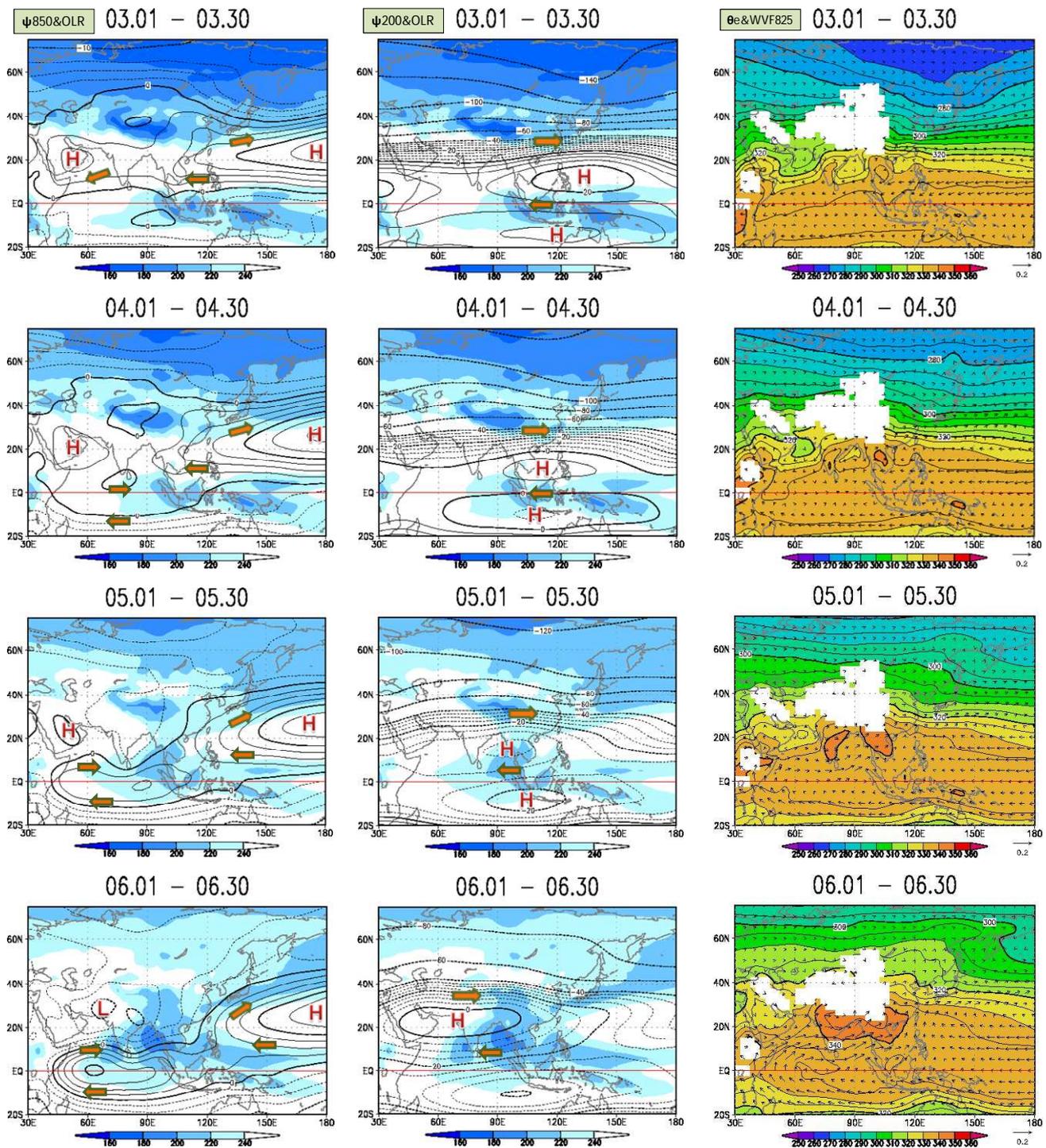
6月、アジア南部の下層低気圧は5月と比べて強まるとともに、中国南部まで広がる。モンスーン偏西風は明瞭になるとともに北上し、インド北部からインドシナ半島北部、フィリピン付近にかけてモンスーン・トラフが形成される。太平洋高気圧の軸は

フィリピン北東海上(20°N帯)に位置する。本州付近では、南シナ海方面からの南西気流と太平洋高気圧の西縁に沿った南からの気流が流入し、下層相当温位の南北傾度が大きい(梅雨前線に対応)。対流活発域はインドからベンガル湾まで北上する(インドのモンスーン入り)。インドシナ半島付近の対流活動は5月と比べて強まるとともに北に広がる。西部太平洋熱帯域の対流活動は北半球側(フィリピンの南東海上)で強まるとともに北上する。上層では、アラビア半島からインドシナ半島の北側に高気圧(チベット高気圧)が形成される。

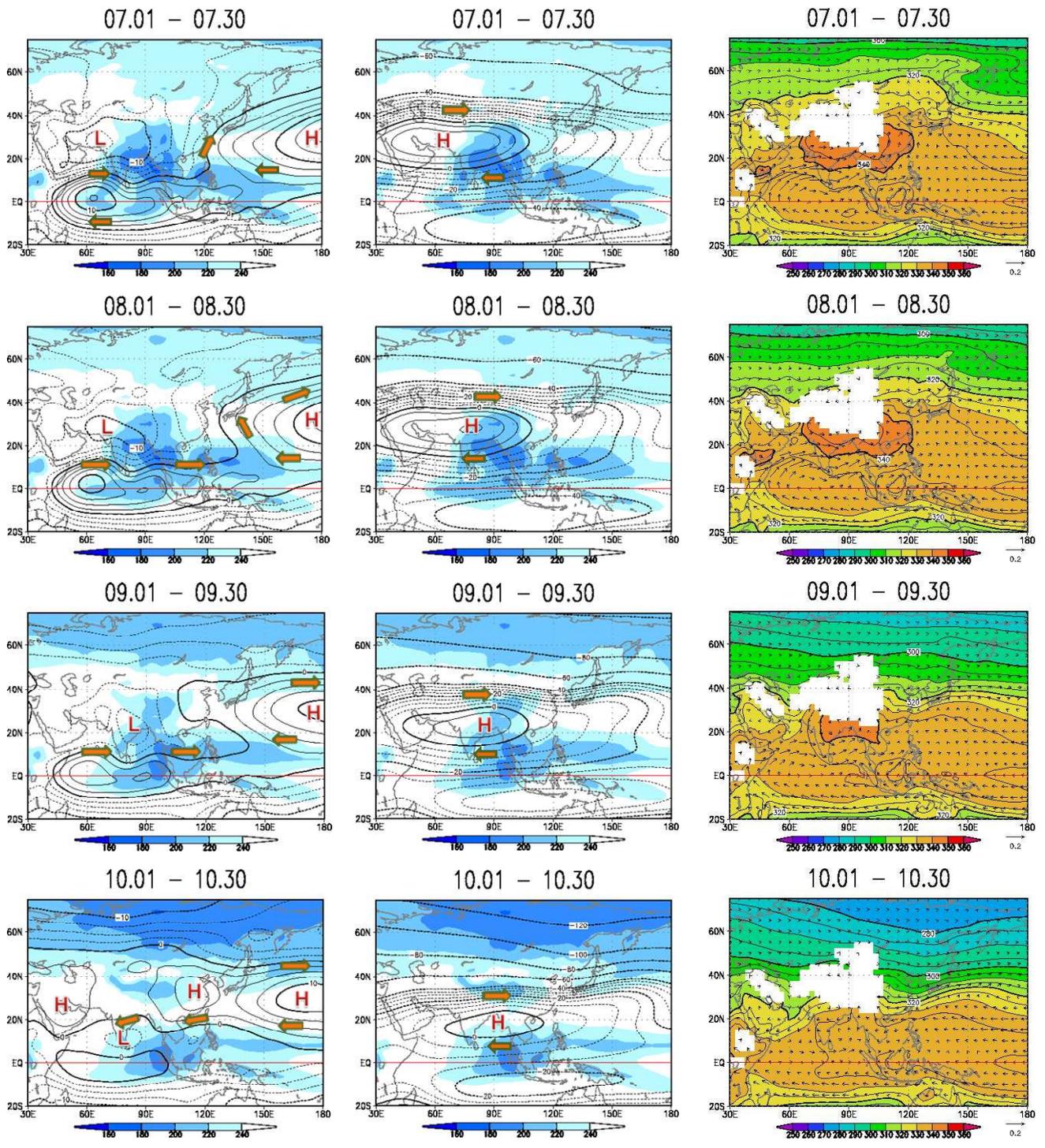
7月になると、モンスーン循環(モンスーン偏西風、チベット高気圧)と対流活動はさらに強まり、8月にかけて持続する。チベット高気圧の東側の軸は、7月末~8月末頃に本州上空まで広がる。南シナ海からフィリピン東方海上にかけてのトラフは、7月から8月にかけて北上・強化するとともに、東に伸びる。フィリピン東方海上の150°E付近では、7月下旬頃に対流活発域が急激に北上する(植田と安成 1998)。これに対応して太平洋高気圧の軸が北上し、本州付近は高気圧に覆われる(梅雨明けと盛夏期の到来)。

9月、モンスーン循環と対流活動は7月、8月の最盛期と比べて弱化し、対流活発域やモンスーン・トラフはやや南下する。フィリピン東方海上のトラフも同様にやや弱化・南下するが、引き続き明瞭である。9月後半から10月はじめ頃は、本州付近では、日本海で北寄りの風(寒気移流場)、南海上で南寄りの風(暖気移流場)が分布し、下層相当温位の南北傾度が大きい(秋雨前線に対応)(第2.3.4.7図)。

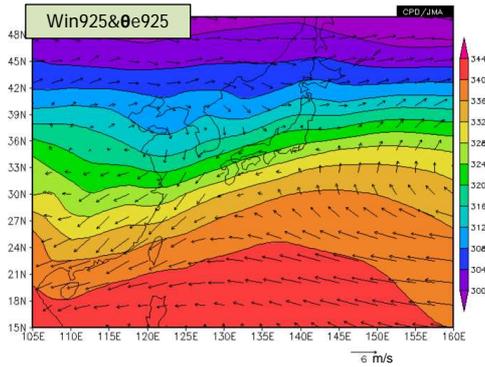
10月、モンスーン偏西風は不明瞭となる。南シナ海からインドシナ半島は東寄りの風に変わる。対流活発域はさらに南下し、インドからインドシナ半島の対流活動は弱まる(モンスーン明け)。フィリピン東方海上のトラフは不明瞭となり、対流活動は9月と比べて弱まるとともに南下する。



第 2.3.4.6 図 30 日平均したアジア域の大気循環と対流活動の平年値（3～10月の各月）  
 左列は 850hPa 流線関数（等値線；間隔は  $2.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）及び外向き長波放射量（OLR；陰影；間隔は  $20 \text{W}/\text{m}^2$ ）、中列は 200hPa 流線関数（等値線；間隔は  $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、ただし  $-40 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$  以下は  $20 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ）及び OLR（陰影；間隔は  $20 \text{W}/\text{m}^2$ ）、右列は 850hPa 相当温位（等値線及び陰影；間隔は  $10 \text{K}$ ）及び水蒸気フラックス（単位： $\text{m}/\text{s} \cdot \text{kg}/\text{kg}$ ）。オレンジ矢印は風向を示す。“H”と“L”マークはそれぞれ高気圧と低気圧の中心を表す。右列図では、標高 1,500m 以上の領域は描画していない。



第 2.3.4.6 図 30 日平均したアジア域の大気循環と対流活動の平年値 ( 3 ~ 10 月の各月 )( 続き )



第 2.3.4.7 図 925hPa 相当温位及び風ベクトルの平年値（9月16日～10月5日平均）  
等値線及び陰影は 925hPa 相当温位を表し、間隔は 4K。矢印は 925hPa 風ベクトル（単位：m/s）を表す。

### （3）冬のアジアモンスーンの推移

冬のアジアモンスーンの時空間発展について、月ごとの特徴を中心に述べる（第 2.3.4.8 図）。

9月、アラビア半島からチベット高原付近は対流圏下層の気温が高く、地表付近では低気圧（熱的低気圧）となっており、ソマリジェット及びモンスーン偏西風は明瞭である（夏のモンスーン循環）。東アジアでは次第に大陸（中国付近）の気温が日本付近より低くなり始める。

10月、ユーラシア大陸の気温が低下し、大陸中央部は高気圧となる。夏のモンスーン循環は不明瞭となる（夏循環から冬循環への移行期）。東アジアでは中国北部を中心に高気圧が形成され、日本付近の海面気圧は相対的に低くなる。フィリピン東方海上の対流活動は弱まるとともに南下する。

11月、シベリア東部を中心に低温域が形成される。大陸の高気圧（シベリア高気圧）は強まり、拡大する一方、北太平洋北部の低気圧（アリューシャン低気圧）が明瞭となり、ユーラシア大陸と北太平洋の東西方向の気圧傾度（西高東低の冬型の気圧配置）が強まる。下層では、東アジアは北寄りの風、インドやインドシナ半島等のアジア南部は東寄りの風になり、南シナ海からインドシナ半島東岸では北東風が卓越する（冬のモンスーン循環）。対流活発域の中心はインドネシアの赤道付近に見られる。上層では赤道対称の高気圧循環が分布し、北半球側の中心はインドシナ半島付近に位置する。

12月、ユーラシア大陸の気温はさらに低下し、シベリアの低温域が強化される。シベリア高気圧とアリューシャン低気圧が明瞭となり、日本付近の冬型の気圧配置が強まる（下層では北西風が卓越）。下層

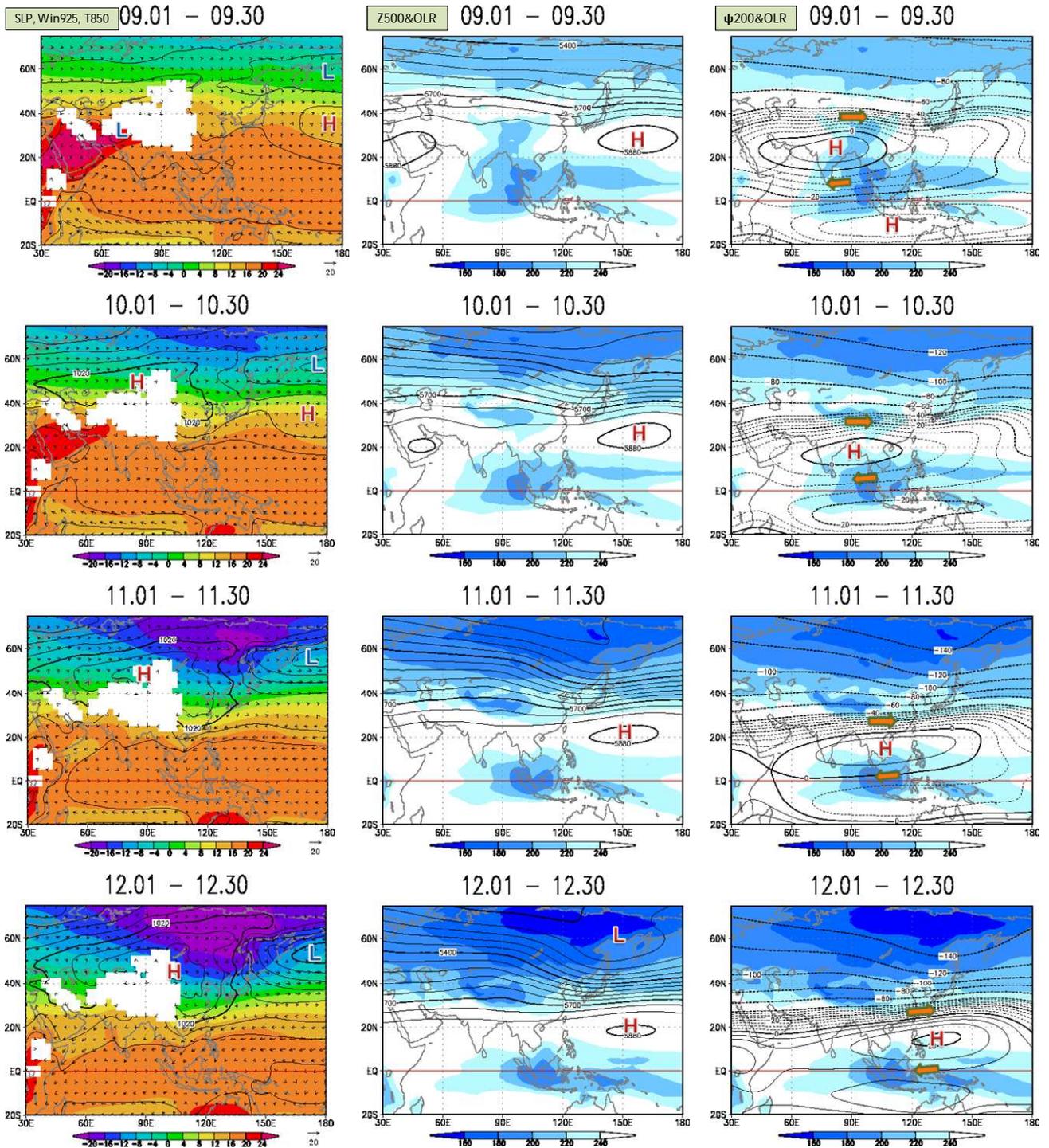
の北東風域はマレー半島東岸まで広がる。対流活発域の中心はインドネシアの南半球側に見られる。上層の高気圧性循環の中心は 11 月と比べて東に移動し、フィリピン東方海上に位置する。

1月、冬のモンスーン循環は最盛期を迎える。対流活発域の中心はインドネシアの南半球側からニューギニア島付近に分布する。上層の高気圧性循環の中心は、12 月と比べて東に位置する。

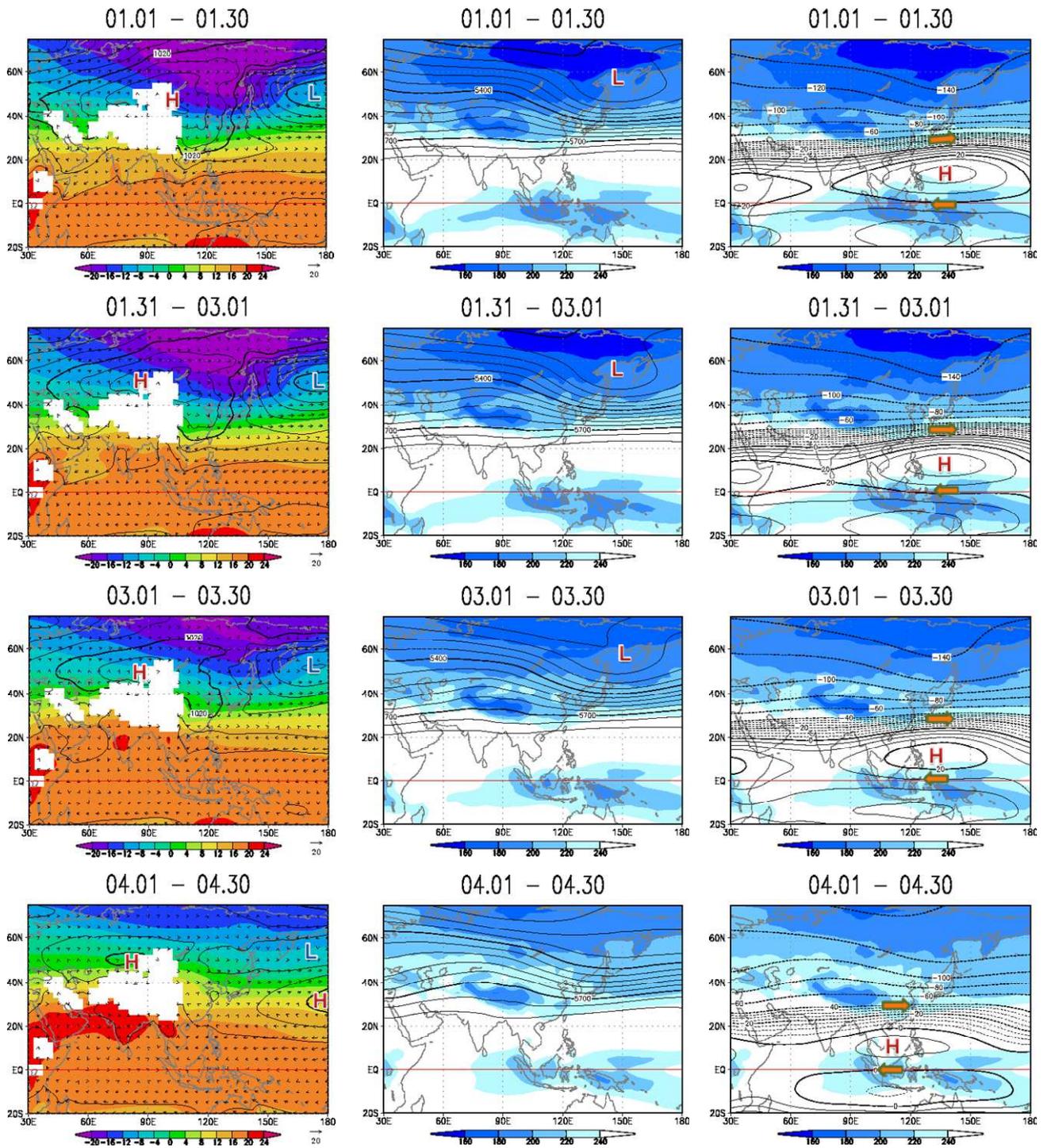
2月、シベリアから東アジアの循環は弱化する兆しが現れる。アジア南部では気温が上昇し始め、南シナ海付近の北東風は弱まる。対流活発域の中心は、インドネシア付近よりニューギニア島付近の方が明瞭となる。フィリピン東方海上にある上層の高気圧性循環の中心は、1 月と概ね同じ位置に見られる。

3月、ユーラシア大陸の気温は上昇し、シベリアの低温域は弱化・北上する。シベリア高気圧とアリューシャン低気圧は弱まる（冬型の気圧配置の弱化）。南シナ海付近は東風になる。インドネシア付近とニューギニア島付近を中心とする対流活動は、2 月と比べて弱くなる。上層の高気圧性循環は、2 月と比べて弱まるとともに、中心はやや西に移動する。

4月、アラビア半島やアジア南部の気温は上昇し、インド洋より高くなる（南北方向の温度傾度が反転）。シベリア高気圧とアリューシャン低気圧は不明瞭となる一方、太平洋の亜熱帯高気圧が明瞭となる。東アジアでは大陸（中国付近）の気温が日本付近より高くなる。日本付近の下層の風は北寄りから南寄りの風になる。インドネシアから西部太平洋赤道域にかけての対流活発域は、概ね赤道対称の分布となる。上層の高気圧性循環の中心は、フィリピンの西海上に位置する。



第 2.3.4.8 図 30 日平均したアジア域の大気循環と対流活動の平年値（9～4月の各月）  
 左列は海面気圧（等値線；間隔は 4hPa）850hPa 気温（陰影；間隔は 4 ）及び 925hPa 風ベクトル（単位：m/s）、中列は 500hPa 高度（等値線；間隔は 60m）及び外向き長波放射量（OLR；陰影；間隔は 20W/m<sup>2</sup>）右列は 200hPa 流線関数（間隔は 5 × 10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s、ただし -40 × 10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s 以下は 20 × 10<sup>6</sup>m<sup>2</sup>/s）及び OLR（陰影；間隔は 20W/m<sup>2</sup>）。オレンジ矢印は風向を示す。“H” と“L” マークはそれぞれ高気圧と低気圧の中心を表す。左列図では、標高 1,500m 以上の領域は描画していない。



第 2.3.4.8 図 30 日平均したアジア域の大気循環と対流活動の平年値 ( 9 ~ 4 月の各月 ) ( 続き )

(4) アジアモンスーンの年々変動

ア. ENSO との関係

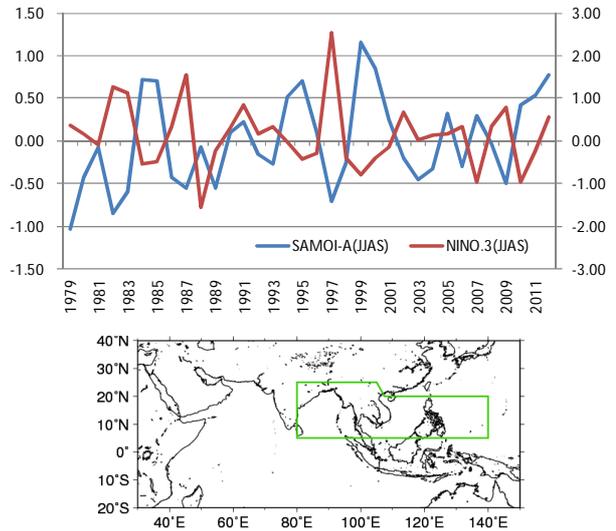
気象庁では、夏のアジアモンスーンに伴う広域の対流活動の指標として、夏のアジアモンスーン OLR 活動度指数(SAMOI-A)を定義し、現業監視に用いている(気象庁 1997)。第 2.3.4.9 図の青線は夏季モンスーン期(6~9月)で平均した SAMOI-A の 1979 年以降の経年変動を示す。SAMOI-A は数年あるいは 10 年くらいの時間スケールで不規則に変動しており、モンスーンに伴う対流活動は毎年異なる様相を呈している。第 2.3.4.9 図の赤線はエルニーニョ監視指数の経年変動を示す。SAMOI-A とエルニーニョ監視指数の間には有意な負の相関関係があり(第 2.3.4.1 表)、夏のアジアモンスーンと ENSO には関連があることを示している。ただし、アジアモンスーンと ENSO との相関関係は統計期間によって異なるなど、長期的に変化している(川村 2004)。

一般に、エルニーニョ/ラニーニャ現象は晩秋から初冬に最盛期を迎える場合が多く、夏のアジアモンスーンとはおおよそ半年のずれがある。また、エルニーニョ/ラニーニャ現象は春から夏にかけて発生する場合が多く、冬から春にかけて終息する場合が多い。このため、夏のアジアモンスーン期は ENSO の発達期と重なる場合もあれば、終息後(衰退期)に当たる場合もある。

夏のアジアモンスーン期を前期と後期に分けて ENSO との関係を調べると(第 2.3.4.1 表)、前期は前冬の ENSO と有意な負の相関関係があるが、同時期及び翌冬の ENSO とは有意な相関関係はない。一方、モンスーン後期は前冬の ENSO との相関関係はないが、同時期及び翌冬の ENSO とは有意な負の相関関係がある。Ailikun and Yasunari(2001)は、夏季モンスーンの初期は前の冬の ENSO と、中・後期は次の冬の ENSO と相関関係が高いことを示している。これらのことから、夏のアジアモンスーン前期はその前の冬あるいは春まで発生していた ENSO と、モンスーン後期は発達期の ENSO との関連が比較的強いのではないかと考えられる。

エルニーニョ/ラニーニャ現象が夏のアジアモンスーンに影響を及ぼすメカニズムについてはこれま

でに様々な研究がなされている。例えば、冬頃に最盛期を迎えたエルニーニョ/ラニーニャ現象が引き続く(終息後の)夏のアジアモンスーンに影響を及ぼす過程ではインド洋を介した説明が示されている(Yang et al. 2007; Xie et al. 2009 など)。



第 2.3.4.9 図 6~9月で平均した夏のアジアモンスーン OLR 活動度指数(SAMOI-A;青線)及びエルニーニョ監視指数(NINO.3;赤線)の経年変動(1979~2012年) SAMOI-A は下図の緑線で囲まれた領域で平均した OLR 平年差を平年期間(1981~2010年)の標準偏差で規格化し、符号を反転させたもので、正(負)の値は対流活動が平年と比べて活発(不活発)であることを示す。上図の値は月平均値から求めた指数を4か月平均した値である。エルニーニョ監視指数の詳細は第 2.4.3 項を参照のこと。

第 2.3.4.1 表 SAMOI-A とエルニーニョ監視指数(NINO.3)の相関関係 統計期間は 1979~2012 年の 34 年間。ただし、翌冬 NINO.3 との相関係数は 2011/2012 冬までの 33 年間。太字は信頼度水準 95%で有意な相関係数を示す。

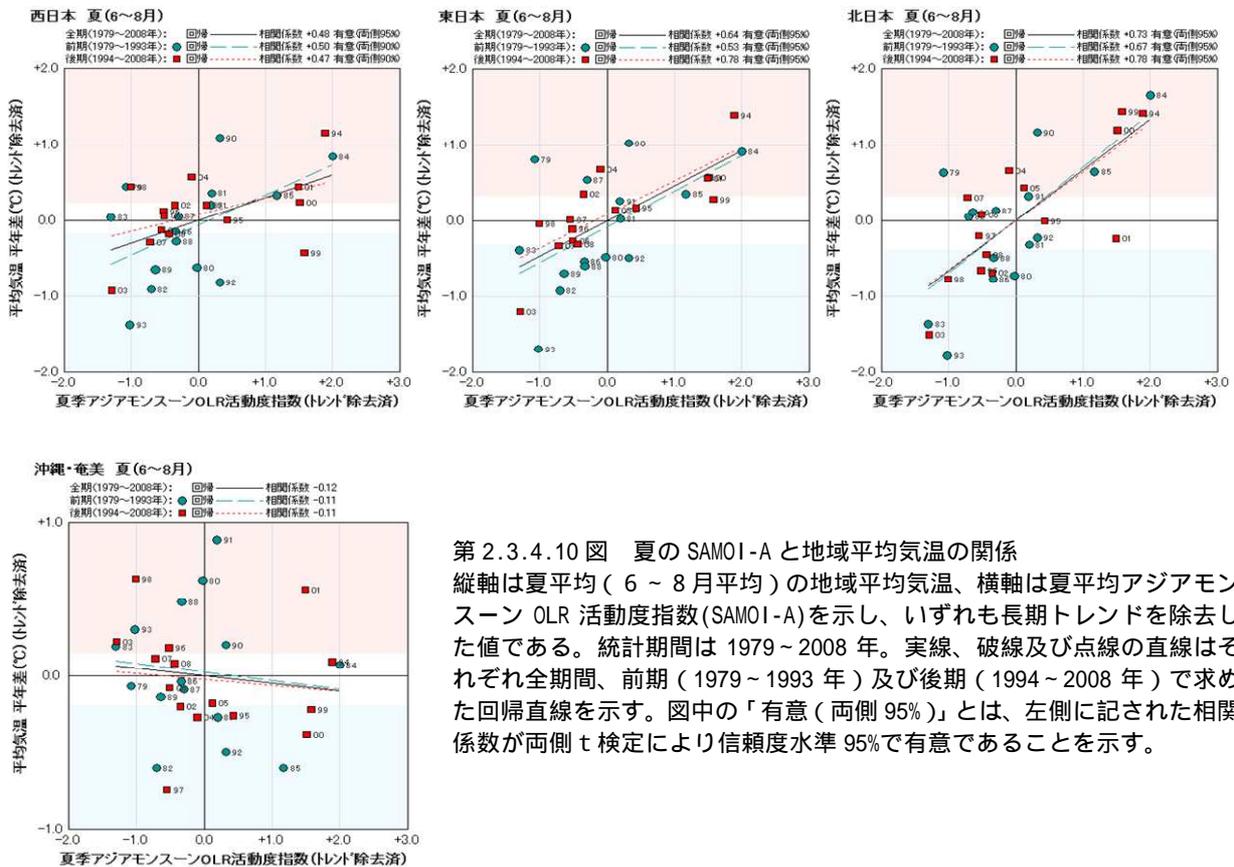
	前冬 NINO.3 (前年 12 月 ~ 2 月 平均)	同時 NINO.3 (6・7 月平均 / 8・9 月平均)	翌冬 NINO.3 (12 月 ~ 翌年 2 月 平均)
SAMOI-A (6~9月平均)	<b>-0.57</b>	-0.31	<b>-0.59</b>
SAMOI-A (6・7月平均)	<b>-0.53</b>	-0.28	-0.15
SAMOI-A (8・9月平均)	+0.05	<b>-0.65</b>	<b>-0.68</b>

イ．日本の天候との関係

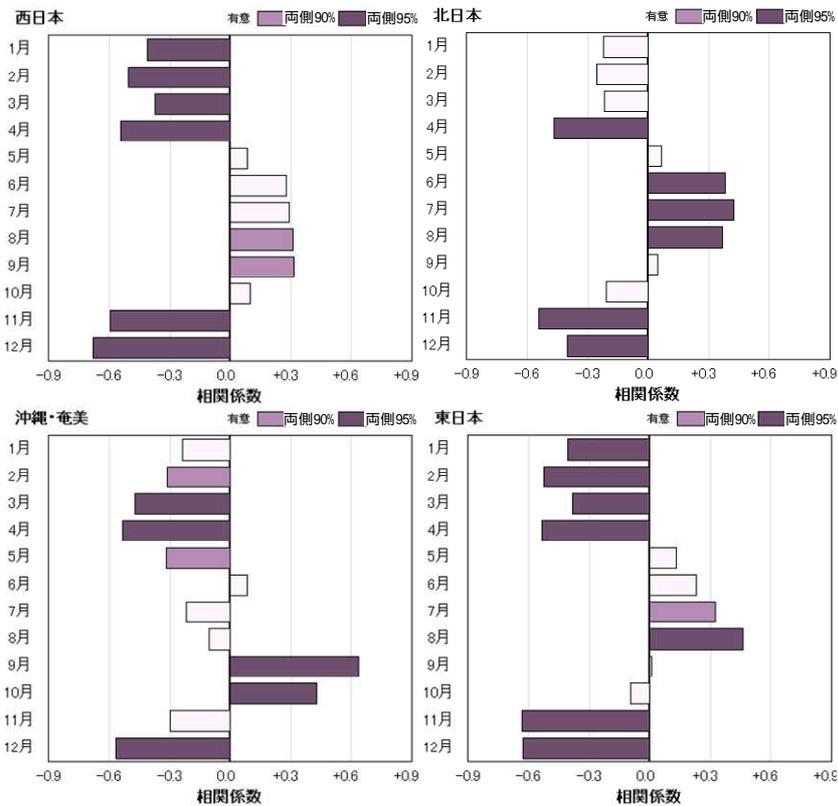
夏（6～8月）平均した SAMOI-A は、北日本、東日本及び西日本の夏平均気温と有意な正の相関関係がある（第 2.3.4.10 図）。すなわち、ベンガル湾からフィリピン付近にかけての対流活動が活発（不活発）な場合、暑夏（冷夏）になりやすいと言える。これには、PJ パターン(Nitta 1987)やシルクロードパターン(Enomoto et al. 2003)を通じた、活発（不活発）な対流活動による日本付近の太平洋高気圧の強化（弱化）が背景にあると考えられる（詳細は第 2.3.3 項を参照）。

6～8月の月ごとの SAMOI-A と地域平均気温の相関係数（第 2.3.4.11 図）は、北日本ではいずれの月も有意な正の相関関係がある。東日本では6月は有意ではなく、8月が最も高い正の相関関係を示した。西日本では6月、7月は有意ではなく、8月、9月に有意な正の相関関係がある。沖縄・奄美では夏は有意な相関関係はないが、9月、10月は有意な正の相関関係がある。

他の季節の相関係数を見ると、東日本と西日本では11～4月の各月に有意な負の相関関係がある。これには、インド洋東部から東南アジアの活発（不活発）な対流活動によって励起された亜熱帯ジェット気流の蛇行（ロスビー波束伝播）に伴って、日本上空の偏西風が南（北）に蛇行する流れとなり、上空に寒気が流れ込みやすく（流れ込みにくく）なることが背景にあると考えられる。北日本では11月、12月及び4月に有意な負の相関関係がある一方、1～3月は有意ではない。このような東・西日本と北日本における負の相関関係の違いは、基本場としての偏西風の季節変化（詳細は第 2.3.1 項を参照）により、上記のような熱帯起源の蛇行パターンの平均的な現れ方に微妙な違いが生じることを反映している可能性がある。



第 2.3.4.10 図 夏の SAMOI-A と地域平均気温の関係  
 縦軸は夏平均（6～8月平均）の地域平均気温、横軸は夏平均アジアモンスーン OLR 活動度指数 (SAMOI-A) を示し、いずれも長期トレンドを除去した値である。統計期間は 1979～2008 年。実線、破線及び点線の直線はそれぞれ全期間、前期（1979～1993 年）及び後期（1994～2008 年）で求めた回帰直線を示す。図中の「有意（両側 95%）」とは、左側に記された相関係数が両側 t 検定により信頼度水準 95% で有意であることを示す。



第2.3.4.11図 各月のSAMO1-Aと地域平均気温の相関係数  
SAMO1-Aと地域平均気温はいずれもトレンドを除去した値を用いた。図中の「両側95%」とは、相関係数が両側t検定により信頼度水準95%で有意であることを示す。

### 参考文献

植田宏昭, 安成哲三, 1998: 西太平洋上の海洋性モンスーンの季節進行と日本付近の夏季天候との関係 1993年冷夏・1994年暑夏時の事例解析. 天気, **45**, 199-215.

川村隆一, 2004: 大気海洋相互作用とモンスーン. 気象研究ノート, **204**, 115-152.

気象庁, 1997: 気候系監視報告平成7年6月号.

Ailikun, B. and T. Yasunari, 2001: ENSO and Asian summer monsoon: persistence and transitivity in the seasonal march. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 145-159.

Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157-178.

Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373 - 390.

Xie, S. P., H. Annamalai, F. A. Schott, and J. P. McCreary Jr, 2002: Structure and Mechanisms of South Indian Ocean Climate Variability. *J. Climate*, **15**, 864-878.

Yang, J., Q. Liu, S. P. Xie, Z. Liu, and L. Wu, 2007: Impact of Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02708.

### 2.3.5 熱帯域大気循環・海面水温の季節変化<sup>1</sup>

#### (1) 熱帯域の海面水温

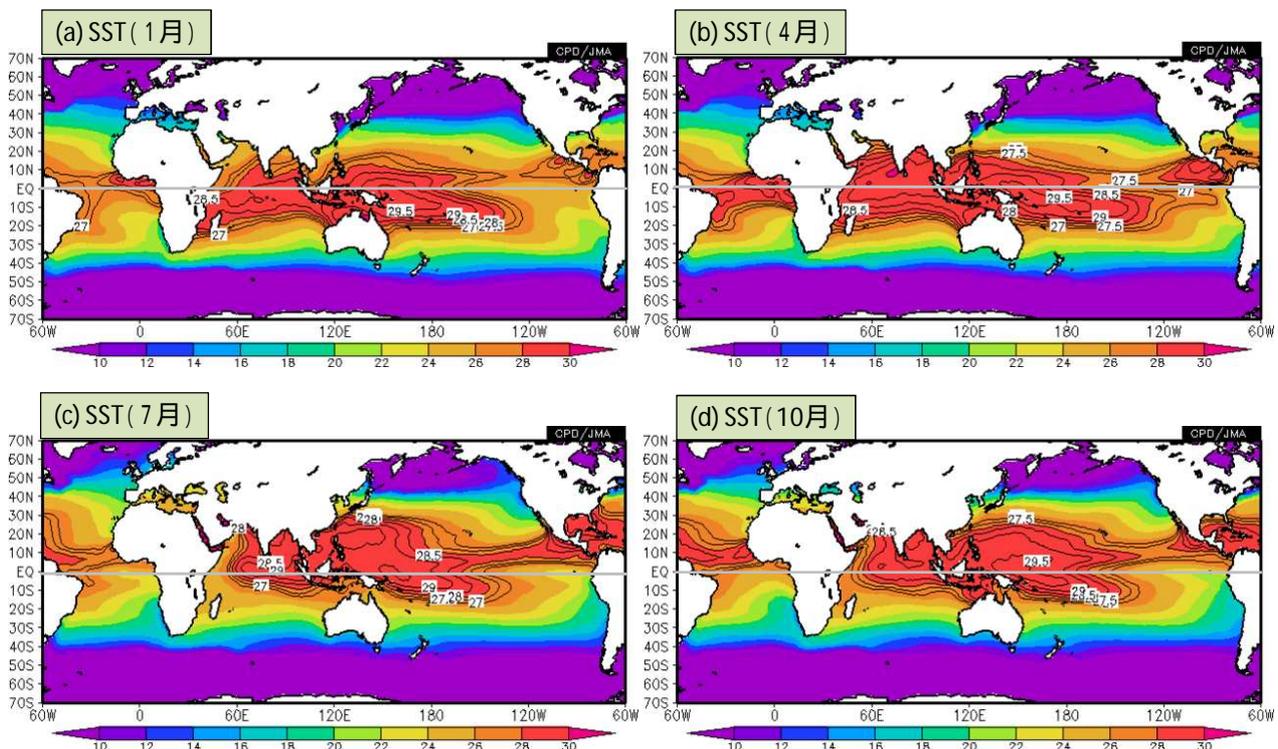
太平洋西部では、海面水温が1年を通じて29以上の領域が見られ、世界で最も海面水温の高い領域である(第2.3.5.1図、第2.3.5.2図(b))。太平洋西部の赤道域の高温は、太陽高度が最も高い春よりも1か月以上遅れた5月~6月前半にピークとなる。その後、高温域は北上し、フィリピン東方海上の15°N~20°N付近は6月後半~8月はじめに最も高くなり、29.5を超える領域が150°E付近まで広がる。海面水温の高いところの中心(29.5を超える領域)は夏前半に急速に北上する。28を超える領域はさらに北上し、7月終わり~9月前半は30°N以北まで広がる。秋になると高温域は次第に南下し、赤道域は太陽高度が最も高い秋よりも1か月以上遅れた11月頃に2回目のピークとなる。冬は高温域の中心が南半球側に移り10°S~15°S付近に分布する。

太平洋東部の赤道域は、1年を通じてその北側及び南側と比べて低い状態となっている(第2.3.5.1

図、第2.3.5.2図(c))。北半球側(5°N~15°N付近)では1年を通じて27以上の高温域が帯状に見られ、9月頃に最も北に広がる。春頃は北半球側と南半球側(15°S~5°S付近)の高温域は同程度の値となるが、それ以外の季節は北半球側の方が高い。

インド洋の赤道域は4~5月頃に最も高くなる(第2.3.5.1図、第2.3.5.2図(a))。高温域は次第に北に広がり、北インド洋の5°N~15°N付近は4月終わり~5月にピークとなり、30を超える領域が現れる。北インド洋は夏のモンスーン期になると8月頃を中心に一旦低下し、モンスーンが明けた10月頃に2回目のピークとなる。冬から春先にかけては高温域の中心が南半球側に移る。

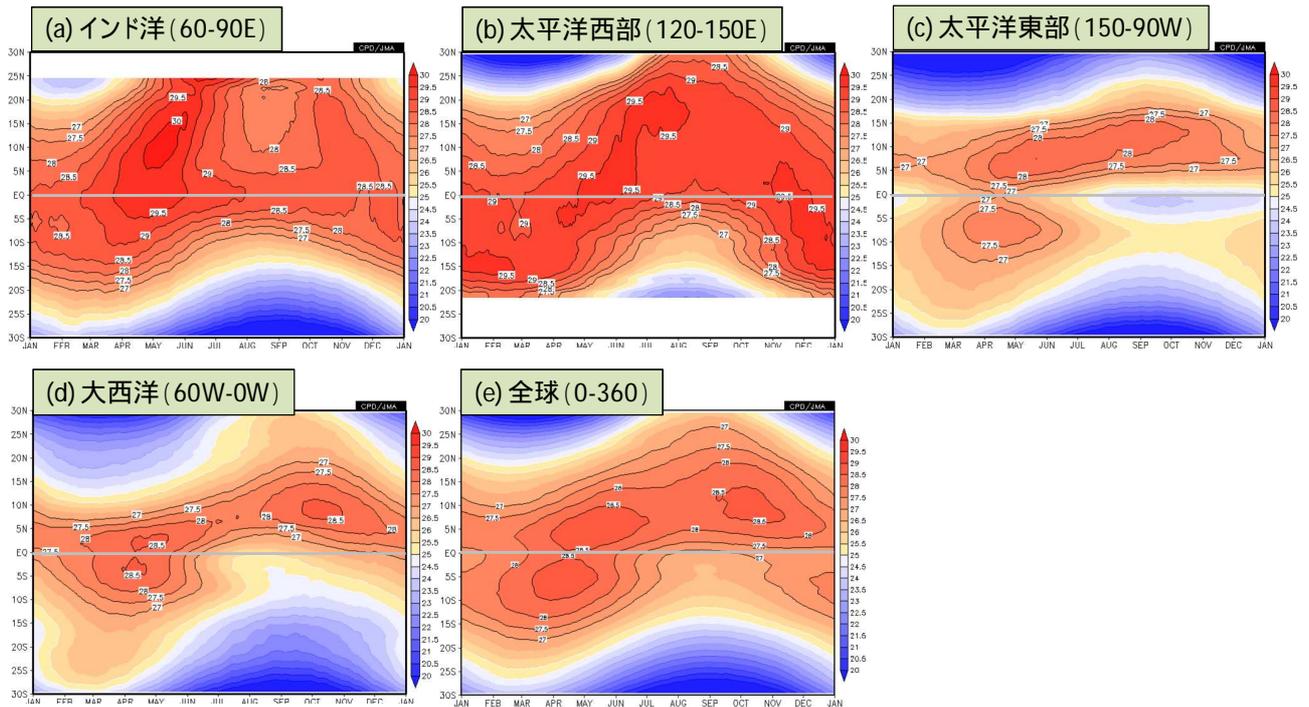
大西洋の赤道域は春頃に最も高くなる(第2.3.5.1図、第2.3.5.2図(d))。夏になると高温域の中心はメキシコ湾からカリブ海付近となり、秋にかけて高温域は東に広がる。冬になると高温域の中心はギニア湾に移る。



第2.3.5.1図 月平均海面水温年平値

年平値は1981~2010年平均値。(a)1月、(b)4月、(c)7月及び(d)10月を示す。等値線は海面水温を表し、間隔は0.5(27以上の領域のみ描画)。灰色線は赤道を示す。

<sup>1</sup> 田中 昌太郎



第 2.3.5.2 図 東西平均した日平均海面水温年平値の季節変化

年平値は 1981～2010 年平値。(a)インド洋 (60°E～90°E) (b)太平洋西部 (120°E～150°E) (c)太平洋東部 (150°W～90°W) (d)大西洋 (60°W～0°) 及び、(e)全球 (0°～360°) を示す。等値線は海面水温を表し、間隔は 0.5 (27 以上の領域のみ描画)。灰色線は赤道を示す。

## (2) 熱帯域の対流活動

大規模な積雲対流活動域は、インド洋東部から太平洋西部、南米から中米、及び、アフリカ付近の 3 か所 (代表的なモンスーン気候帯) にあり、インド洋東部から太平洋西部が最も広域かつ活発な領域である (第 2.3.5.3 図)。これらの活発域の中心は冬から夏にかけて北上 (北西進) し、夏から冬にかけて南下 (南東進) する。

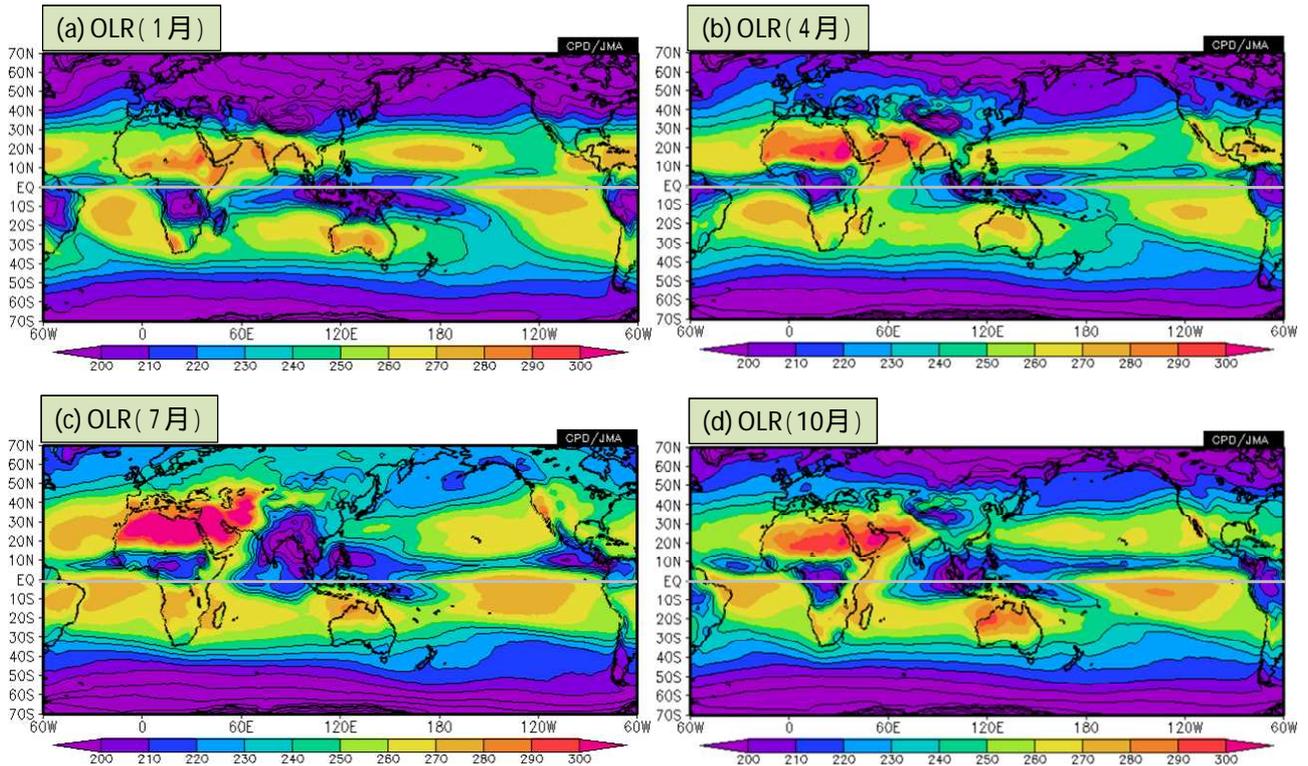
太平洋西部の赤道域は、1 年を通して積雲対流活動が活発である (第 2.3.5.3 図、第 2.3.5.4 図 (b))。フィリピン東方海上の 10°N～20°N 付近は 6～10 月に活発な状態が続き、8 月前半に 1 年のうちで最も活発となるとともに活発域が最も北まで広がる。春の対流活発域の北上の速さは、秋の南下に比べると遅い。また、対流活発域の北上は、春は海面水温の北上と概ね同期しているが、夏前半は海面水温に遅れる (第 2.3.5.2 図 (b))。冬はオーストラリアの北方海上を中心に活発となる。

太平洋東部の対流活動活発域は、北半球側の 5°N～15°N 付近に限られている。この活発域は熱帯収束

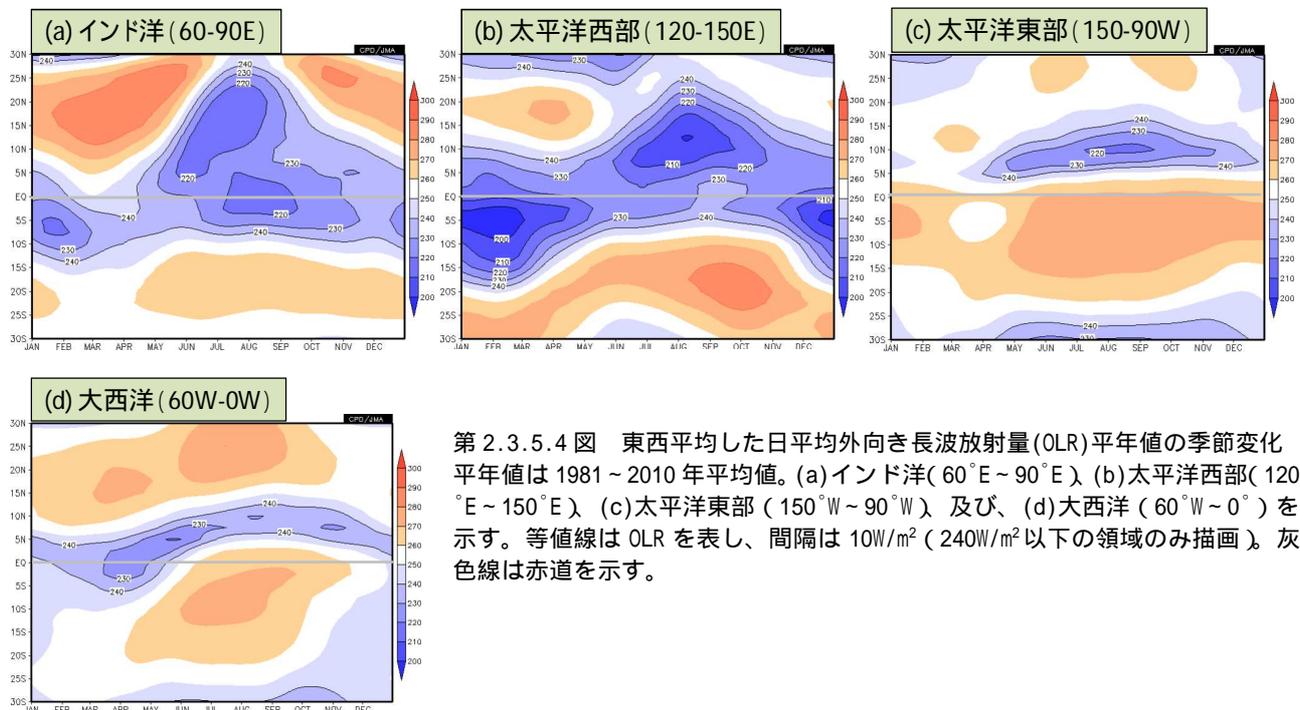
帯 (ITCZ) に対応している (第 2.3.5.3 図、第 2.3.5.4 図 (c))。南半球側の 5°S 付近は、3～4 月に若干活発となる。これは、この時期だけに南半球側に現れる ITCZ に対応した活発域である (Zhang 2001)。

インド洋中・東部の赤道域は、概ね 1 年を通して積雲対流活動が活発である (第 2.3.5.3 図、第 2.3.5.4 図 (a))。北インド洋では、5～7 月にかけて対流活動活発域が北上し、7 月後半～8 月前半に 1 年のうちで最も活発となるとともに最も北まで広がる。この活発域の北上は海面水温高温域の北への広がり (第 2.3.5.2 図 (a)) に対して 1～2 か月程度遅れている。冬～春前半は 5°S 付近を中心に赤道の南側で活発となる。

大西洋の赤道の北側 (0°～10°N 付近) は、概ね 1 年を通じて活発である (第 2.3.5.3 図、第 2.3.5.4 図 (d))。60°W～0° で平均した対流活発域の季節変化は、同領域で平均した海面水温高温域の季節変化 (第 2.3.5.2 図 (d)) と概ね対応している。



第 2.3.5.3 図 月平均外向き長波放射量(OLR)平年値  
 平年値は 1981 ~ 2010 年平均値。(a) 1 月、(b) 4 月、(c) 7 月及び(d)10 月を示す。等値線は OLR を表し、間隔は  $10\text{W}/\text{m}^2$  ( $240\text{W}/\text{m}^2$  以下の領域のみ描画)。灰色線は赤道を示す。



第 2.3.5.4 図 東西平均した日平均外向き長波放射量(OLR)平年値の季節変化  
 平年値は 1981 ~ 2010 年平均値。(a)インド洋 ( $60^{\circ}\text{E} \sim 90^{\circ}\text{E}$ )、(b)太平洋西部 ( $120^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$ ) (c)太平洋東部 ( $150^{\circ}\text{W} \sim 90^{\circ}\text{W}$ ) 及び、(d)大西洋 ( $60^{\circ}\text{W} \sim 0^{\circ}$ ) を示す。等値線は OLR を表し、間隔は  $10\text{W}/\text{m}^2$  ( $240\text{W}/\text{m}^2$  以下の領域のみ描画)。灰色線は赤道を示す。

(3) 熱帯域の大気循環

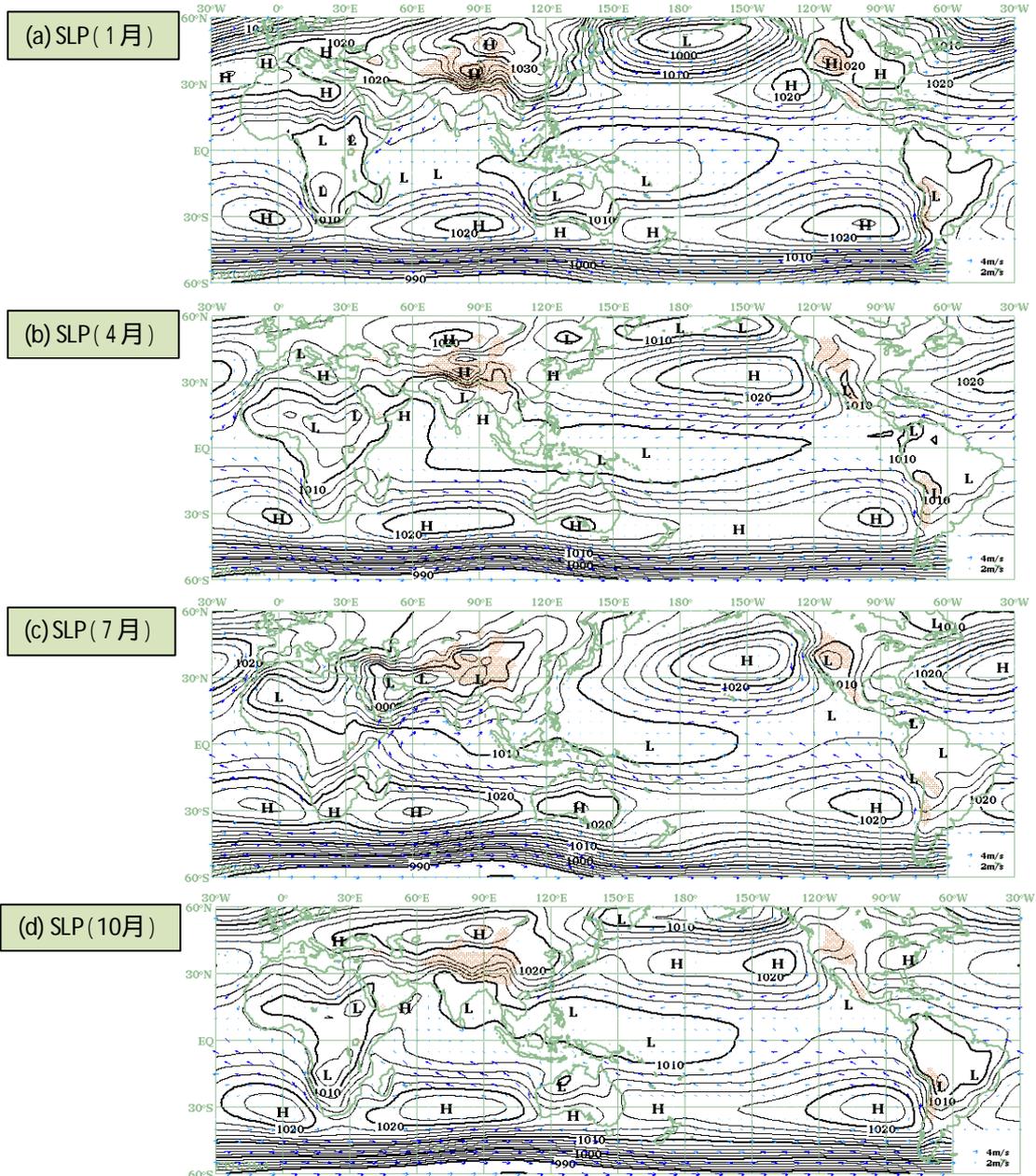
ア．対流圏下層の循環 (第 2.3.5.5 図)

南北太平洋、南北大西洋、及び、南インド洋の亜熱帯域では、 $30^{\circ}\text{N}$  付近と  $30^{\circ}\text{S}$  付近を中心に 1 年を通じて高気圧 (亜熱帯高気圧) があり、南北半球それぞれの夏季にもっとも発達し、冬季に弱まる。太平洋と大西洋の亜熱帯高気圧は、それぞれの海域の東部に中心があり、高気圧の中心より赤道側では東寄りの風 (貿易風; 北半球では北東風、南半球では南東風) が年を通じて卓越する。夏の東部海域の亜

熱帯高気圧の強まりには、大陸 (海洋の東側) と海洋の熱的コントラストが重要な役割を果たしている (Miyasaka and Nakamura 2005)。

イ．対流圏上層の循環 (第 2.3.5.6 図)

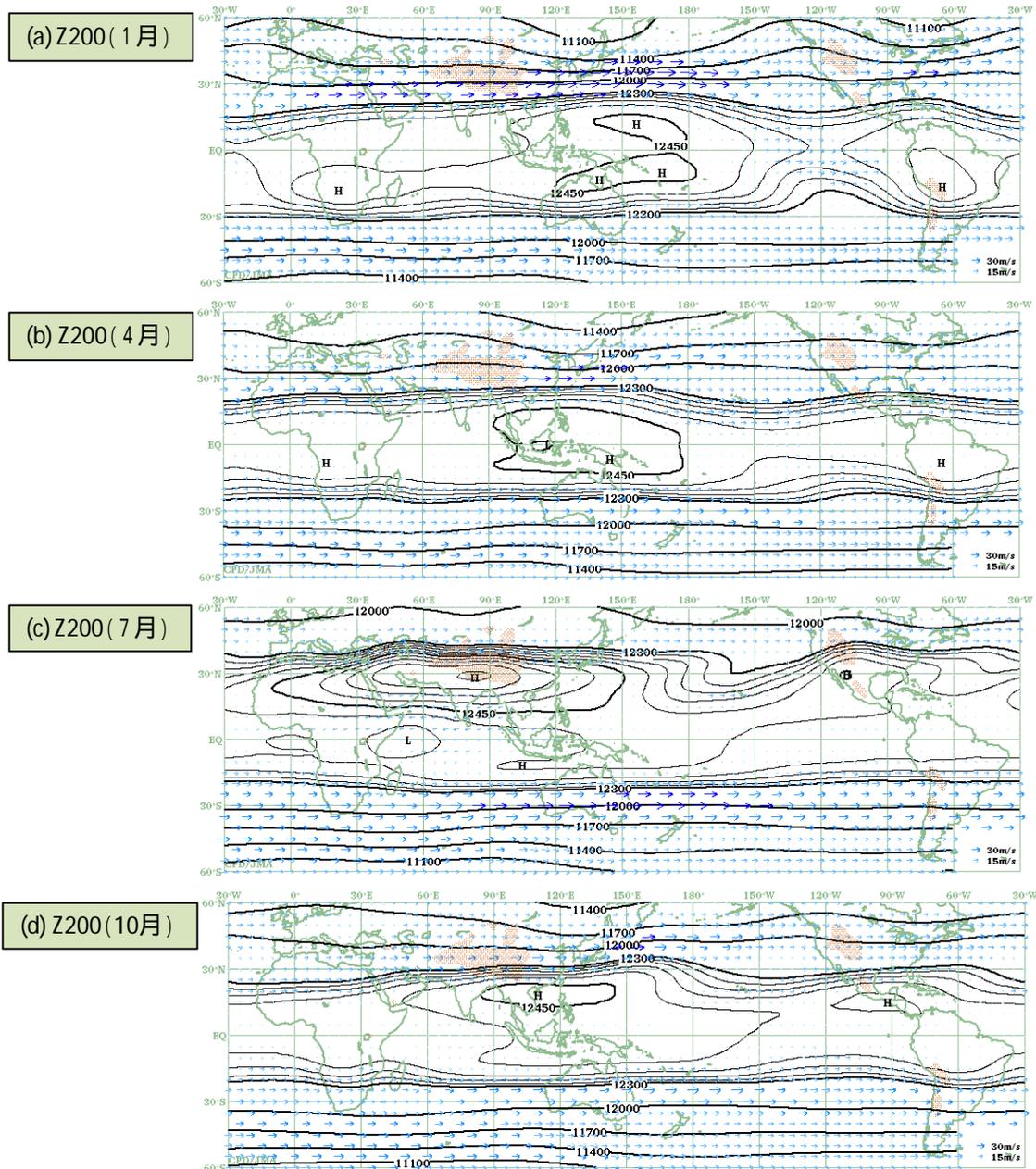
夏半球側の亜熱帯域では大陸付近に高気圧が分布する。具体的には、北半球の夏季はユーラシア大陸南部からアフリカ北部にかけて東西に広く明瞭な高気圧 (チベット高気圧) が形成される。また、メキシコ付近を中心に高気圧が見られる。一方、北半球



第 2.3.5.5 図 月平均海面気圧及び地表風ベクトル平年値  
 平年値は 1981 ~ 2010 年平均値。(a) 1 月、(b) 4 月、(c) 7 月及び(d) 10 月を示す。等値線は海面気圧を表し、間隔は海面気圧が 990hPa 未満の場合 10hPa、990hPa 以上の場合 2hPa。矢印は地表 10m の風向・風速を表す。

の冬季はアフリカ南部、南米に高気圧が形成される。また、冬季の太平洋西部では、赤道を挟んで南北両半球の熱帯域に高気圧が分布し、南半球側の高気圧はオーストラリア北部まで広がっている。北太平洋中部と北大西洋中部の夏季には、亜熱帯域に明瞭なトラフが形成され、北太平洋のトラフはミッドパシフィックトラフと呼ばれる。冬季は、太平洋東部と大西洋中央部に赤道対称なトラフがあり、赤道域では西風が卓越する。

これらの熱帯域対流圏上層の高気圧の季節変化は、先に述べた3つの大規模な積雲対流活動域の季節変化に対応しており、定性的には対流活動に伴う熱源に対する松野 - ギル応答(Gill 1980)のロスビー波部分として理解できる(尾瀬 2004)。また、夏半球側の高気圧の方が明瞭なのは、対流活動活発域(熱源)が赤道から離れた夏半球側に偏っているため、赤道付近に熱源がある場合と比べてコリオリ力が強く働き、ロスビー波応答が強く現れた結果とみられ



第 2.3.5.6 図 月平均 200hPa 高度及び風ベクトル平年値  
 平年値は 1981 ~ 2010 年平均値。(a) 1 月、(b) 4 月、(c) 7 月及び(d) 10 月を示す。等値線は 200hPa 高度を表し、間隔は高度が 12300m 未満の場合 300m、高度が 12300m 以上の場合 30m。矢印は風向・風速を表す。

る。同じ夏季でもオーストラリア付近の高気圧と比べてチベット高気圧の方が強く、また規模が大きいのは、大陸の規模、大陸の位置（赤道からの距離）、ヒマラヤ山脈等の大規模山岳の有無等が関連している（例えば、村上(1986)）。

#### ウ．赤道域の東西 - 鉛直循環（第 2.3.5.7 図）

太平洋西部には活発な積雲対流活動に対応した上昇流があり、対流圏上層に達した後、西向きと東向きの流れに分かれ、それぞれインド洋西部と太平洋東部で下降し、下層では太平洋西部に向かう循環となる。このような赤道域の東西 - 鉛直循環をウォーカー循環という。ウォーカー循環は、冬季は太平洋側で、夏季はインド洋側で明瞭となる。これは、赤道域における冬季と夏季の対流活動の分布や強さが異なることが関連している。すなわち、大規模な対流活動活発域の中心が、冬季は海洋大陸（インドネシア多島海）から西部太平洋赤道域（南半球側）にかけての赤道に近いところにある一方、夏季はアジア南部の赤道から離れたところ（北半球側）に分布する（第 2.3.5.3 図）ことに対応した循環の違いが反映されている。赤道付近の対流活動に対応したウォーカー循環の経年変動は、エルニーニョ/ラニーニャ現象と密接に関連する。

#### エ．帯状平均した南北 - 鉛直循環（第 2.3.5.8 図）

熱帯域では、対流圏下層が相対的に高温域となっている夏半球側に上昇流があり、低温域である冬半球側に下降流が分布する。上昇流は対流圏上層に達した後、主な流れは赤道を横切り（一部は高緯度側に向かい）、冬半球側（緯度 10~30 度付近）で下降し、下層では再び夏半球側（赤道）に向かって赤道を横切る循環となる。このような南北 - 鉛直循環（子午面循環）をハドレー循環という。上昇流域の季節変化は、太陽高度の季節変化に伴う大規模な対流活動の南北移動と対応する。

#### オ．赤道域の東西風及び南北風

赤道域の対流圏下層の東西風（第 2.3.5.9 図(a)）は、太平洋中・東部では年を通じて東風となり、冬

季に最も強まる。太平洋西部からインドネシア付近では、冬季は西風、夏季は東風となる。大西洋では、年を通じてギニア湾東部付近は西風、それ以外は東風となる。

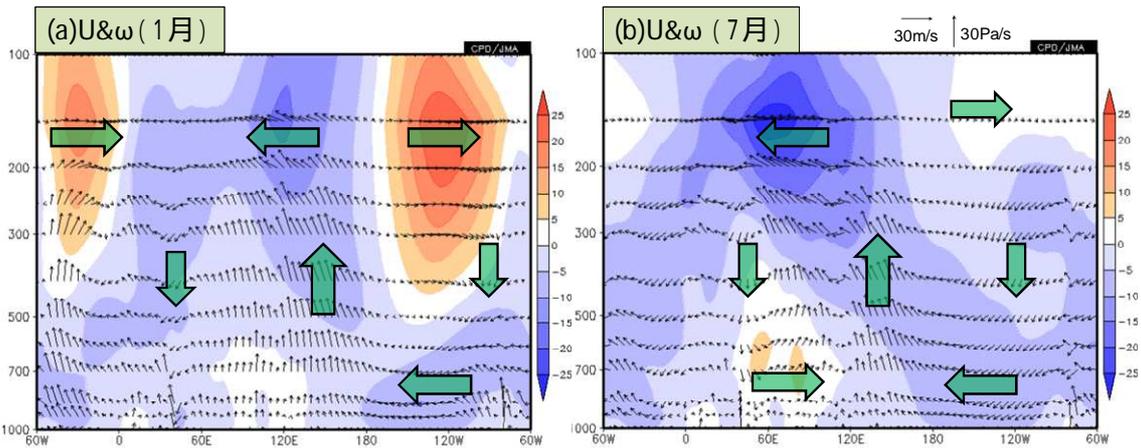
赤道域の対流圏下層の南北風（第 2.3.5.9 図(b)）は、太平洋東部では年を通じて南風で、9 月頃に最も強まり、3 月頃に最も弱まる。インド洋から太平洋の日付変更線付近では、12~3 月は北風、5~10 月は南風となり、4 月と 11 月に南北の風向が反転する。夏季のインド洋西部では、南風が非常に強まっており、これはソマリジェットに対応したものである。大西洋はギニア湾付近を中心に概ね年を通じて南風である。

赤道域の対流圏上層の東西風(第 2.3.5.10 図(a))は、インド洋から太平洋西部は 1 年を通じて東風となり、夏季に最も強まる。この夏季における東風の強まりは、チベット高気圧の南側の強い東風を反映している。太平洋中・東部では夏季に東風が分布し、秋季から春季にかけては冬季を中心に西風が卓越する。これは、太平洋西部付近の大規模な対流活動の季節変化に伴うウォーカー循環の季節変化に対応している。

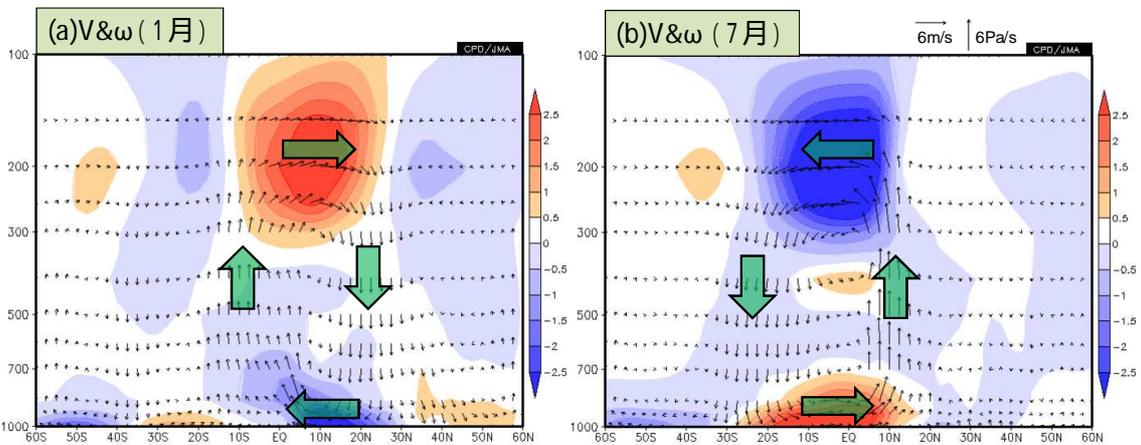
赤道域の対流圏上層の南北風(第 2.3.5.10 図(b))は、大西洋の一部(30°W~0°)と太平洋東部の一部(120°W 付近)は 1 年を通じて北風で、それ以外の領域は夏季に北風、冬季に南風となる。

#### 参考文献

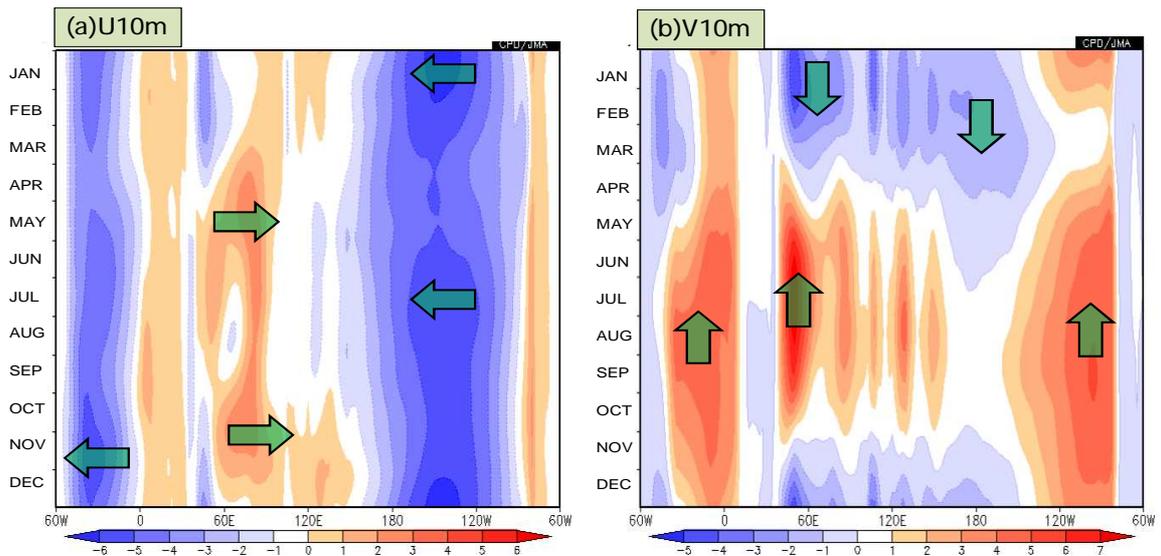
- 尾瀬智昭, 2004: 気候の変動を理解するための基礎知識. 平成 16 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-24.
- 村上多喜雄, 1986: モンスーン - 季節をもたらす風と雨 - . 第 II 期気象学のプロムナード 3. 東京堂出版, 198pp.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Miyasaka, T. and H. Nakamura, 2005: Structure and formation mechanisms of the Northern Hemisphere summertime subtropical highs. *J. Climate*, **18**, 5046-5065.
- Zhang, C., 2001: Double ITCZs. *J. Geophys. Res.*, 106 (D11), 11,785-11,792, doi:10.1029/2001JD900046.



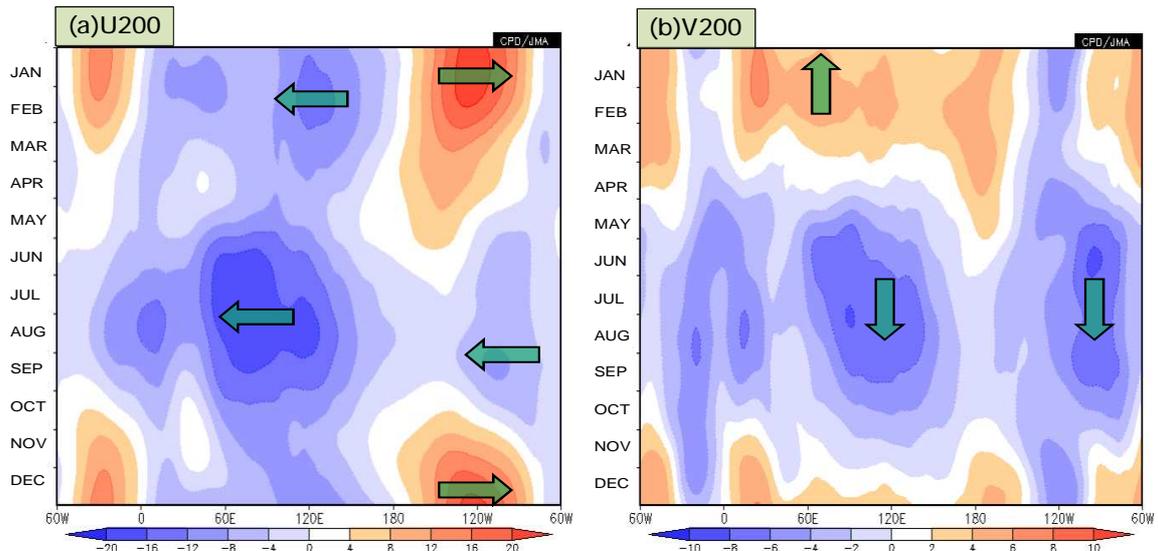
第 2.3.5.7 図 赤道域 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ) で平均した月平均東西 - 鉛直循環  
 (a)は1月、(b)は7月を示す。矢印は東西 - 鉛直循環を表し、鉛直速度成分 (単位: Pa/s) は-300 倍した値。陰影は東西風速を表し、間隔は  $5\text{m/s}$ 。正 (負) の値は西風 (東風) を示す。



第 2.3.5.8 図 帯状平均した月平均南北 - 鉛直循環  
 (a)は1月、(b)は7月を示す。矢印は南北 - 鉛直循環を表し、鉛直速度成分 (単位: Pa/s) は-100 倍した値。陰影は南北風速を表し、間隔は  $0.5\text{m/s}$ 。正 (負) の値は南風 (北風) を示す。



第 2.3.5.9 図 赤道域 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ) で平均した日平均地表風年値の季節変化 (1月1日~12月31日)  
 (a)陰影は東西風速を表し、間隔は  $1\text{m/s}$ 。正 (負) の値は西風 (東風) を示す。(b)陰影は南北風速を表し、間隔は  $1\text{m/s}$ 。正 (負) の値は南風 (北風) を示す。



第 2.3.5.10 図 赤道域 ( $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$ ) で平均した日平均 200hPa 風平年値の季節変化 (1 月 1 日 ~ 12 月 31 日)  
 (a) 陰影は東西風速を表し、間隔は 4m/s。正 (負) の値は西風 (東風) を示す。(b) 陰影は南北風速を表し、間隔は 2m/s。  
 正 (負) の値は南風 (北風) を示す。

## 2.4 様々な時間スケールの大気・海洋の変動

第2.3節では、日本の平年における季節変化をもたらす大気と海洋の季節変化について主に説明した。本節では、日本の天候の平年の状態からのずれ、すなわち平年偏差をもたらす様々な時間スケールを持つ大気・海洋の主要な変動について、そのメカニズムの要点と日本の天候への影響を説明する。

### 2.4.1 偏西風の変動とテレコネクションパターン<sup>1</sup>

#### (1) はじめに

第2.3節で述べた日本の季節変化に関わるシベリア高気圧などの停滞性の高・低気圧の生成には、海陸分布や海面水温の分布などによる地表面からの加熱の不均一、ヒマラヤなどの山岳による力学的な効果が重要である。一方、平年の状態からの偏りは、中・高緯度を流れる偏西風の蛇行やブロッキング高気圧など、主に中・高緯度大気の力学に起因する変動によって大きく左右される。また、中緯度に位置する日本の上空には盛夏期を除くほぼ全ての季節において偏西風が流れている。このような理由で日本の天候は偏西風の影響を強く受けるため、季節予報作業や異常気象の監視を行う上では、偏西風の変動の特性とその要因に関する知識が非常に重要である。

偏西風の変動の形態は大きく2つに分けられる。1つは季節予報の現場で「偏西風の蛇行」と呼んでいる波列的な変動であり、もう1つは「偏西風の南偏・北偏」と呼んでいる変動である。両者を区別する明確な基準はないが、「偏西風の蛇行」よりも東西方向の空間スケールの大きな現象を「偏西風の南偏・北偏」と呼ぶことが多い。また、中・高緯度の循環偏差は、テレコネクションパターンと呼ばれる持続性の高いある特定の空間パターンを示すことがあるが、これにも偏西風の変動が深く関わっている。

これらの変動の背景となる主な力学的な過程は、  
(a)ロスビー波の生成、伝播、増幅、砕波、減衰  
(b)傾圧不安定波などによる偏西風の加速・減速  
(c)熱帯の対流活動などによる偏西風の加速・減速である。主に、(a)が偏西風の蛇行に、(b)が偏西風

の南偏・北偏に関係する<sup>2</sup>。本項では、いくつかの実例を挙げつつ、これらの現象に関連するメカニズムの要点を説明する。なお、関係する基礎的な力学の理論については第5章で詳しく述べるので、適宜参照されたい。

#### (2) 偏西風の蛇行

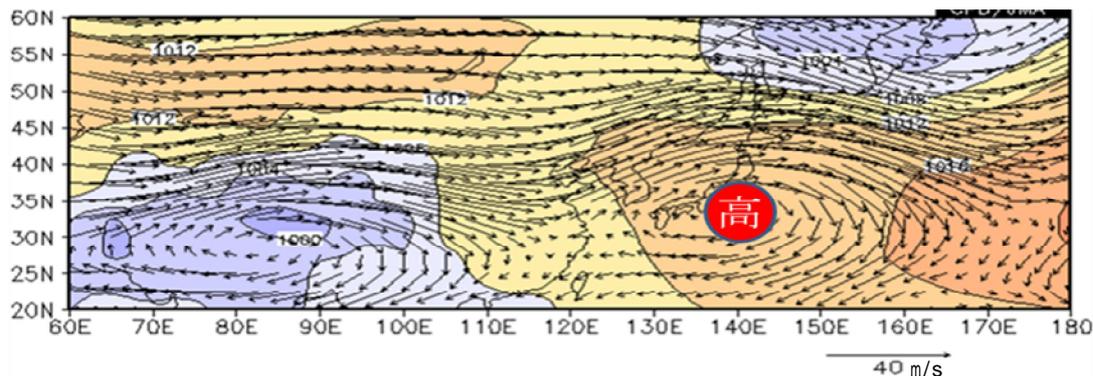
短期予報や週間予報で「偏西風の蛇行」と言えば、移動性の総観規模の高気圧や低気圧に関わる偏西風の蛇行、すなわち、傾圧不安定波のことを指すことが多い。実際、日々の天気図では傾圧不安定波に関わる偏西風の蛇行の振幅が大きい。しかし、この波は水平波長が4,000 km程度で、1日で1,000 km程度の速さで東向きに移動するため、1週間程度の時間平均を取ると消えてしまう。このため、1週間平均や1か月平均で見られる大気現象を予測対象とする季節予報では直接的には扱わない。季節予報で扱う「偏西風の蛇行」は時間的な変化が小さく、1週間程度の平均では消えない波長の長い現象である。

このような偏西風の蛇行の例を示す。第2.4.1図は、北・東日本中心に異常高温となった2010年夏の、特に高温が顕著だった8月後半～9月前半の31日平均の200hPaの水平風と海面気圧である。30°N以北では西寄りの風、すなわち偏西風が流れており、40°N付近を中心に風が強いところ、亜熱帯ジェット気流がある。ただしそれは東西に真っすぐに流れているわけではなく、中国大陸東部に南に、日本付近では北に蛇行している。2010年夏の後半はこの蛇行の顕著な状態が持続し、その影響で太平洋高気圧に覆われ続けた日本は記録的な高温となった。

このような持続的な偏西風の蛇行は、以下に述べる定常ロスビー波によりもたらされることが多い。地球の回転の大気への影響は緯度によって異なっている。ロスビー波とはその条件の下で、大気の流れになんらかの変化があった場合に、緯度による回転効果の違い(= 効果)を復元力として、渦位が保存するように発生する大規模な波である。詳しくは第5章で説明する。後述するように様々な理由で流れ

<sup>1</sup> 前田 修平

<sup>2</sup> ここでは限定的に書いたが、もちろん、(a)～(c)はどちらの変動にも関係する。



第2.4.1図 2010年8月16日～9月15日の31日平均200hPa風（矢印）と海面気圧（等値線）  
等値線間隔は4hPa。

が乱されるため、大気中にはロスビー波がよく解析される。波の位相は地球の回転と逆方向、すなわち西向きに進むが、偏西風が吹いている場合にはそれによって東向きに流される。また、波長が長いほど西進速度が速い性質がある。このため、偏西風の強さとロスビー波の波長との兼ね合いで、波長が短いものは東向きに、長いものは西向きに進み、その中間の適当なものは停滞する。この停滞性の波を定常ロスビー波と呼んでいる。なお、日々の天気を変えていく移動性高・低気圧には、傾圧不安定性で成長するロスビー波が関係しているが、波長が短いので東進する。

定常ロスビー波は、

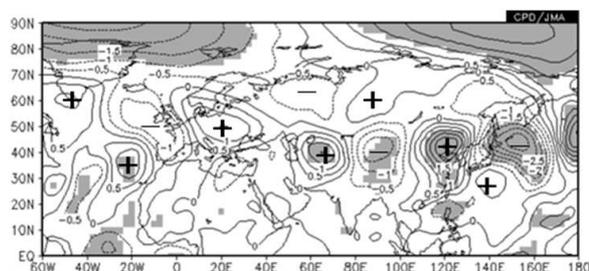
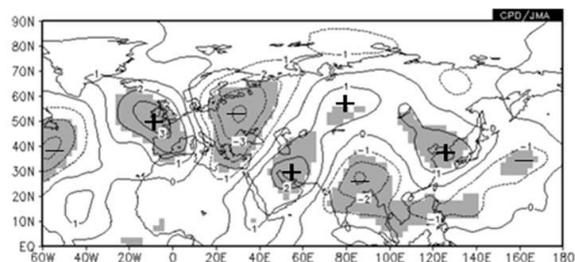
- (a) 位相速度は零であるが群速度は零でなく東向きである。つまり、波の位相は進まないが波のかたまり（波束）あるいはそのエネルギーは東向きに伝播する<sup>3</sup>
- (b) 偏西風の軸、すなわちジェット気流に沿って伝播しやすい
- (c) 西風中にしか存在できない
- (d) 中・高緯度では、圏界面付近で振幅が最も大きく鉛直方向に位相が変わらない「等価順圧<sup>4</sup>」な

<sup>3</sup> ロスビー波は、波長によって位相速度が異なる分散性のある波なので、波長が少し異なる波のかたまり（波束）が個々の波の位相速度とは異なる速さで伝わる性質がある。この波束が伝わる速さを群速度といい、それは概ね波のエネルギーが伝わる速さでもある。以後、本項では群速度による波束の伝播のことを波束伝播とかエネルギー伝播とか呼ぶ。詳細は第5章参照。

<sup>4</sup> ほぼ順圧という意味で「等価」と呼ばれている。英語では、equivalent barotropicである。

構造をしていることが多いという重要な性質がある。

(a)の性質のために、例えば動きが遅い熱帯の大規模な積雲対流活動によって強制され続ける定常ロスビー波が、そのエネルギー（の群速度での）伝播を通して遠隔地にまで影響を与えうる。ある地域と遠く離れた別の地域の気象要素の間に一定の関係がある場合に、この2つの地域にテレコネクションがあるというが、その成因には定常ロスビー波のエネルギー伝播が関係していることが多い。(b)は、亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流が流れる日本付近は、それらに沿って西からエネルギー伝播して



第2.4.2図 東日本の月平均気温と200hPa月平均南北風の回帰。1981～2010年の30年分で計算

上：1月、下：8月。等値線間隔は、上が1m/s、下が0.5m/sで、t検定で5%の危険率で有意な領域に影を付けた。

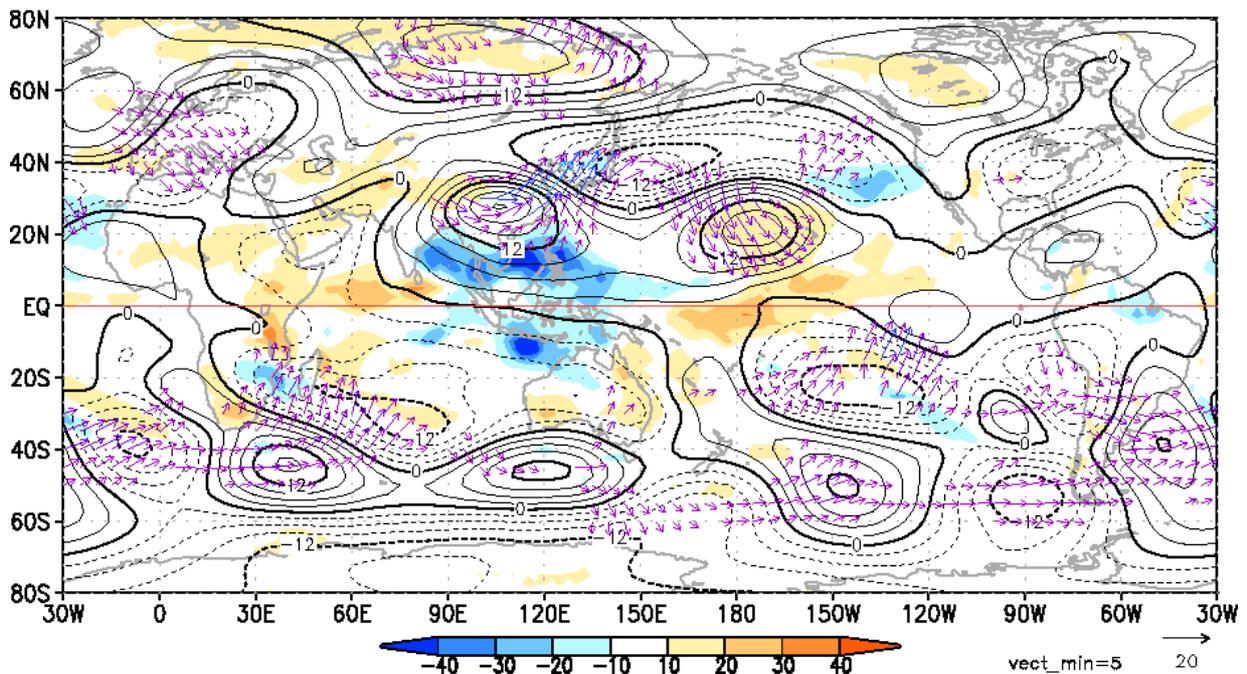
くる定常ロスビー波の影響を受けやすいことを意味する。実際に、以下の例に示すように日本の天候はジェット気流に沿ってエネルギー伝播する定常ロスビー波の影響をよく受ける。

第2.4.2図は、東日本の月平均気温と200hPaの南北風の回帰図である。前述の(d)の性質から圏界面付近の200hPaの等圧面を見ている。また、波の成分を強調するために南北風を用いた。1月も8月も、東日本の気温が正偏差の場合には、日本の西で南風偏差、東で北風偏差となっており、日本付近は高気圧性の偏差に覆われていることが分かる。これは偏西風が北に蛇行していることを示す。1月には、日本の西側にヨーロッパからユーラシア大陸南部にかけて波列状の偏差パターンがあり、日本付近の偏差につながっている。これはユーラシア大陸南部を東西に流れる亜熱帯ジェット気流に沿った定常ロスビー波の影響を表している。8月にも日本の西側には波列状の偏差パターンが見られるが、1月に比べて緯度が北にシフトしている。これは亜熱帯ジェット気流の季節変化に対応している。また、波列の波長も冬に比べて短い、この主な理由は、冬に比べて亜熱帯ジェット気流が弱いためである（第5章参照）。

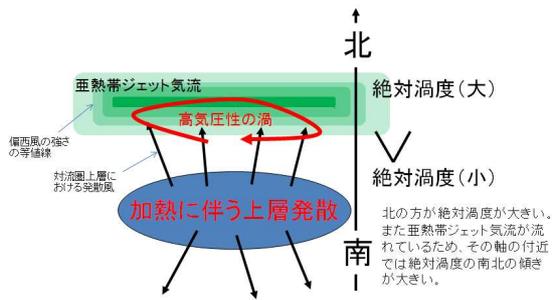
この定常ロスビー波が増幅あるいは顕在化する原因は、強い水平風シアーのもとでの気候平均場（基本場）から擾乱への順圧的な運動エネルギー変換や、傾圧不安定により発達する移動性高・低気圧の集団効果などの中・高緯度大気の内力学的な過程による増幅、海面水温の変動による積雲対流活動の変化・陸面状態の変化などの大気以外からの強制（外部強制）による増幅などである（尾瀬 2004）。

まず、積雲対流活動による定常ロスビー波の強制について、具体的な事例を用いて説明する。

2005年12月に日本は東・西日本を中心とする顕著な低温になったが、この低温にも亜熱帯ジェット気流沿いに波束伝播した定常ロスビー波が影響を与えた。第2.4.3図は、その2005年12月の外向き長波放射(OLR)と200hPa流線関数偏差である。この図のOLR偏差を見るとベンガル湾からフィリピン付近にかけて積雲対流活動が活発であることが分かる。標準偏差の3倍程度の偏差で、12月としては観測データがある1979年以後で最も活発であった。この積雲対流活動の活発な状態は月を通して持続した。積雲対流活動が強い領域の北側の、インドシナ半島から中国南部にかけての対流圏上層には、高気圧性循



第2.4.3図 2005年12月（1～30日の30日平均）の外向き長波放射(OLR)の年平均偏差（影）、200hPa面の流線関数年平均偏差（等値線）波の活動度フラックス（矢印）  
OLRの単位は $W/m^2$ で、流線関数の等値線間隔は $3 \times 10^6 m^2/s$ 。波の活動度フラックス(Takaya and Nakamura 2001)の単位は $m^2/s^2$ で、そのスケールは図の右下のとおり。



第2.4.4図 熱帯の対流活動の加熱に伴う上層の発散風が亜熱帯ジェット気流沿いに効果的に高気圧性の渦を作る模式図

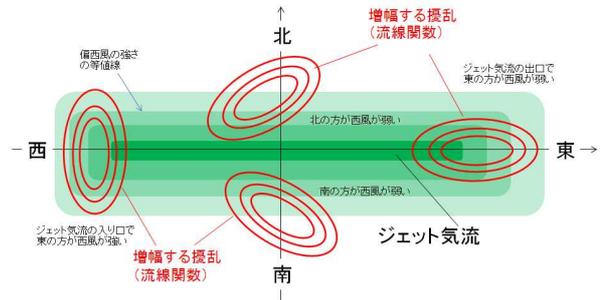
熱帯域から亜熱帯ジェット気流が流れる緯度にかけては、絶対渦度（相対渦度 + 惑星渦度）の南北の傾きが大きく、発散風によって低緯度側の小さな渦度が北向きに効果的に移流されることにより（渦度の小さな）高気圧性の渦が作られる。詳しくは本文参照のこと。

環の偏差がある。その東には、日本の東海上を中心とする低気圧性偏差、さらにその東には高気圧性偏差、という波列状の偏差パターンがある。対流活動と同様にそれぞれの偏差も非常に大きい。図には、この波列のパターンから計算される定常ロスビー波の活動度フラックス（第5.1.8項参照）を矢印で示した。このフラックスの向きは、定常ロスビー波の群速度の向きと一致する。つまり、波の活動度フラックスを見ることでエネルギー伝播の様子がわかる。図ではインドシナ半島から中国南部にかけての最初の高気圧性偏差から波のエネルギーが伝播している様子が明瞭で、この波列が定常ロスビー波であることがよく分かる。

日本の異常低温の要因の1つとなったこの定常ロスビー波は、ベンガル湾からフィリピンにかけての非常に活発な積雲対流活動により、以下のメカニズムで励起されたと考えられる（前田と佐藤 2007）。積雲対流活動が活発ということは、大気中の水蒸気が水に変化するときに放出する凝結熱による対流圏中層における大気加熱が平年に比べ強いということを意味している。この強い大気加熱は、対流圏上層に平年に比べ強い発散風を伴う。この平年に比べて強い発散風により、少し北のユーラシア大陸南部を流れる強い亜熱帯ジェット気流沿いに定常ロスビー波が励起された。第2.4.4図に示すように、熱帯域

$$\frac{\partial \overline{KE}}{\partial t} = -\overline{(u^2 - v^2)} \frac{\partial U}{\partial x} - \overline{uv} \frac{\partial U}{\partial y}$$

KE: 擾乱の運動エネルギー、 $u$ : 擾乱の東西風、 $v$ : 擾乱の南北風  
 $U$ : 基本場の東西風、 $\bar{\cdot}$ : 全球平均



第2.4.5図 基本場からの順圧的エネルギー変換によって擾乱が増幅する過程の模式図

詳しくは本文参照のこと。図の上の式は、東西南北にシアアがある基本流 $U$ の回りに線形化した順圧渦度方程式（第5章）から求めた、基本場からの微小なずれ（擾乱： $u$ ,  $v$ ）の運動エネルギー $KE$ の時間発展の近似式。例えばジェット軸の北側の南西から北東に傾いた楕円型をした擾乱（流線関数で示している）は $uv$ が正でその位置から  $U/y$  が負なので、右辺第2項は正となり、擾乱の運動エネルギー $KE$ は増幅する。一方、西端の南北に伸びた擾乱は、 $u^2 - v^2$ が負で  $U/x$ が正なので、右辺第1項は正となり、やはり擾乱の運動エネルギー $KE$ は増幅する。

から亜熱帯ジェット気流が流れる緯度にかけては、絶対渦度（相対渦度 + 惑星渦度）の南北の傾きが大きく、発散風によって低緯度側の小さな渦度が北向きに効果的に移流されることにより高気圧性の渦が作られる、ということである。

次の増幅メカニズムとして、強い水平風シアアが原因となり気候平均場（基本流）からの順圧的なエネルギー変換で波（擾乱）が発達する過程（尾瀬 2004）について説明する。第2.4.5図のような東西南北シアアを持つ偏西風（基本場）を考えると、

偏西風の軸、すなわちジェット気流の北側（南側）では南西（北西）から北東（南東）に伸びた擾乱（図中の式の右辺第2項に対応）

東（西）ほど西風が強いジェット気流の入口（出口）では南北（東西）方向に伸びた擾乱（図中の式の右辺第1項に対応）

が、それぞれ基本場からの運動エネルギーの変換で成長する。この関係は、東西南北にシアアがある基本場の回りに線形化した順圧渦度方程式（第5.1節

参照)から求めた、基本場からの微少なずれ(擾乱)の運動エネルギーの式から近似的に導出される(Simmons et al. 1983)。とともに、擾乱が水平シアアのある基本流(は南北シアア、は東西シアア)で移流される際に水平シアアのせいで東西と南北の非対称性が小さくなる過程で擾乱の風が強まり、運動エネルギーが増加することを示している(Lindzen 1990)。実際にこの過程で擾乱が増幅するのは、アジア域の亜熱帯ジェット気流の出口付近の北太平洋、入口付近の北側の北アフリカから中東にかけてのことが多い。

他の増幅メカニズムとして、移動性擾乱の集団効果があげられる。これは、移動性擾乱による擾乱の渦輸送や熱輸送の収束・発散の時間平均が定常ロスビー波の強制となる、ことを意味している。上述した基本場からのエネルギー変換とは異なり、非線形の過程である。この過程は(3)で説明する偏西風の南偏・北偏にも大いに寄与する。

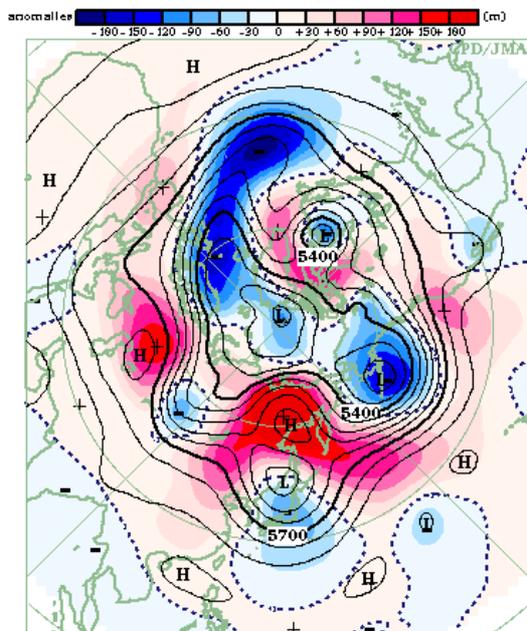
偏西風が南北に大きく蛇行して、もはや「波」の一部でなく孤立した「渦」となった状態が持続することを「ブロッキング現象」(以下、ブロッキング)と呼ぶ。その渦の水平スケールは大体数 1,000km で

ある。多くのブロッキングでは、北に高気圧性の渦(ブロッキング高気圧)が、南に低気圧性の渦(切離低気圧)が現れ、偏西風を分流させる(南の低気圧性の渦がない、型と呼ばれるブロッキングもある)。このため偏西風が弱まり、それに乗って東進する移動性高・低気圧の動きがブロックされるため、ブロッキングと名付けられている。第 2.4.6 図にブロッキングの事例を示す。東シベリアにブロッキング高気圧、日本付近に切離低気圧があり、偏西風が南北に大きく蛇行している。

ブロッキングの生成・成長にはいくつかのタイプがあることが知られている(中村 2002)。そのうちの1つは、定常ロスビー波の伝播が関連するものである。定常ロスビー波の伝播には偏西風の構造が影響するので、その局所的な変化に応じて、伝播の特性が変わり、波のエネルギーが収束・発散し、それに伴って増幅・減衰することがある。特に西風が弱くなるため波の群速度が遅くなるジェット気流出口付近では、エネルギーが蓄積され波が大きく増幅して、ついには砕けて(砕波)孤立した渦となり、ブロッキングに発達することがある。他には、孤立した高気圧性の渦(ブロッキングの卵)が西進しつつ、その孤立渦の影響で分流した偏西風上の移動性擾乱からの強制で成長するというタイプがある。

ブロッキングの減衰は、ブロッキングの領域に蓄積された波のエネルギーのロスビー波束としての東向きへの放出によりもたらされることが多い。このため、例えばヨーロッパや大西洋でのブロッキング高気圧の衰弱に伴い、大振幅のロスビー波束が導波管(第5.1.9項参照)としての役割を果たすジェット気流に沿って東向きに伝播し、日本付近の天候にも大きな影響を与える、といったことがしばしば起きる(伊藤と前田 2006)。さらに、そのロスビー波束が北太平洋で増幅して、新たなブロッキングのもととなることもある。

なお、ここで示した定常ロスビー波やブロッキングの日本の天候への影響の実例については、前田と佐藤(2007)が詳しく説明している。また、ブロッキングについては、木本(1993)の優れた解説がある。



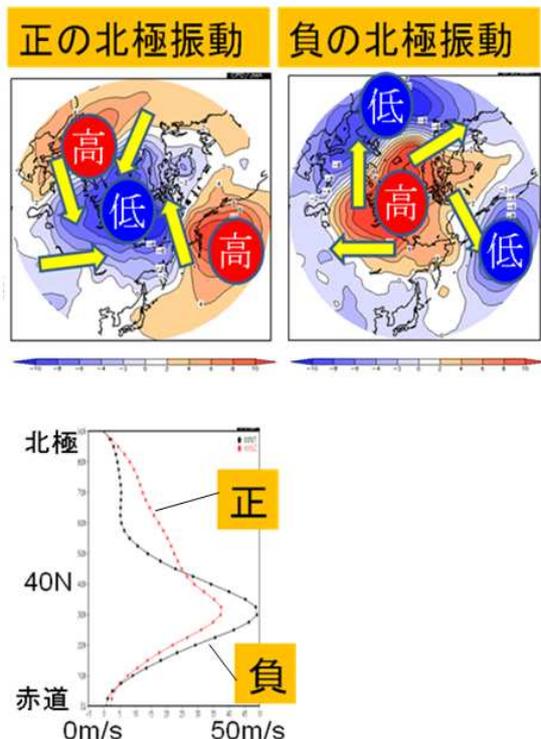
第 2.4.6 図 ブロッキングの例。2012 年 5 月 6 ~ 10 日の 5 日平均 500hPa 高度(実線)と平年偏差(色)等値線間隔は 60m。偏差はカラーバーのとおり。

### (3) 偏西風の南偏・北偏

偏西風の変動として、「偏西風の蛇行」よりもさらに東西方向のスケールが長く、広い範囲で偏西風が南に偏って流れたり、北に偏って流れたりすることがある。単純なロスビー波の伝播では理解できないこのような南北シーソー的な変動の典型的なものが第2.3.1項でも説明した北極振動(Arctic Oscillation; AO)である。

北極振動という言葉をはじめて用いたのは、Thompson and Wallace(1998)である。彼らは20°N以北の北半球域で1947~1997年の冬季(11~4月)の月平均海面気圧偏差場の主成分分析を行ない、その第1主成分(寄与率は22%)、すなわち最も卓越する変動パターンが、北極域の海面気圧が負(正)偏差の時に中緯度で環状に正(負)偏差になる北半球規模の南北で対の変動であることを示し、それを北極振動と名づけた。

北極振動は、その形態から北半球環状モードとも



第2.4.7図 北極振動が卓越した冬の海面気圧年平均偏差と200hPaの東西風(帯状平均)

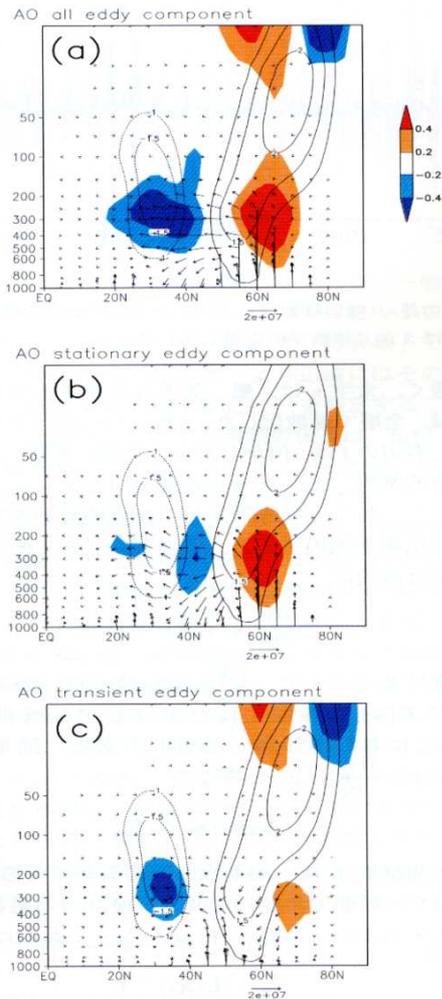
左: 海面気圧年平均偏差、1988/89年冬(12~2月)  
 右: 海面気圧年平均偏差、2009/10年冬(12~2月)  
 下: 帯状平均した200hPa東西風の緯度分布。赤: 1988/89年冬、黒: 2009/10年冬。

呼ばれており、帯状平均場の変動が卓越することが特徴である。また、海面気圧のパターンで抽出されるが、偏西風の変動も伴う。そこで、第2.4.7図に北極振動が卓越した冬の海面気圧年平均偏差と200hPaの帯状平均東西風を示す。高緯度の海面気圧が負偏差となる正の位相の北極振動(左上図)では、亜熱帯ジェット気流が弱く、逆に高緯度側では偏西風が強い(下図の赤線)。一方、高緯度の海面気圧が正偏差となる負の位相の北極振動(右上図)では、亜熱帯ジェット気流が強く、高緯度側で偏西風が弱い(下図の黒線)。このように帯状平均東西風の観点からみると、北極振動は偏西風の南北分布が絞まったり緩んだりする南北シーソー的な変動であると言える。

北極振動の変動には、このような帯状平均東西風の変動の力学が関係しているが、その中でも、東西平均からのずれ、すなわち擾乱による東西風の加速・減速の過程が重要である。第2.4.8図は、北極振動に伴う帯状平均東西風(等値線)の変動と擾乱による西風加速・減速(陰影)を示している(木本と渡部 2004)。上図(a)を見ると、対流圏上部での北極振動に伴う擾乱の効果は、帯状平均東西風偏差が負(東風)のところでは減速、正(西風)のところでは加速となっている。すなわち、擾乱は帯状平均東西風偏差を強める働きをしていることが分かる。さらに擾乱を月平均成分(定常擾乱成分)とそれからのずれ(非定常擾乱成分)に分ける<sup>5</sup>と、定常成分の方がよりその働きが強いことが分かる。

前段落では擾乱が帯状平均東西風に与える影響を述べたが、逆に帯状平均東西風が擾乱に与える影響はどうだろうか。DeWeaver and Nigam(2000)は気候平均場を基本場として、その周りに線形化した大気大循環モデルを用いて、北極振動 - 正確には北極振動とよく似た北大西洋振動(NAO) - に関連する帯状平均東西風偏差が定常擾乱に与える影響を診断的に求め、帯状平均東西風偏差が定常擾乱の振幅を強めていることを示した。前段落で述べたことを考え

<sup>5</sup> ここでは擾乱を月平均成分(定常擾乱成分)とそれからのずれ(非定常擾乱成分)に分けたので、後者には、移動性高・低気圧などの移動性擾乱に加え、数日程度以上持続する準定常なロスビー波の一部も含まれる。



第 2.4.8 図 「北極振動」に伴う循環偏差の子午面断面図  
等値線は帯状平均東西風（0.5m/s 毎で、大きさは 1m/s 未満は未表示）。矢印は EP フラックスの偏差（単位は  $m^2/s^2$ ）。影はその発散・収束。正（暖色系）の発散は西風加速に、負（寒色系）の収束は西風減速に対応する。(a)全擾乱、(b)定常擾乱成分、(c)非定常擾乱成分。木本と渡部(2004)より。EP フラックスについては第 5 章参照のこと。

合わせると、北極振動に関しては、擾乱が帯状平均東西風偏差を強め、その帯状平均東西風偏差が擾乱を強めるといふ、平均流と擾乱との間の正のフィードバックが働いていることが分かる。

では、なぜ正のフィードバックが働くのだろうか。Kimoto et al. (2001)はこの正のフィードバックが働く理由を以下のとおり説明した。まず正の北極振動の対流圏上層のように北側で西風が強く南で弱いという南北双極子型の平均東西風偏差がある場を考える。そこに南北に伸びた擾乱が重なると、擾乱の軸

は平均東西風偏差の移流により北東 - 南西方向に傾き、西風運動量を北向きに運ぶ（第 5.1 節参照）。その結果、擾乱の北側の平均西風が強まり、南側の平均西風が弱まる。平均東西風偏差により変形された擾乱が、その東西風偏差を強める、ということである。これは、Tilted-trough メカニズムと呼ばれるもので、北極振動の場合には特に北大西洋でこのメカニズムがよく働く。

なお、このように擾乱と平均流との間で正のフィードバックが働く現象は持続性が良く、いわゆる長周期変動としてよく観測される。前述したブロッキングがその典型で、ブロッキング（平均流）によって経路を妨げられた移動性擾乱がブロッキングの維持に貢献するというメカニズムはよく知られている (Shutts 1983)。

ここでは北極振動を例に、中・高緯度大気の内部分動的な性質の強い偏西風の南北の変動について述べた。他にも、北大西洋の偏西風の変動に関する北大西洋振動 (NAO)、北太平洋の偏西風の変動に関する西太平洋 (WP) パターンなど、南北で対の偏西風の変動が知られている。

また、エルニーニョ / ラニーニャ現象に伴う熱帯域の対流活動の変化などでも、亜熱帯ジェット気流を中心に偏西風の南偏や北偏が見られることもある。これには、熱帯の対流活動の偏差に伴うハドレー循環（第 2.3 節を参照のこと）の変化で、西風運動量の北向き輸送が変わる過程が関係している。

#### (4) テレコネクションパターン

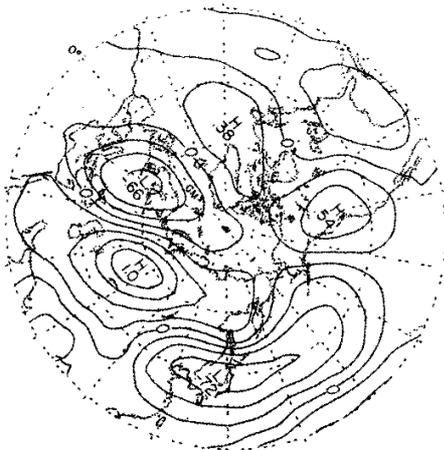
(2) でも述べたが、ある地域と遠く離れた別の地域の気象要素の間に一定の関係がある場合に、この 2 つの地域にテレコネクションがあるという。テレコネクションで有名な例は、熱帯における「南方振動」である。これは、第 2.4.3 項で説明するエルニーニョ / ラニーニャ現象に伴って、東太平洋のタヒチ島の海面気圧とオーストラリア北部のダーウィンの海面気圧が、一方が平年値より高くなる時には他方が平年値より低くなるという、シーソーのように変動する現象である。南方振動は熱帯のテレコネクションの例であるが、中・高緯度大気の循環にもテ

レコネクションがあることが知られており、統計的に現れやすいパターンが、テレコネクションパターンとしていくつか同定されている。

Wallace and Gutzler(1981)は、冬の月平均の等圧面高度データを用い、ある特定基点の時間変動と北半球の他の地点の時間変動との1点相関係数を求め、相関係数の高い組み合わせからテレコネクションの分布図を探し、北半球冬季には5つのテレコネクションパターンがあることを示した。太平洋・北アメリカパターン(PNA)、西太平洋パターン(WP)、西大西洋パターン(WA)、東大西洋パターン(EA)、ユーラシアパターン(EU)である。その他、(3)で述べた北大西洋振動(NAO)や北極振動(AO)など、多くのテレコネクションパターンが知られている。これら、中・高緯度に見られるテレコネクションパターンの生成や持続には、(2)と(3)で述べた偏西風の変動とそれに関連する力学的な過程が深く関わっている。

日本の冬季の天候に影響を与えるEUパターンは、第2.4.9図に示すように、ユーラシア大陸北部を通り日本まで伸びる波列状のパターンである。時間ラグ解析の結果(Blackmon et al. 1984)から、このパターンの形成にはヨーロッパ方面からシベリア中部を通る定常ロスビー波のエネルギー伝播が関わっていることがわかっている。

一方、(3)で述べたとおり、AOやNAOなどの南北シーソー型のテレコネクションパターンには、偏西



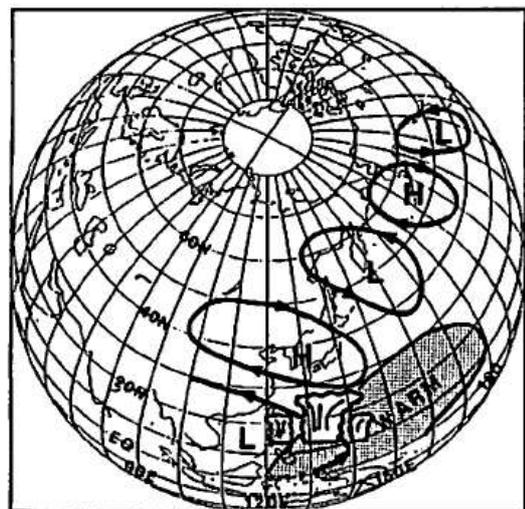
第2.4.9図 ユーラシア(EU)パターン  
冬期500hPa高度場で同定されるテレコネクションパターンのひとつ。55°N、75°Eと他の地点との1点相関図。Wallace and Gutzler(1981)より転載。

風の南偏や北偏と擾乱との正のフィードバック過程が関係していることが多い。

熱帯の海面水温変動に関連した積雲対流活動などによって励起されやすいパターンもある。PNAパターンやWPパターンは、エルニーニョ/ラニーニャ現象に伴う熱帯の対流活動の変化と関係して現れることが多い(尾瀬 2004)。

また、気候平均場の風の強い東西南北シアーに起因する流れの力学的な不安定である順圧不安定性(Simmons et al. 1983)や、ランダムな(あるいはそれに近い)強制に対する共鳴的な応答(第5.1節参照)も関係していると考えられている(木本と渡部 2004)。力学的不安定にせよ共鳴にせよ、テレコネクションパターンとして特定の偏差パターンが顕在化しやすいのは、気候平均場という「基本場」が固有の力学的なモードを持つから、という主張である。

テレコネクションパターンの説明の最後に、夏季の日本の天候に大きな影響を与えるPacific-Japan(PJ)パターンについて少し触れておく。Nitta(1986)は、衛星観測による雲量データを用いた統計調査を行い、夏季にフィリピン付近で対流活動が平年より活発で雲量が多く、日本付近の雲量が少ないという南北パターンが卓越することを見出し、それをPJパターンと名付けた。その後、Nitta(1987)はPJパターンと循環場との関係を調べ、



第2.4.10図 PJパターンの模式図  
フィリピン付近の対流活動によって励起された定常ロスビー波が日本の天候に影響を与える。Nitta(1987)より転載。

フィリピン付近で対流活動が平年より活発になると、それによる大気加熱でフィリピン付近から北米に連なる定常ロスビー波が生成され、日本付近はそのうちの高気圧偏差に覆われ気温が高くなるというメカニズムを提唱した(第2.4.10図)。ただし、再解析データを用いた最近の研究(Kosaka and Nakamura 2006)では、PJパターンの形成メカニズムはより複雑であることが分かってきた。フィリピン付近は、対流圏上層は東風、下層はモンスーンの西風と偏東貿易風が収束する場所となっており擾乱にとっての「基本場」としては複雑である。このような複雑な基本場からの擾乱の運動エネルギーへの変換が、対流活動に伴うPJパターンの形成にとって重要な働きをすると考えられている。

#### 参考文献

- 伊藤明, 前田修平, 2006: 2005年1月末の大西洋からアジアジェット沿いに伝播したロスビー波の実況と予報について. 平成17年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書.
- 尾瀬智昭, 2004: 気候の変動を理解するための基礎知識. 平成16年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-30.
- 岸保勲三郎, 佐藤信夫, 1986: 新しい気象力学. 東京堂出版, 204pp.
- 木本昌秀, 1993: ブロッキング現象. 気象研究ノート「気象のソリトン・モドン - 気象現象中の孤立波(下)」第3部第1章, 179, 319-367.
- 木本昌秀, 渡部雅浩, 2004: 北極振動の中立モード理論. 気象研究ノート, 206号, 11-22.
- 中村尚, 2002: ブロッキング. 気象の事典, 朝倉書店, 202-206.
- 前田修平, 佐藤均, 2007: 定常ロスビー波とその影響. 平成19年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 61-71.
- Blackmon, M. L., Y. -H. Lee, and J. M. Wallace, 1984: Horizontal structure of 500mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 961-979.
- DeWeaver, E. and S. Nigam, 2000: Zonal-eddy dynamics of the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **13**, 3893-3914.
- Kimoto, M., F. -F. Jin, M. Watanabe, and N. Yasutomi, 2001: Zonal-eddy coupling and a neutral mode theory for the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 737-740.
- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009-2030.
- Lindzen, R. S., 1990: Dynamics in atmospheric physics. Cambridge University Press, 310pp.
- Nitta, T., 1986: Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 373-390.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Met. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Shutts, G. J., 1983: The propagation of eddies in diffluent jetstreams: eddy vorticity forcing of 'blocking' flow fields. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 737-761.
- Simmons, A. J., J. M. Wallace, and G. W. Branstator, 1983: Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363-1392.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally-varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 785-812.

## 2.4.2 熱帯季節内変動とその影響<sup>1</sup>

### (1) はじめに

第5章で述べるように、熱帯域には1週間を超え季節内の周期で変動する赤道波（赤道ロスビー波とケルビン波）があり、これらの波動はしばしば対流と結合し、さらに長い周期の変動となる。その代表的なものが、30～60日の周期で地球を1周する、発見者の名前に因んで命名されているマッデン・ジュリアン振動(MJO)ある。

MJOは長い周期の赤道波が関係した変動なので、予測可能な期間が長いことが期待される。また、しばしば観測され中・高緯度の大気にも影響を与えるので、もしそれがきちんと予測できれば、1か月予報の後半や、3か月予報の2か月目の予報の重要な予報根拠となりうる。しかしながら、もし数値予報モデルで予測されるMJOが周期が短すぎるなど観測されるMJOと異なる性質を持てば、それは中・高緯度の大気の前報誤差の原因となってしまう。現状では、残念ながら後者の傾向が強く、予測の改善に向けた研究・開発が世界中で行われている。逆に言うと、MJOの予測が改善されれば1か月予報の後半や2か月目の予測精度が飛躍的に向上する可能性がある。

このMJOに代表される、熱帯域において10～90日程度の季節内の時間スケールの周期で変動する現象は総称して「熱帯季節内変動」(Tropical Intraseasonal Variability)と呼ばれている。明確な区別があるわけではないが、そのうち振動性が比較的はっきりしている現象は「熱帯季節内振動」(Tropical Intraseasonal Oscillation)と呼ばれることが多い。また、気象庁の前報用語集ではMJOに限定して「赤道季節内振動」と呼んでいる。ここでは、主にMJOについて説明するが、他の赤道波に関する季節内振動や赤道域から離れることがある夏の季節内変動についても説明に含めることから、項のタイトルとしては幅広く「熱帯季節内変動とその影響」とした。

<sup>1</sup> 前田 修平

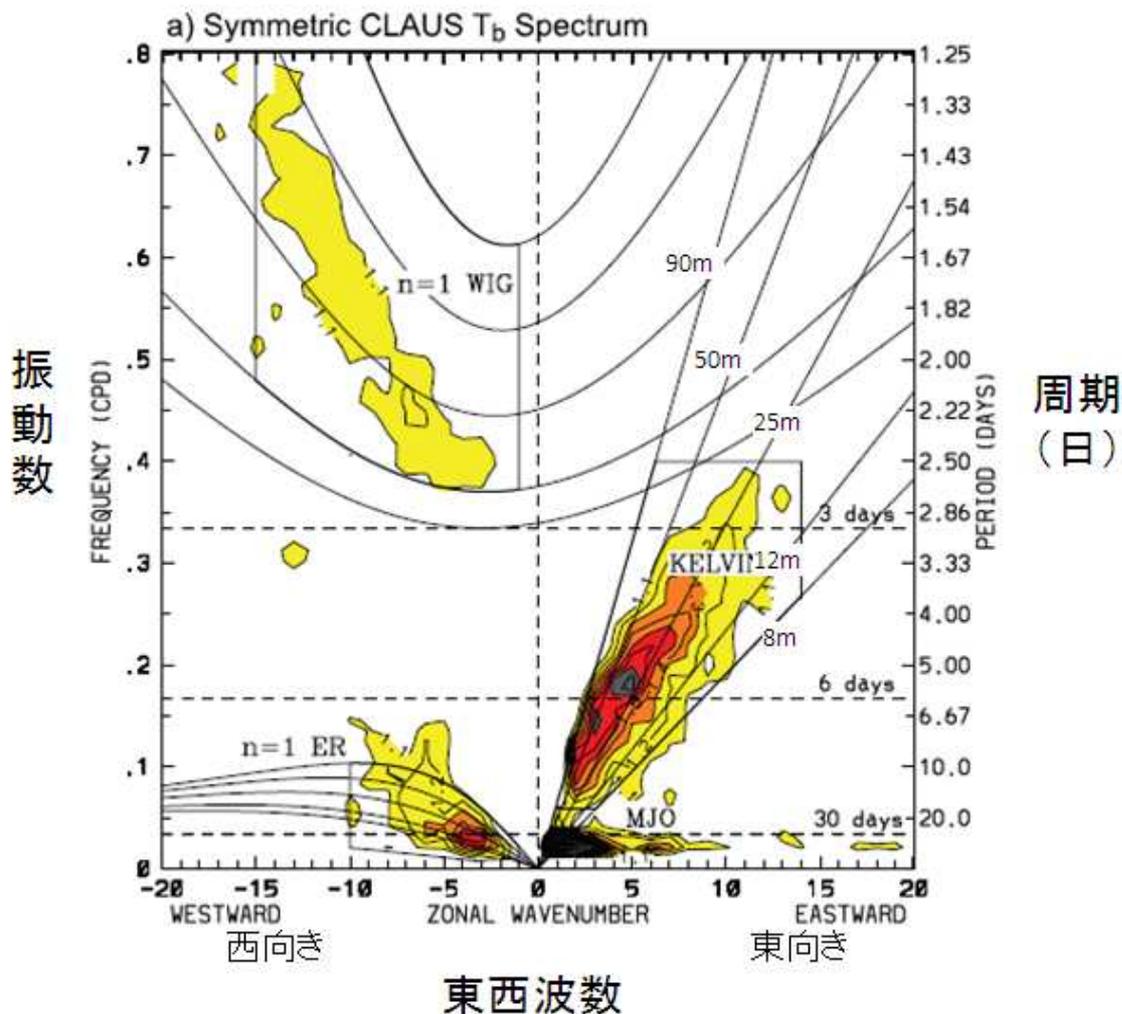
### (2) 熱帯の対流活動と長周期の赤道波

第2.4.11図は、熱帯域の対流活動の強さの指標である衛星により観測された輝度温度(Tb)の南北対称成分の時空間パワースペクトルを示す。1983～2005年の23年間のデータについて15°S～15°Nで平均したもので、赤色ノイズ<sup>2</sup>のパワースペクトルとの比を描画しており、95%以上の信頼度で対流活動の変動が有意な領域に影が付けてある。波数を横軸に振動数を縦軸にとっているが、そのことには卓越する変動のパワースペクトルの分布と赤道波の理論的な分散曲線とを比較することにより、変動の背景となる赤道波の存在を抽出しよう、という意図も含まれている。そのため、補助線として、(赤道波の位相速度等に関係する)等価深度8、12、25、50と90mの赤道ケルビン波、n=1の赤道ロスビー波、n=1の慣性重力波の分散曲線が描かれている(ここで述べた等価深度、赤道波の種類とその分散曲線の意味については、第5.2節を参考にされたい)。

この図のうち周期3日以上に絞ると、変動の有意な領域が3つ見られる。1つは、図の中央下から右上に伸びる細長い領域である。赤道ケルビン波の分散曲線(赤道ケルビン波は分散性がないので直線だが)に沿っていることから分かります。その波が関係している東向きに進む対流活動である。対流と結合した赤道ケルビン波と呼ばれている(Kiladis et al. 2009)。そのうち季節予報に関係の深い周期の長いもの、すなわち波長の長いものは等価深度25m(=位相速度が約15m/s)の分散曲線に沿った変動の振幅が最も大きい。2つ目は、図の中央下から緩やかに左上に伸びる領域である。n=1の赤道ロスビー波の分散曲線に沿っていることから分かります。その波が関係する西向きに進む対流活動である(対流と結合した赤道ロスビー波)。そのピークは東西波数3～4で、周期が30日程度にある。3つ目が、図の中央下からやや右のかたまりである。周期が30日を超え、東西波数1で東進するものが中心である。

<sup>2</sup> 長周期成分のパワーが大きいノイズ。時間的に持続性がある系をランダムな強制で揺らすと発生するノイズ。例えば、大気のランダムな強制を受ける熱容量の大きな(すなわち持続性のある)海洋の変動には赤色ノイズが含まれる。

明らかに、赤道ケルビン波や赤道ロスビー波の分散曲線とは分布が異なったかたまりで、これが MJO に対応するものである。



第 2.4.11 図 衛星から測った輝度温度の波数 - 振動数パワースペクトル

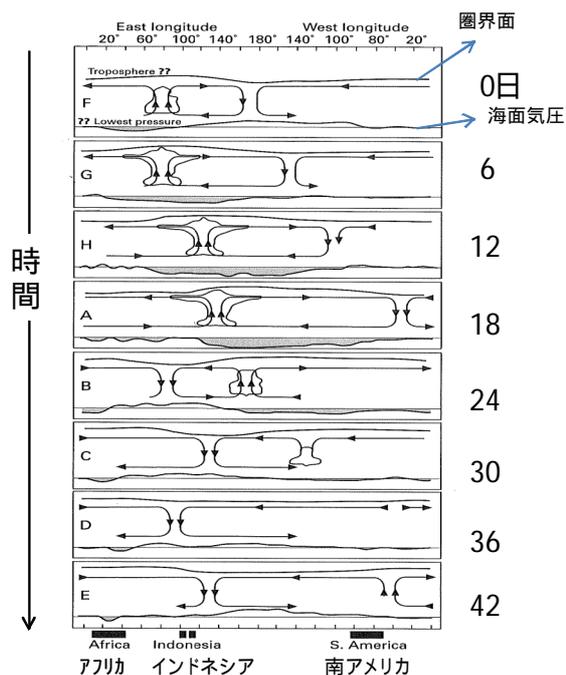
赤道での東西波数が横軸、振動数が縦軸である。東西波数が正は東向き、負は西向きに移動する変動に対応。1983 年 7 月 ~ 2005 年 6 月の 23 年間のデータについて緯度毎に南北対称成分のパワースペクトルを求め、 $15^{\circ}\text{S} \sim 15^{\circ}\text{N}$  で平均したもの。赤色ノイズのパワースペクトルとの比が記述しており、等値線間隔は 0.1 で、95%以上の信頼度で対流活動の変動が有意な領域 (1.1 以上) を記載。図中の曲線は、等価深度 8、12、25、50 及び 90m について、静止大気の浅水方程式から求められる赤道ケルビン波、 $n=1$  の赤道ロスビー波、 $n=1$  の慣性重力波の分散曲線である。赤道波の詳細については、第 5 章を参照のこと。Kiladis et. al. (2009) の figure1 に加筆。

### (3) MJ0 の時空間構造

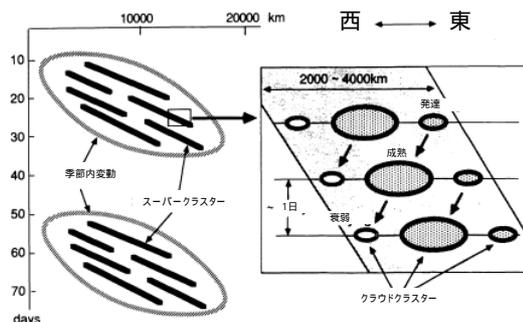
Madden and Julian(1971; 1972)は赤道域の地上気象観測、及び高層気象観測データのスペクトル解析から、赤道に沿って40~50日の周期で、地上気圧や東西風などの気象要素の変動が東進する地球規模の変動(MJ0)を発見した。第2.4.12図は、赤道に沿って東進するMJ0の経度-高度断面の模式図である(Madden and Julian 1972)。図の右には周期を48日とした場合の日付をMadden and Julian(2005)の本文になって加筆してある。F(0日目)では、東アフリカとインド洋で海面気圧が低く、インド洋では対流活動が活発化し始める。活発な対流活動の東の東西鉛直循環は、その先頭が日付変更線付近まで達している。G(6日目)になると、下層の東風偏差とともに地上の低圧部が東に伸びる。H(12日目)では、対流活動の中心はインドネシア付近に達し、A(18日目)には風の東西鉛直循環で見た東西波数1の構造が明瞭となる。B(24日目)~C(30日目)には対流活動は日付変更線付近で弱まり、インド洋では海面気圧が上がり始める。D(36日目)~E(42日目)には、対流活動が活発な領域は消え、上層発散域の東進の速度が速まり、太平洋でも海面気圧が上がる。これは、長期再解析データも衛星観測データも使っていない限られた現地観測データのみを用いた約40年前の解析であるが、驚くべきことに変動の特徴は現在の豊富なデータを用いた解析でもあまり変わっていない。

MJ0では大規模な対流活動が季節内の時間スケールで東進するが、それには階層構造がある。第2.4.13図に示すように、Nakazawa(1988)は、MJ0の中には、東西幅数1,000kmの東進する大規模な対流活動の固まり(スーパークラスター)が存在し、そのスーパークラスターは東西幅数100kmの西進する積雲の固まり(クラウドクラスター)から構成されることを発見した。このクラウドクラスターは連続的に発達~成熟~衰弱を繰り返し、個々のクラウドクラスターの寿命は1~2日しかない。この複雑な階層構造が、前述したMJ0の予測の難しさに関係している。

次に、MJ0の東西・南北方向と鉛直方向の3次元

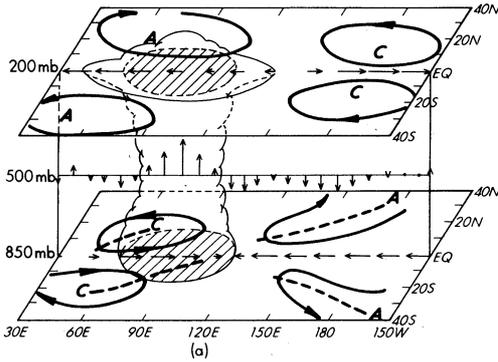


第2.4.12図 赤道域の経度-高度断面図によるMJ0の模式図  
上から時間毎に並べてあり、周期を48日とすると1枚毎に6日進む。図中の矢印は東西風の偏差を、図の下の曲線は海面気圧の偏差を、上の曲線は圏界面高度の偏差を、雲のような形は対流活動とその強さを表す。Madden and Julian(1972)のFig. 16に加筆。



第2.4.13図 MJ0の階層構造の模式図  
Nakazawa(1988)のFig.5に加筆。

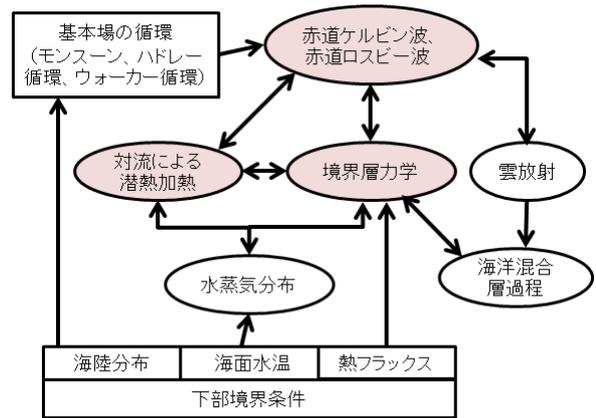
的な構造について、Rui and Wang(1990)に基づき説明する。彼らは、1979~1985年の7年間に発生した顕著なMJ0について合成図解析を行い、MJ0の3次元的な構造を解析した。



第 2.4.14 図 MJ0 の 3 次元構造の模式図  
 対流活動がインド洋で活発な位相。対流圏上層(200hPa)と下層(850hPa)の風の回転成分と赤道に沿った東西風、中層の上昇・下降流、対流活動。A は高気圧性循環、C は低気圧性循環。Rui and Wang(1990)の Fig.8 から転載。

第 2.4.14 図はインド洋で対流活動が活発な位相における MJ0 の構造を示す。赤道中心の対流活動活発域の東端(120°E)を境に、赤道域には、西側に下層西風・上層東風、東側に下層東風・上層西風の東西鉛直の循環が見られる。一方、亜熱帯域には、西側の上層に南北対称の高気圧性循環の対と下層に低気圧性循環の対があり、東側の上層に低気圧性循環の対、下層に高気圧性循環の対がある。これらの構造は、東側の亜熱帯域の循環の対や、対流域の東西での赤道に沿った鉛直循環の長さの比が異なる<sup>3</sup>などの違いはあるものの、赤道域に定常加熱を置いた場合の松野 - ギルの定常応答(第 5.2 節の説明と第 5.2.3 図を参照のこと)に似ている。MJ0 の基本的な構成要素として「対流活動」、対流活動と結合した(あるいは強制された)「赤道ケルビン波」と「赤道ロスビー波」が挙げられることをこの図は示している。なお、対流圏下層での東西風の収束域と、中層(500hPa)の上昇流の中心はやや異なっており、下層の収束域の方がより東側に位置している。このことが松野 - ギル応答と MJ0 の決定的な違いである、「前者は定常だが後者は東進する」とことと関係している。

<sup>3</sup> 松野 - Gill 応答は、加熱域の東側と西側の鉛直循環の東西幅長さの比が 3:1 だが、彼らが示した図ではこの比よりも東側が短い。



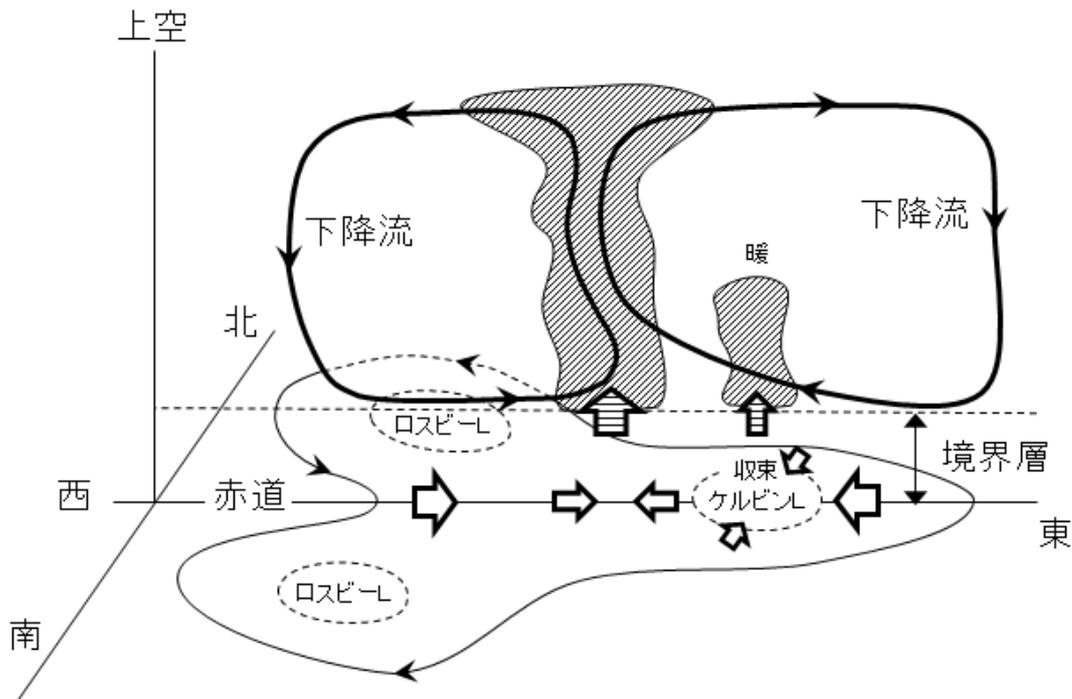
第 2.4.15 図 MJ0 に関する様々な過程とそれらの相互作用  
 Wang(2005)の Figure 10.1 に基づき作図。

#### (4) MJ0 のメカニズム

MJ0 のメカニズムについては、完全には理解されておらず議論の余地が残されているものの、1970 年代の発見以来の多くの解析的・数値実験的・理論的研究により、第 2.4.15 図に示すような様々な過程とそれらの相互作用が関与することがわかってきた(Wang 2005)。

これらの中で特に重要な過程と考えられているのが、大規模な対流による潜熱加熱と赤道ケルビン波と赤道ロスビー波といった低周波数の赤道波との相互作用と、大気境界層における摩擦の影響(第 2.4.15 図に影を付けた過程)(Wang 2005)である。これらの過程による MJ0 の構造とその東進(第 2.4.16 図)のメカニズムは、以下のとおり説明される。

- (a)大規模な対流活動による加熱により、東進する赤道ケルビン波と西進する赤道ロスビー波が励起される。これらの波は加熱域から離れるに従い減衰し、下層には、加熱域の東側にはケルビン波に対応して赤道に沿って伸びる低圧部、西側にはロスビー波に対応して赤道から離れた緯度に中心を持つ南北対の 2 つの低圧部が出来る(上層にはケルビン波とロスビー波に対応した高圧部が出来る)。
- (b)これらの赤道波に伴う鉛直方向の循環で、もとも



第 2.4.16 図 MJ0 の構造の模式図

ケルビン波、ロスビー波は、赤道ケルビン波と赤道ロスビー波による下層の低気圧性循環を表す。図中の雲は対流活動を示す。赤道ケルビン波と赤道ロスビー波を励起する大規模な対流活動の東側に、境界層の摩擦の影響を受けた下層収束と弱い対流が出来る。Wang(2005)の Figure 10.13 に基づき作図。

とあった大規模な対流域の上昇流が維持される。

- (c) 一方、赤道波に伴う下層循環が、境界層による摩擦の影響を受けて大規模な対流域の東側の下層に上昇流域を作る<sup>4</sup>。
- (d) (c)の上昇流の影響を受け、大規模な対流活動とともに循環がゆっくりと東に進む。

このメカニズムの要点を簡単に言ってしまうと、大規模な対流と結合した赤道ケルビン波と赤道ロスビー波が、境界層による摩擦の影響を受けて、どちらの波の位相速度とも違う速度でゆっくり東進する、ということである。境界層による摩擦の影響で松野-ギル応答が変形を受け東進するモードになった、とも言える。

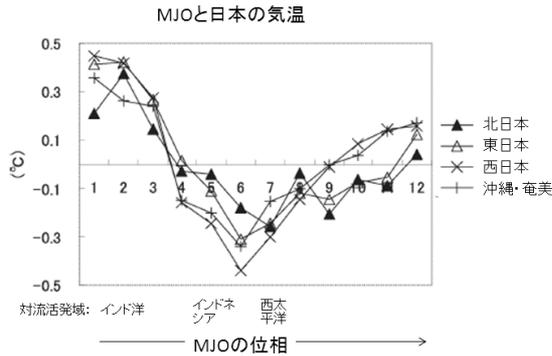
ここでは、かなり単純化して MJ0 のメカニズムの

<sup>4</sup> エクマンバンピングで上昇流が出来るが、それがなぜ大規模な対流域の東側かを説明するのは簡単ではない。知りたい方は Wang(2005)を読みたい。

要点を説明したが、第 2.4.15 図で説明したとおり現実の MJ0 には様々な過程が複雑に関係している。また、第 2.4.13 図で説明したとおり、対流活動の階層構造もある。現象の発見後 40 年以上たった現在でも、MJ0 のメカニズムの詳細についての理解は十分ではない。

#### (5) MJ0 の日本の天候への影響 (冬期)

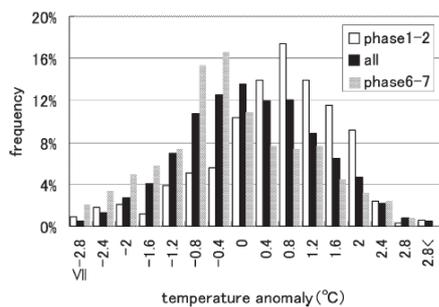
次に、MJ0 の日本の天候への影響を、遠藤と原田(2008)が行った、24 年間(1979/1980 年~2002/2003 年)の日別の地上気象観測データを用いた冬期(11~3 月)を対象とした調査結果に基づき説明する。彼らは、20~70 日の周期変動を抽出するバンドパスフィルターをかけた対流圏上層の赤道域(20°N~20°S)の 200hPa 速度ポテンシャルの主成分分析に基づいて MJ0 の位相を同定し、その位相毎に気象観測データや循環場データを合成することにより、MJ0 と日本の天候との関係を調べた。



第 2.4.17 図 MJO の位相別 ( 1 ~ 12 ) に合成した地上気温偏差 ( )  
凡例に示す 4 つの地域平均値 ( 北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美 )。20 ~ 70 日の周期帯。平年値は 1971 ~ 2000 年のもの。遠藤と原田 (2008) の第 5 図に加筆した。

第 2.4.1 表 第 2.4.17 図の統計的有意性  
大きな字が危険率 5%、小さな字が危険率 10% で有意な位相を表す。左列が MJO の位相番号で + は正偏差、- は負偏差を表す。遠藤と原田 (2008) の第 2 表に加筆した。

Temperature (20-70 day)				
位相	北日本	東日本	西日本	沖縄・奄美
1		+	+	+
2	+	+	+	+
3		+	+	+
4				
5				
6		-	-	-
7	-	-	-	-
8				
9				
10				
11				
12				

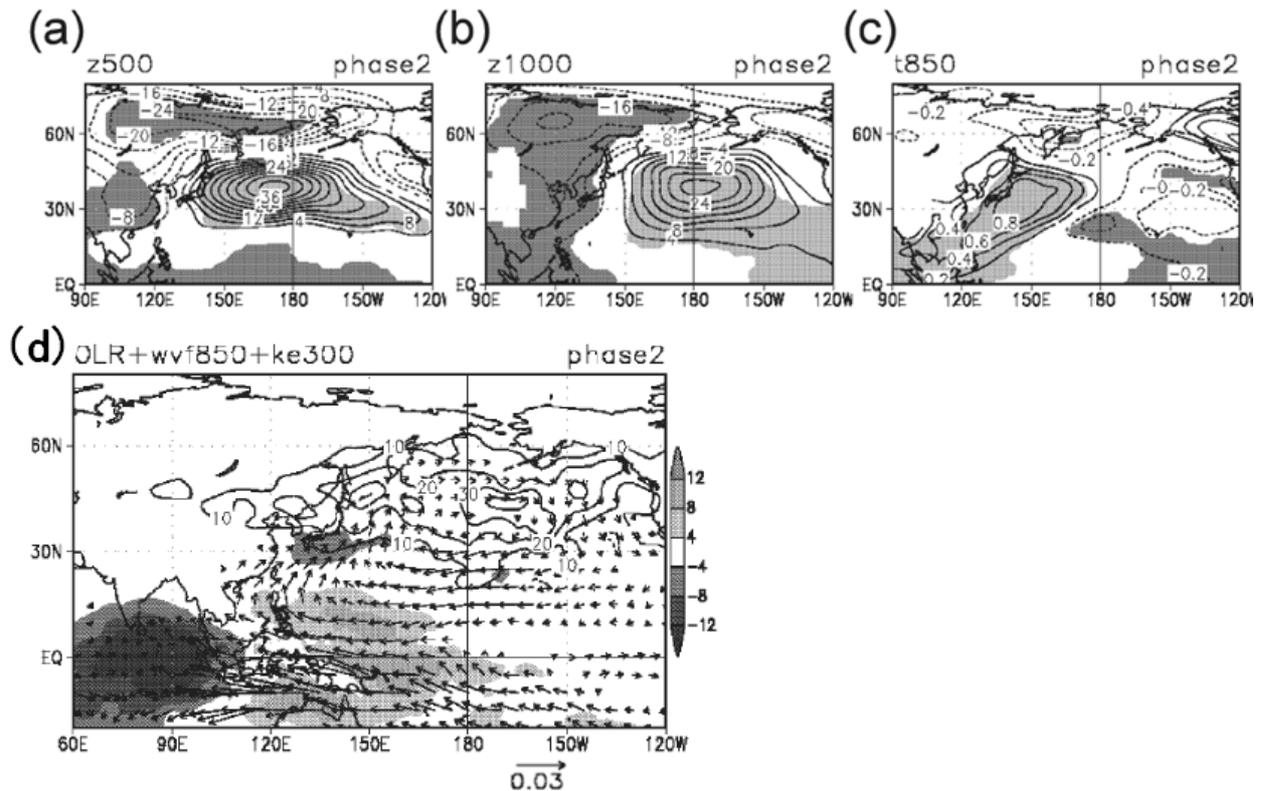


第 2.4.18 図 西日本気温偏差の階級別出現率  
白抜きは位相 1 と 2 ( インド洋で対流活動活発 )、灰色は位相 6 と 7 ( 海洋大陸から西太平洋で対流活動活発 )、黒色は全資料。20 ~ 70 日周期帯。遠藤と原田 (2008) の第 6 図より転載。

第 2.4.17 図は MJO の位相と地域平均気温との関係である。ここでは、位相を 1 ~ 12 に分けている。インド洋で対流活動が活発な位相 1 ~ 3 で全国的な高温傾向が、インドネシアから西太平洋で対流活動が活発な位相 6 ~ 7 で全国的な低温傾向が見られる。気温偏差の強さは  $\pm 0.3$  程度で、位相 1 ~ 3 では東日本 ~ 沖縄・奄美にかけての高温が、位相 6 ~ 7 では東日本 ~ 西日本にかけての低温が、それぞれ統計的に有意である ( 第 2.4.1 表 )。地域間で比べると、西日本の変動が最も大きく、位相 1 と位相 6 の差は 0.89 ある。第 2.4.18 図はその西日本の気温の階級別 ( 0.4 毎 ) 出現頻度分布を、位相 1 と 2 の高温期、位相 6 と 7 の低温期に分けて示したものである。低温期の分布は高温期に比べて全体的に低温側に変位しており、-0.4 以下、+1 ~ +2 前後の階級ではその出現確率に 2 倍程度の違いが見られる。低温期の平均は -0.37、高温期の平均は +0.43、平年の標準偏差 = 1.15 であることから、低温期 ( 高温期 ) の平年からのずれは -0.32 ( +0.37 ) である。この程度のずれでは「MJO がインド洋で対流活発な位相だから高温」とまでは言えないが、気温の出現頻度が明瞭に変わる程度の関係はある。

降水量と日照時間は統計的に有意な水準に達する位相や地方は少ないが、太平洋側地域を中心に系統的特徴を示し、位相 1 ~ 6 のインド洋からインドネシア付近に対流活発域が位置している時期に降水量が多く、それ以外の時期に降水量が少ない傾向がある。日照時間は、おおむね降水量とは反対の傾向がある。

このような日本の天候の偏りは、どのような循環場と関係して起きているのだろうか。まず、高温で太平洋側で多雨・寡照傾向の位相 2 ( インド洋で対流活動が活発時 ) で合成した循環場を第 2.4.19 図に示す。(a) の 500hPa 高度、(b) の 1000hPa 高度ともに日本の東で高く、平年で見られる上空のトラフが浅く、地上では西高東低の冬型の気圧配置が弱く、北西の季節風が弱いことを示している。対応して、(c) の 850hPa 気温ではフィリピン付近から日本まで広く正偏差となっており、日本の高温傾向が、東アジア規模での循環偏差の一環としてもたらされている



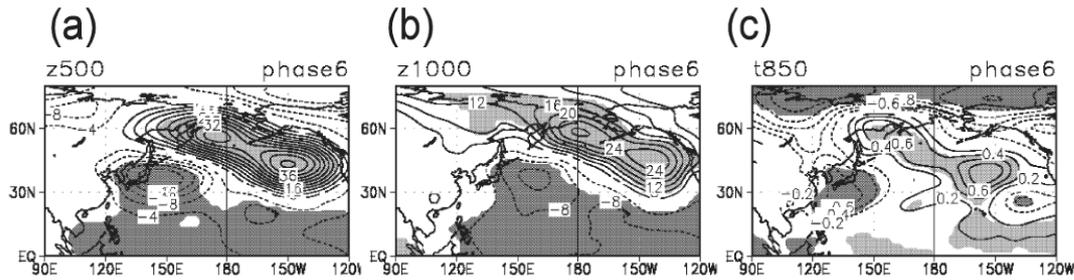
第 2.4.19 図 位相 2 (インド洋で対流活発) で合成した大気循環の平年偏差場

(a)500hPa 高度、(b)1000hPa 高度、(c)850hPa 気温。等値線間隔は(a)4m、(b)4m、(c)0.2 で、危険率 5%で偏差が有意な領域に影を付けた。(d)外向き長波長放射(OLR) (影で単位は  $W/m^2$ )、850hPa の水蒸気フラックス (矢印でスケールは右下で単位は  $kg/kg \cdot m/s$ )、単位質量当たりの高周波擾乱の 300hPa の運動エネルギー (等値線で間隔は  $10m^2/s^2$ )、(a) ~ (c)及び(d)は遠藤と原田(2008)の第 7 図及び第 12 図にそれぞれ加筆。

ことが分かる。(d)では、インド洋で対流活動が活発な位相では、西太平洋で不活発で、対応してフィリピン東方海上から日本の南海上にかけて下層に高気圧性の循環偏差と日本の太平洋側への水蒸気フラックス偏差が見られる。この水蒸気フラックス偏差が収束する日本の太平洋側で OLR が負偏差で、この地域における降水量が多く日照時間が少ない傾向をもたらしていると考えられる。また、移動性の擾乱の活動も日本付近も含めて広く北太平洋の中緯度帯で活発であり、これも太平洋側の地方における多雨・寡照傾向と矛盾していない。これらの特徴を簡単にまとめると、インド洋で対流活発位相時には、冬型の気圧配置が弱く高温傾向で、太平洋側の地方では低気圧や前線の影響を受けやすく、多雨・寡照傾向になりやすい、ということである。ところで、(d)で示した下層の循環偏差は、熱帯の対流活動の偏差

と直接つながっていて理解しやすいが、(a)や(b)で示した等価順圧的な日本の東海上の正偏差の成因は何であろうか。インド洋で活発な対流活動や、西太平洋で不活発な対流活動によって励起される上空のロスビー波と、移動性の擾乱による運動量や熱の輸送が関係しているとは推察されるものの、きちんとは理解されていない。

次に、東日本～沖縄・奄美で低温傾向である位相 6 (インドネシアから西太平洋で対流活動が活発な位相) で合成した循環場を第 2.4.20 図に示す。(a)の 500hPa 高度、(b)の 1000hPa 高度ともに日本から東海上にかけて低くなっている。また、(c)の 850hPa 気温では東日本～沖縄・奄美にかけて負偏差となっており、これらの領域の低温傾向と矛盾がない。(a)を見ると、カムチャツカ半島付近から南東にかけて軸が傾いた正偏差があり、日本付近の偏差の形も勘



第 2.4.20 図 位相 6 (インドネシアから西太平洋で対流活発) で合成した大気循環の年平均偏差場 (a)500hPa 高度、(b)1000hPa 高度、(c)850hPa 気温。等値線間隔は(a)4m、(b)4m、(c)0.2 で、危険率 5%で偏差が有意な領域に影を付けた。遠藤と原田(2008)の第 7 図に加筆。

案すると、南西から北東方向へのロスビー波の伝播が示唆される(第 5 章参照)。対流活動の活発な位置を勘案すると、インドネシアから西太平洋で活発な対流活動によって励起されたロスビー波の影響がこの偏差パターンに現れていると考えられる。また、フィリピン東方海上から日本の南海上にかけて下層に低気圧性の循環偏差が見られ、沖縄・奄美における北東の季節風が強まり低温傾向に寄与する(図略)。MJ0 の位相が進むと中緯度の偏差パターンも東進し、低温の中心も東に移り、位相 7 では北日本も有意な低温傾向となる(第 2.4.1 表)。また、500hPa 高度では東谷の傾向となり、低気圧や前線の影響が弱まり、太平洋側の地方では少雨・多照傾向となる。

このように、冬期の MJ0 は、対流圏下層・中層・上層の大規模な循環偏差をもたらし、結果として日本の天候に影響を与えている。このため、気象庁の季節予報の現場では、ここで説明したような MJ0 の位相と振幅(定義は、Wheeler and Hendon(2004)によっている)の図などを用いた実況監視を行いつつ、中・高緯度への影響を含めた数値予報モデルによる予測に着目している。

#### ( 6 ) 北半球夏の熱帯季節内変動とその影響

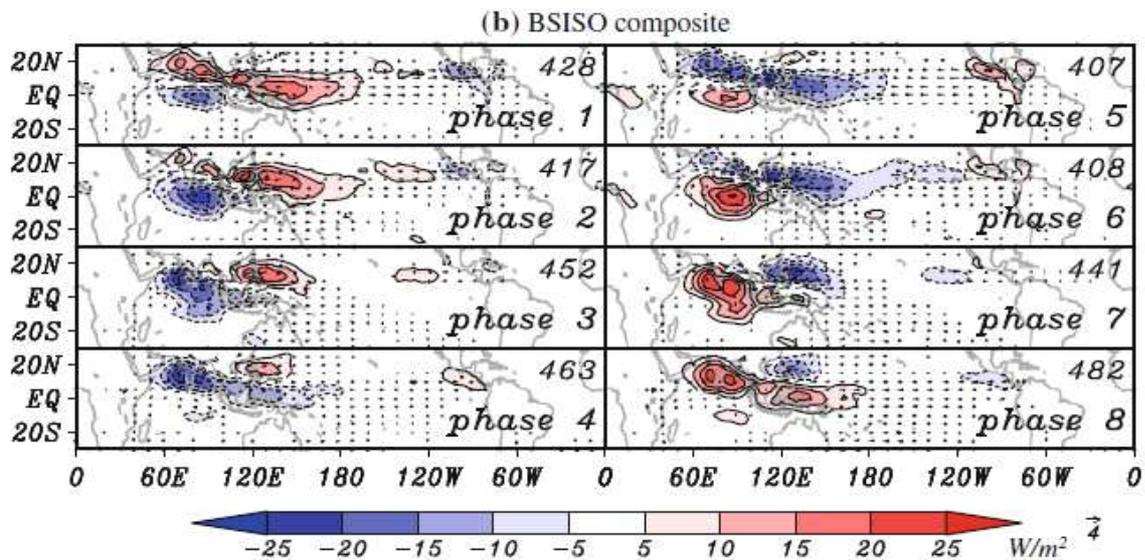
MJ0 が赤道域で最も強いシグナルを持つのは北半球の冬から春にかけてである(Madden 1986; Gutzler and Madden 1989)。北半球の夏は赤道から離れた熱帯域で対流活動の季節内変動の活動が活発で、また、北進したり北西進したりなど複雑な変化をする。このため、MJ0 と区別して、「北半球夏の季節内振動」(Boreal Summer IntraSeasonal Oscillation; BSISO)

とか「北半球夏の季節内変動」(Boreal Summer IntraSeasonal Variation; BSISV)などと呼ぶことが多い。

第 2.4.21 図は、Kikuchi et al.(2012)が 25~90 日のバンドパスフィルターをかけた夏(6~8月)の OLR から求めた BSISO のライフサイクルである。30°S~30°N における熱帯全域の OLR の拡張主成分分析(EOF: 時間ラグを考慮した主成分分析)で求められる 2 つの主成分スコアから位相を決め、位相毎に合成した図である。位相 1~8 (位相 X は各パネルの右下に phase X と書いてある)の順に時間が進み、周期を 40 日と仮定すれば、1 つの位相で 5 日分と考えてよい。赤道に沿って対流活動活発域がインド洋から西太平洋にかけて東進する MJ0 とは明らかに異なる変化をしていることが分かる。インド洋では、位相 1 では赤道域で対流が活発になり始め、位相 2~4 にかけて強まりながら北上しつつ、赤道域では東進する。その結果、位相 4 では、インド付近からインドネシア付近にかけて北西-南東の方向に伸びた帯状の活発域が見られる。位相 5 からは、位相 4 に見られた南東側の活発域が強まりながらフィリピン海や南シナ海を北上しつつやや西進する。このような夏期の熱帯対流活動の季節内変動は以前から良く知られており(例えば、Lau and Chan (1986))、巨大な海陸風であるアジアモンスーンの変動にも大きな影響を与える。

この BSISO のメカニズムについては、MJ0 のメカニズムと同様に様々な過程が関わっていることが言

<sup>5</sup> 前述の MJ0 の位相とは定義が異なることに注意。



第 2.4.21 図 夏の季節内振動(BSISO)のライフサイクル

8つの位相に分けた OLR (影) と 850hPa 風(矢印でスケールは図の右下のとおり)の合成図。OLR 偏差が統計的に 1%以下の危険率で有意な領域のみ描画。各図の右上の数字はサンプル数。1979~2009年のデータで作成。OLR の負(正)偏差が対流活動の活発(不活発)に対応。Kikuchi et al.(2012)より転載。

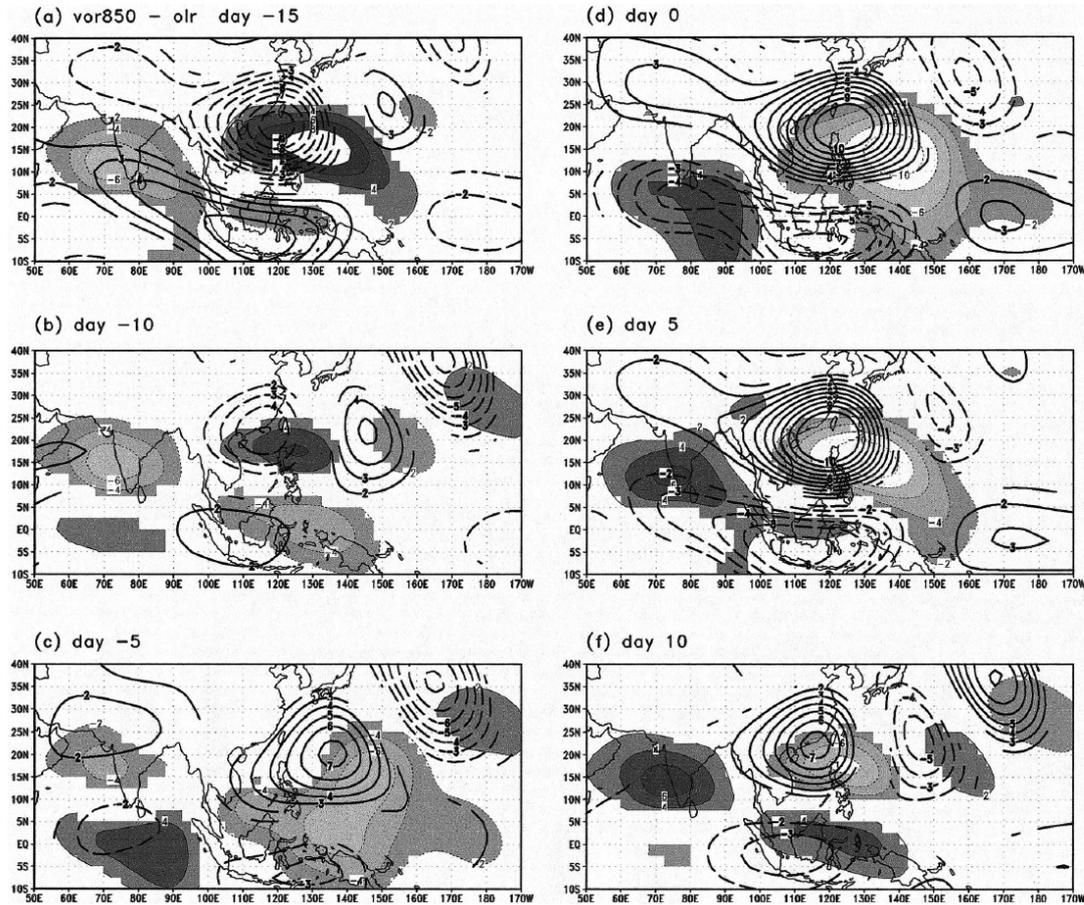
われているものの、しっかりと理解されているわけではない。特に重要な過程は、夏の東西風の鉛直構造(インド洋における強い東風シア; 対流圏上層が東風で下層が西風)対流と結合した赤道ロスビー波、境界層過程のようである(Goswami 2005; Wang 2005)。

BSISO は、西部太平洋における対流活動の変動に伴う太平洋高気圧の変動を通して、日本の夏の天候に影響を与える。そのことを示すために、第 2.4.21 図と情報の重なりがあるものの、西部太平洋の対流活動と下層循環場に焦点を絞った季節内変動の特徴を第 2.4.2.22 図に示す。「30~60日周期を抽出するバンドパスフィルターをかけた OLR を西部太平洋の  $0^{\circ} \sim 20^{\circ} \text{N}$ 、 $120^{\circ} \text{E} \sim 160^{\circ} \text{E}$  で領域平均した値」を対流活動のインデックスとして、そのインデックスと OLR、850hPa の相対渦度とのラグ回帰を計算することで、循環場のパターンの時間変化を抽出したものである。6~8月を対象としている。このインデックスで見て西部太平洋で対流活動が活発な時期の 15 日前には、南シナ海からフィリピン東方にかけて対流不活発域があり、それが 10 日前には北西進し弱まる一方、インドネシア付近の赤道域で対流が活発

となる。5 日前にはインドネシア付近の対流活発域が北進し、0 日(ラグなし)にはフィリピン東方海上で最も対流活動が活発となる。その後、5 日後から 10 日後にかけて対流活発域は弱まりながら北西進するとともに、インドネシア付近に不活発域が現れてくる。なお、インド洋も含めて見ると第 2.4.21 図と同様な変化を示すので、BSISO は西部太平洋の対流活動を鍵としても抽出される統計的に堅固な変動パターンであると言える。

図には、対流圏下層の 850hPa の相対渦度も描かれている。西太平洋では対流活発域(不活発域)の北西側を中心(0 日ではフィリピンの北が中心)とする低気圧性(高気圧性)の渦が見られ、これは対流活動による加熱によって強制されたロスビー波と考えられる。また、これらの高・低気圧性の渦から、北東側に日本の南海上にかけて渦の列が見られるが、これらも加熱によって強制され下層の西風に沿って伝播するロスビー波と考えられる。これら一連の渦の列が、太平洋高気圧の動向に影響を与え、結果として日本の天候に影響を与える(Kawamura et al. 1996)。

夏の熱帯季節内変動は、台風の発生にも影響を与



第 2.4.22 図 西部太平洋の対流活動のインデックス ( $0^{\circ} \sim 20^{\circ}N$ ,  $120^{\circ}E \sim 160^{\circ}E$  で平均した OLR) とのラグ回帰で見た、西部太平洋の対流活動と 850hPa の相対湿度の夏の季節内振動のライフサイクル (a)-15 日 (対流活動のインデックスに 15 日先行) (b)-10 日、(c)-5 日、(d)0 日、(e)+5 日、(f)+10 日 (対流活動のインデックスに 10 日遅れ)。影と細い線は OLR で等値線間隔は  $2W/m^2$ 、太い線は 850hPa の相対湿度で等値線間隔は  $0.4 \times 10^{-6}s^{-1}$ 。対流活動のインデックスが標準偏差分変動した時の値。統計的に 5%以下の危険率で有意な領域のみ描画。Hsu and Weng(2001)より転載。

える (Nakazawa 1986)。また、本項で示した BSISO よりも周期が短く 10~30 日の周期で西進するものもあり、特に夏の前半の日本の天候に影響を与える (Fukutomi and Yasunari 1999)。これらのことから分かるとおり、熱帯季節内変動は日本の季節予報にとっては非常に重要な現象である。しかしながら、数値予報モデルでは正確に再現・予測できていない。逆に言うと、本項の (1) で述べたように、もし予測できるようになれば、1 か月予報の後半や 3 か月予報の 2 か月目の予測精度が飛躍的に向上する可能性がある。熱帯の季節内変動の予測精度向上は、世界中の気象現業・研究機関の重要な課題である。この変動の予測を主なターゲットとした世界気象機関 (WMO) / 世界気候研究計画 (WCRP) の研究計画も 2013

年には開始される。

#### 参考文献

- 遠藤洋和, 原田やよい, 2008: マッデン・ジュリアン振動と冬期の日本の天候および循環場との関係, *天気*, **55**, 159-171.
- Fukutomi, Y. and T. Yasunari, 1999: 10-25 day Intraseasonal Variations of Convection and Circulation over East Asia and Western North Pacific during Early Summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 3,753-769.
- Goswami, B. N., 2005: South Asian monsoon. Chapter 2 in *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System*, edited by W. K. M. Lau and D. E. Waliser, Springer, 436pp.
- Gutzler, D. S., and R. A. Madden, 1989: Seasonal variations in the spatial structure of intraseasonal tropical wind fluctuations. *J. Atmos.*

- Sci.*, **46**, 641-660.
- Hsu, H. -H. and C. -H. Weng, 2001: Northwestward propagation of the intraseasonal oscillation during the boreal summer: Mechanism and structure. *J. Climate*, **14**, 3834-3850.
- Kawamura, R., T. Murakami, and B Wang, 1996: Tropical and mid-latitude 45-day perturbations over the western Pacific during the northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 867 - 890 .
- Kikuchi, K., B. Wang, and Y. Kajikawa, 2012: Bimodal representation of the tropical intraseasonal oscillation. *Clim. Dyn.*, **38**. 1989-2000, doi:10.1007/s00382-011-1159-1.
- Kiladis, G. N., M. C. Wheeler, P. T. Haertel, K. H. Straub, and P. E. Roundy, 2009: Convectively coupled equatorial waves. *Rev. Geophys.*, **47**, RG2003, doi:10.1029/2008RG000266.
- Lau, K. M. and Chan P. H., 1986: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing long wave radiation. *Mon. Wea. Rev.* **114**, 1354-1367.
- Madden, R. A., 1986: Seasonal variations of the 40-50 day oscillation in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 3138-3158.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 2005: Historical perspective, Chapter 1 in *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System*. edited by W. K. M. Lau and D. E. Waliser, Springer, 436pp.
- Nakazawa, T., 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J. Meteorol. Soc. Japan.*, **66**, 823-839.
- Rui, H. and B. Wang, 1990: Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 357-379.
- Wang, B., 2005: Theory, Chapter 10 in *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System*. edited by W. K. M. Lau and D. E. Waliser, Springer, 436pp.
- Wheeler, M. and H. H. Hendon, 2004: An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-1932.

### 2.4.3 エルニーニョ / ラニーニャ現象に代表される熱帯海洋変動とその影響<sup>1</sup>

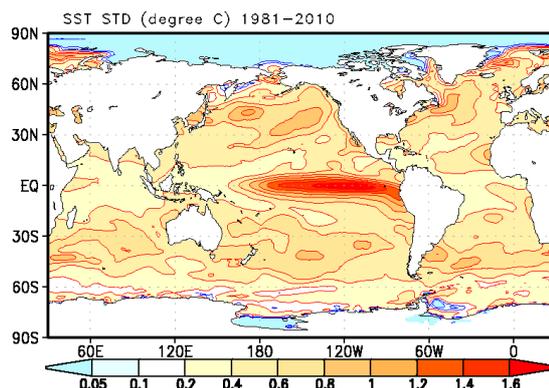
#### (1) エルニーニョ / ラニーニャ現象

太平洋赤道域の中部から東部にかけての海域は、世界の海洋の中でも最も海面水温の年々変動が大きいところである（第2.4.23図）。この変動は主にエルニーニョ / ラニーニャ現象によるものである。エルニーニョ現象は、この海域の海面水温が平年よりも高い状態が半年から1年半程度続く現象であり、ラニーニャ現象は逆に海面水温が低い状態が続く現象である。これらの現象は世界の天候に大きな影響を及ぼし、日本の季節予報にとっても重要なシグナルの1つである。

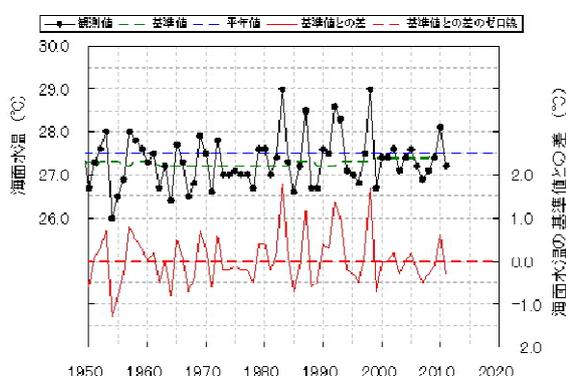
気象庁では、エルニーニョ / ラニーニャ現象を監視するため、海面水温解析データ(COBE-SST; Ishii et al. 2005)を作成し、それに基づくエルニーニョ / ラニーニャ現象の定義を定めている。

この海面水温解析は19世紀末からの海面水温の現場観測データを用いて、1891年以降の日毎の全世界の海面水温を緯度・経度1度毎に計算しており、長期にわたって空白域のない高い解像度を持つ、高品質の海面水温データである。このデータにより、太平洋赤道域をはじめ全世界の海面水温の長期変化を捉えることが可能となる。この解析値は、エルニーニョ / ラニーニャ現象や地球温暖化に関連した全世界の海面水温や気温の長期変化の監視に利用されるとともに、季節予報モデルへの入力値としても利用されている。

気象庁ではエルニーニョ / ラニーニャ現象の発生期間を定めるための指標として「エルニーニョ監視



第2.4.23図 海面水温の1981～2010年までの12月の月平均値の標準偏差（単位：°C）



第2.4.25図 エルニーニョ監視海域の4月の海面水温（黒線）、その平年値（1981～2010年平均値；青破線）、基準値（前年までの30年間の平均値；緑破線）及び、海面水温の基準値との差（赤線）

海域」の海面水温の領域平均値を用いている。エルニーニョ監視海域は国際的に広く用いられているNINO.3と呼ばれる海域(5°S～5°N、150°W～90°W；第2.4.24図)である。

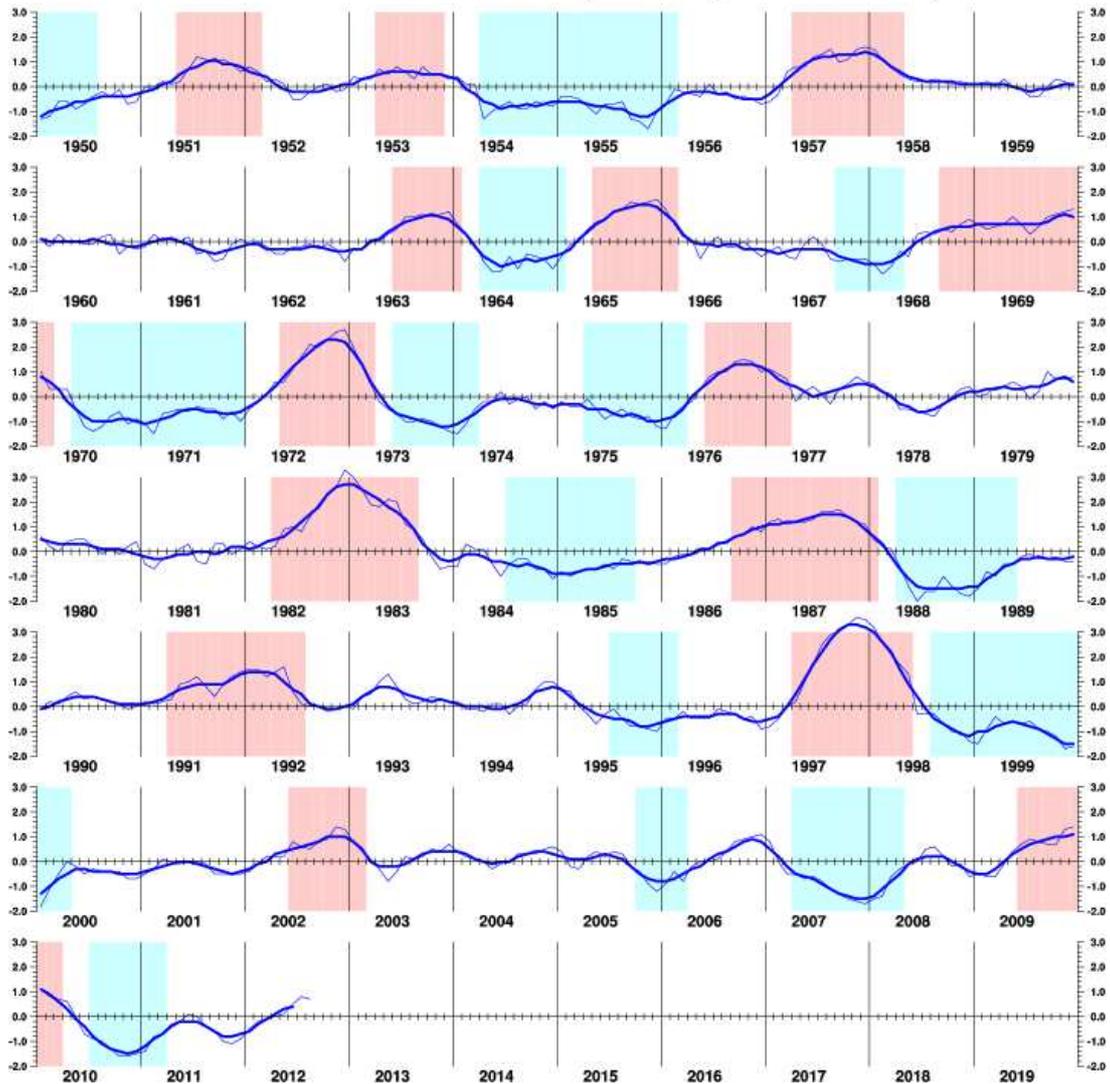
エルニーニョ / ラニーニャ現象の発生期間を定めるためには、この海域の水温が平常時に比べて高い



第2.4.24図 エルニーニョ監視海域（图中NINO.3と書かれた矩形の海域）

<sup>1</sup> 石川 一郎 ((1)～(7))、前田 修平 (8)

## SST Deviation at NINO.3 (5S-5N,150W-90W)



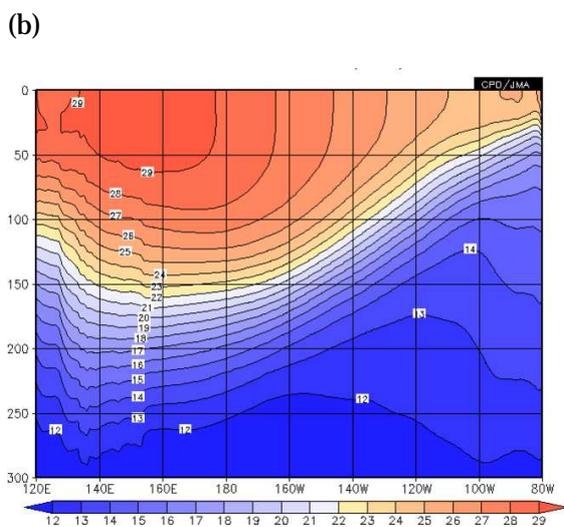
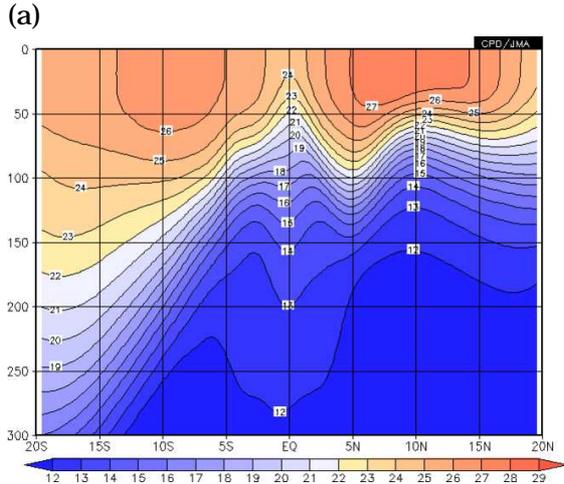
第 2.4.26 図 エルニーニョ監視指数(細線; エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差)とその5か月移動平均値(太線)

単位 。赤、及び、青の陰影を施した期間は5か月移動平均値がそれぞれ+0.5 以上、あるいは-0.5 以下が6か月以上続いた月を表す(これらの月を含む季節がエルニーニョ現象、ラニーニャ現象の発生期間となる)。

か低いかの基準が必要である。現在、気象庁で用いている平年値は1981~2010年の30年平均値であるが、第2.4.25図に示すように、長期的な昇温傾向があるため、過去に遡るにつれて、平年値より低い値の頻度が多くなってしまふ。こうした長期トレンドの影響を排除するため、平均期間を固定した平年値ではなく、前年までの30年間の平均値を基準値と定義し、海面水温の基準値との差をエルニーニョ/ラニーニャ現象の発生期間を定めるための指標として用いる。

以上の海面水温解析値、エルニーニョ監視海域、

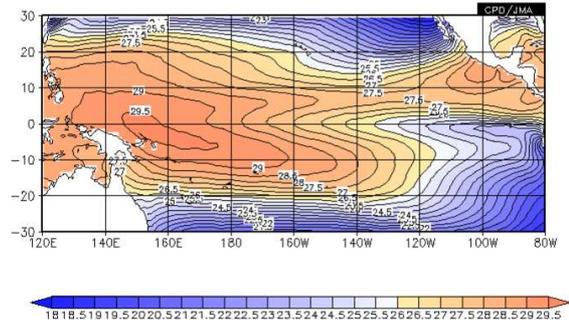
及び、その海面水温の基準値を用いて、エルニーニョ/ラニーニャ現象の発生期間を以下のように定義する。エルニーニョ監視海域の月平均海面水温の基準値との差をエルニーニョ監視指数とし、エルニーニョ監視指数の5か月移動平均値が+0.5以上の月が6か月以上続いた場合、その期間をエルニーニョ現象の発生期間とする。一方、5か月移動平均値が-0.5以下の月が6か月以上続いた場合、その期間をラニーニャ現象の発生期間とする。ただし、発生期間は季節単位で定める。つまり上記連続期間の最初の月が6~8月のいずれであっても現象の発生期



第 2.4.27 図 気象庁全球海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-G)により計算された水温平年値(年平均)の分布  
(a)120°Wでの南北断面、(b)赤道に沿った東西断面(5°S~5°Nの平均)。等値線間隔は1。

間は夏から始まったと記述する。

この定義に基づいて、1950年以降のエルニーニョ/ラニーニャ現象の発生期間を定めると、第2.4.26図のようになる(陰影を施した期間はエルニーニョ監視指数の5か月移動平均値が+0.5以上あるいは-0.5以下が6か月以上続いた月を表し、これらの月を1か月でも含む季節が現象の発生期間となる)。最新しいエルニーニョ現象は2009年夏から2010年春まで、ラニーニャ現象は2010年夏から2011年春まで発生しており、いずれも持続期間は4季節だった。これらの現象については、海洋の健康診断表



第 2.4.28 図 気象庁全球海面水温解析(COBE-SST)による太平洋赤道域周辺の海面水温平年値(年平均)等値線間隔は0.5。

の総合診断表の「エルニーニョ現象」<sup>2</sup>に記述されている。

なお、エルニーニョ/ラニーニャ現象の定義として国際的に統一されたものはない。例えば、米国海洋大気庁(NOAA)では、NINO.3.4と呼ばれる海域(5°S~5°N、170°W~120°W)における海面水温を指標として用いており、その基準値との差の3か月移動平均を Ocean Niño Index(ONI)と定義している。基準値は5年毎に平均期間をずらした NINO.3.4 海域の海面水温の各月の30年平均値である(1951~1955年を対象の場合には基準値は1936~1965年の平均値、1956~1960年は1941~1970年の平均値、1996年以降は1981~2010年の平均値)<sup>3</sup>。ONIが5か月連続して+0.5以上(-0.5以下)となった期間をエルニーニョ現象(ラニーニャ現象)発生期間としている。

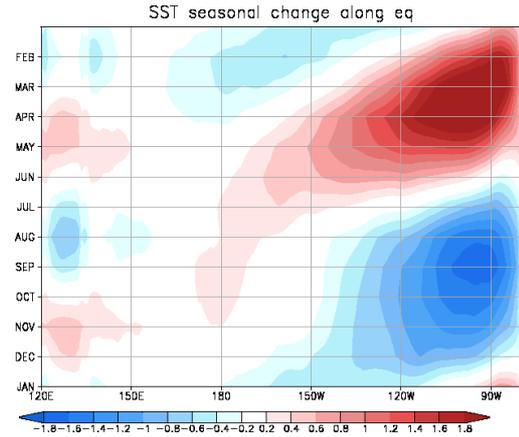
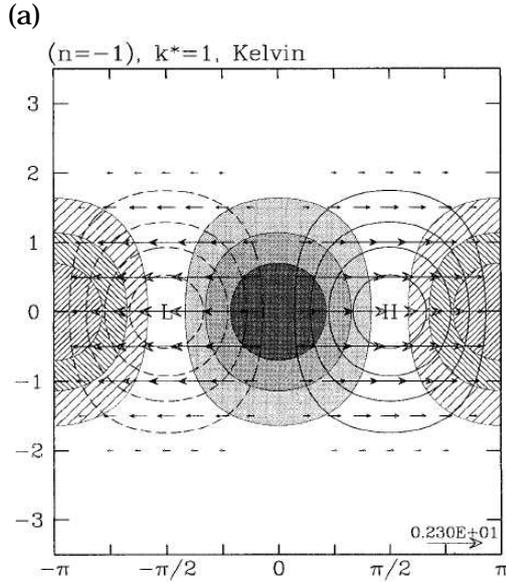
## (2) 太平洋赤道域の基本場、赤道波と季節変化

低緯度から中緯度にかけての海洋には、海面からの深さ数10~数100m前後に水温の鉛直勾配の大きい「水温躍層」が存在する。海水の密度は、水温・塩分・圧力によって決まるが、水温の寄与が大きく、水温躍層は密度躍層にほぼ一致する。この躍層によって海洋の運動は大きく規定され、第1傾圧モード<sup>4</sup>

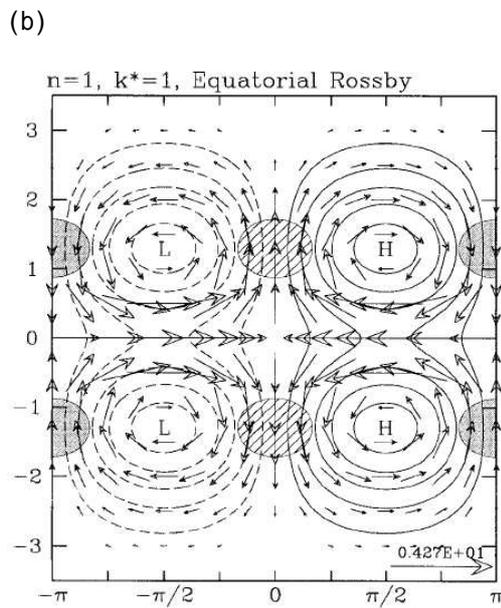
<sup>2</sup> <http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/sougou/html/2.3.html>

<sup>3</sup> [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ONI\\_change.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_change.shtml)

<sup>4</sup> 躍層を境にそれより浅い表層と深い深層との流れが逆になるような鉛直構造を持った運動の成分。この運動に伴って海面が上昇(下降)する場所では躍層が深(浅)くなる。



第 2.4.30 図 太平洋の赤道に沿った海面水温の季節変化  
 気象庁全球海面水温解析 (COBE-SST) の月別平年値とその年平均値との差。等値線間隔は 0.2。



第 2.4.29 図 赤道ケルビン波(a)と赤道ロスビー波(b)の模式図 (Wheeler et al.(2000)より)  
 実線は正の圧力(躍層が深い)、破線は負の圧力(躍層が浅い)を、矢印は流速を表す。陰影は発散、斜線は収束をそれぞれ表す。縦軸は赤道からの距離で、赤道ロスビー変形半径で規格化されている。

が卓越する。

太平洋赤道域の海上では東風(貿易風と呼ばれる)が卓越するため、海洋のエクマン層では、赤道の北側で北向き、南側で南向きのエクマン輸送<sup>5</sup>が生じる。

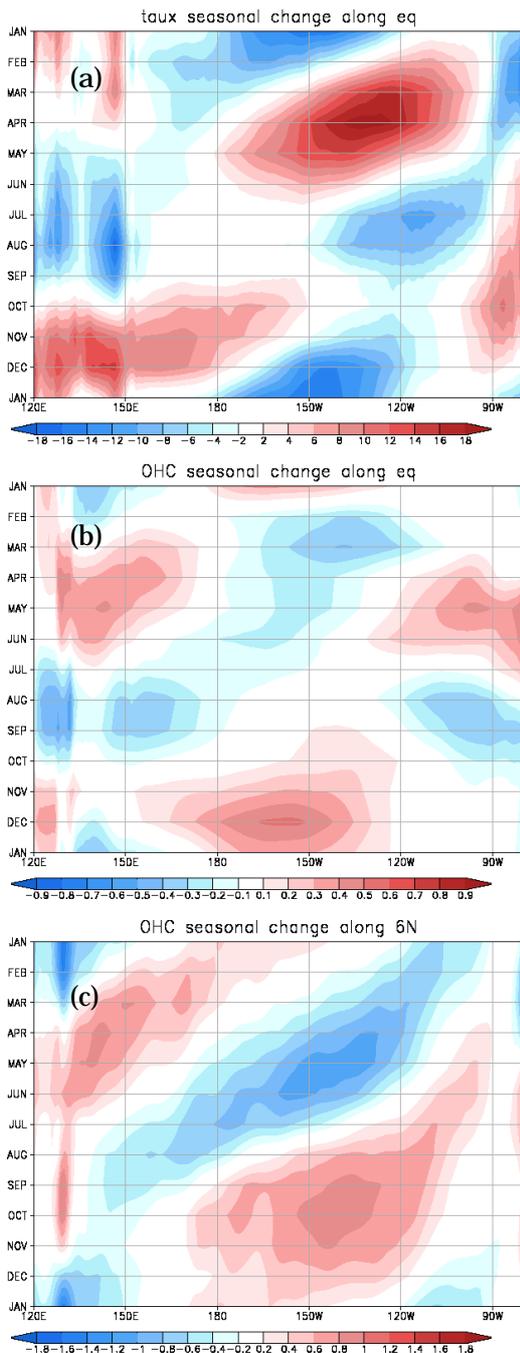
<sup>5</sup> コリオリカの影響を受けた海面の摩擦境界層であるエクマン層では、海面の風応力に対して北半球では直角右向きに、南半球では左向きに質量輸送(流速のエクマン層内

その結果海面付近では発散場となり、それを補償する湧昇流がエクマン層の下では卓越して、赤道上では躍層がその南北に比べて浅くなる(第 2.4.27 図(a))。また、西端をインドネシア、東端を南米大陸によってさえぎられているため、東風によって海水が西へと吹き寄せられる結果、海面高度には西高東低の勾配があり、躍層はこれに対応して西で深く東で浅くなっている(第 2.4.27 図(b))。躍層深度の分布は海面水温にも反映し、赤道上では、その南北に比べて海面水温が低く、また、西高東低の勾配が見られる(第 2.4.28 図)。

赤道上では、コリオリカがゼロであり、その南北でコリオリパラメータの符号が反転するという地理的な条件から、特有の波動が存在する(Matsuno 1966)。その中で、エルニーニョ/ラニーニャ現象を監視する上で重要なのは、赤道ケルビン波と赤道ロスビー波である(詳しくは第 5.2 節を参照のこと)。これらの波動の模式図を第 2.4.29 図に示す(理論上は南北波数の大きいロスビー波が無限に存在するが、ここでは最も単純な構造のものを示している)。

赤道ケルビン波は圧力(躍層深度)の変動が最も大きいところがちょうど赤道に当たり、赤道から離れるにつれ変動は小さくなる。流速の南北分布も同

での鉛直積分)が生じる。これを「エクマン輸送」と呼ぶ。



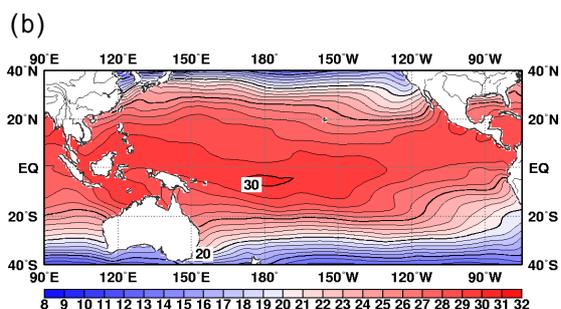
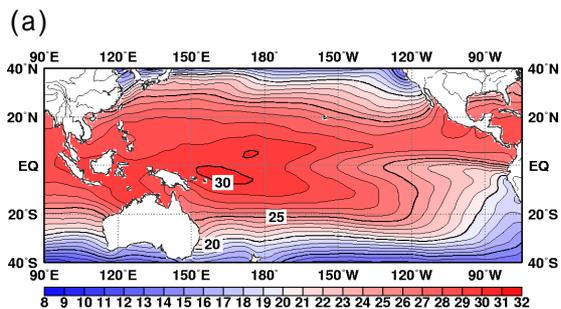
第 2.4.31 図 太平洋の赤道に沿った東西風応力(a)と、赤道(b)と 6°N(c)に沿った表層貯熱量(海面から 300m 深までの水温の鉛直平均値)の季節変化  
 気象庁全球海洋データ同化システム(MOVE/MRI.COM-G)の月別平年値とその年平均値との差。等値線間隔はそれぞれ 0.002N/m<sup>2</sup>、0.1、0.2。

様である。南北の広がり<sup>6</sup>は赤道ロスビー変形半径<sup>6</sup>で決まり、海洋の第 1 傾圧モードでは 100 ~ 250km 程度である。東西方向にも圧力と流速の位相は一致している。位相速度は非回転系の重力波と同じであるが、東に伝播するものしか存在しない。分散性はなく、波長によらず位相速度は一定である。海洋の第 1 傾圧モードのケルビン波は太平洋を横断するのに約 2 か月かかる。

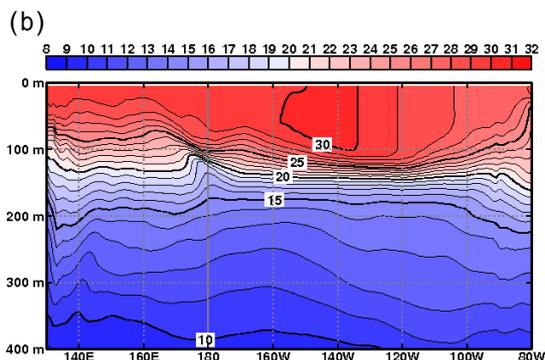
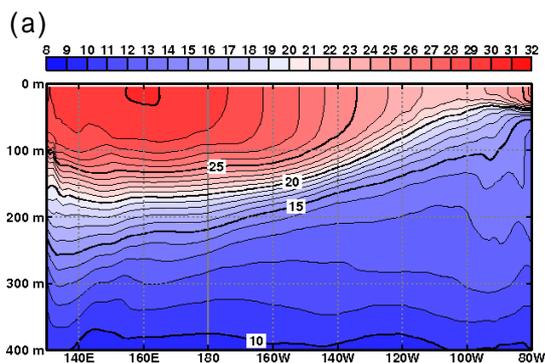
赤道ロスビー波は、圧力の変動が最大になるところが、赤道から南北に赤道ロスビー変形半径くらい離れている。流速の変動は赤道上で最大である。ケルビン波と逆に位相は西向きに伝播するものしか存在しない。長波では分散性は小さく、位相速度はケルビン波の約 1/3 である。

これらの波動は、太平洋赤道域の季節変動においても大きな役割を果たしていると考えられる(Yu and McPhaden 1999)。太平洋の赤道に沿った海面水温(第 2.4.30 図)は東部で年周期の変化が卓越しており、北半球の春に高く、秋に低い。この変化は海洋表層の貯熱量の東部における変化とほぼ対応している(第 2.4.31 図(b))。表層貯熱量は海面から深さ数 100m までの水温の鉛直平均値であり、躍層の深さとよく対応する(躍層が深ければ貯熱量は大きく、浅ければ貯熱量は小さい)。春に貯熱量が大きいのは、春先から中部~東部で東風が弱まる(第 2.4.31 図(a))のに対して、躍層が押し下げられ、それが(暖水)ケルビン波として東へ伝播する結果と考えられる。その後夏にかけて中部~東部で東風が強まって躍層が浅くなり、それがやはり東進して秋に東部の貯熱量を減少させると考えられる(冷水ケルビン波)。赤道ロスビー波は赤道から少し離れた緯度で躍層深度の変動幅が最大となる。赤道ロスビー波に伴う躍層深度の変動幅が最大となる緯度では、赤道ケルビン波による変動も小さくないため、赤道ロスビー波の西進を見るためには、さらに赤道から離れた緯度で見ることが多い。実際 6°N に沿った貯熱量の季節

<sup>6</sup>  $a_0 = (c/2)$  ( $c$ は位相速度、 $a_0$ はコリオリパラメータの南北方向の変化率)を赤道ロスビー変形半径と呼び、赤道に捕捉された運動の南北スケールに対応する。詳しくは第 5 章を参照のこと。

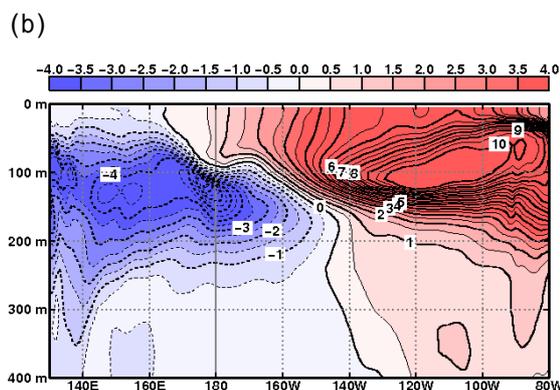
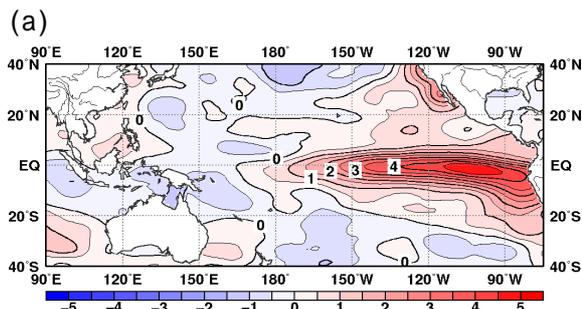


第 2.4.32 図 平常時 (a); 1990 年 11 月) とエルニーニョ現象時 (b); 1997 年 11 月) の太平洋の海面水温



第 2.4.33 図 平常時 (a); 1990 年 11 月) とエルニーニョ現象時 (b); 1997 年 11 月) の太平洋赤道断面の水温

変動 (第 2.4.31 図(c)) を見ると、西進するシグナルが明瞭である。最も顕著なのは、春先から中部～東部で東風が弱まるのに対する応答と見られる、冷水ロスビー波である。



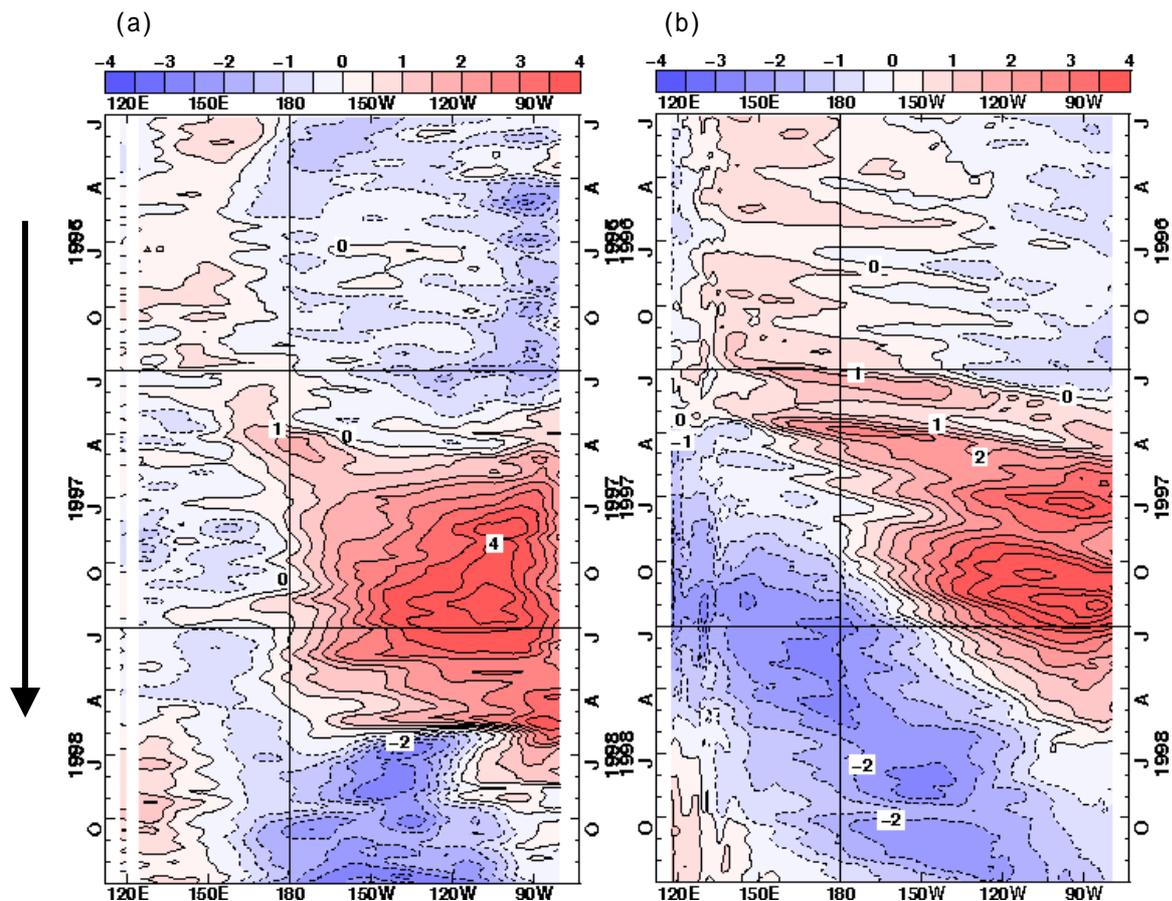
第 2.4.34 図 エルニーニョ現象時 (1997 年 11 月) の海面水温 (a) と太平洋赤道断面の水温 (b) の年平偏差

### (3) エルニーニョ / ラニーニャ現象に伴う海洋表層・大気の変動とその監視

前述のとおりエルニーニョ / ラニーニャ現象はエルニーニョ監視海域(NINO.3)の海面水温の変動によって定義されるが、太平洋赤道域の海面水温の変動は海洋内部や大気の変動と強く結びついており、これらをひとつの系として監視することが必要である。

本項(2)で示したように、気候的な状態では、太平洋赤道域の海面水温は西で高く東で低い、躍層深度は西で深く東で浅い分布を持ち、この分布は海上で卓越する東風により維持されている。エルニーニョ現象は中部から東部で海面水温が平常より高くなる現象であるが、これは海面水温と躍層深度の東西勾配が弱くなることを意味する(第 2.4.32 図、第 2.4.33 図)。年平偏差で見ると、海面水温は西部で負偏差、東部で正偏差となる(第 2.4.34 図)。また、海上の東風は平常より弱くなる。ラニーニャ現象時には逆に、水温の東西勾配が強くなり、東風は強まる。

躍層深度の変動は表層貯熱量の変動に反映される。



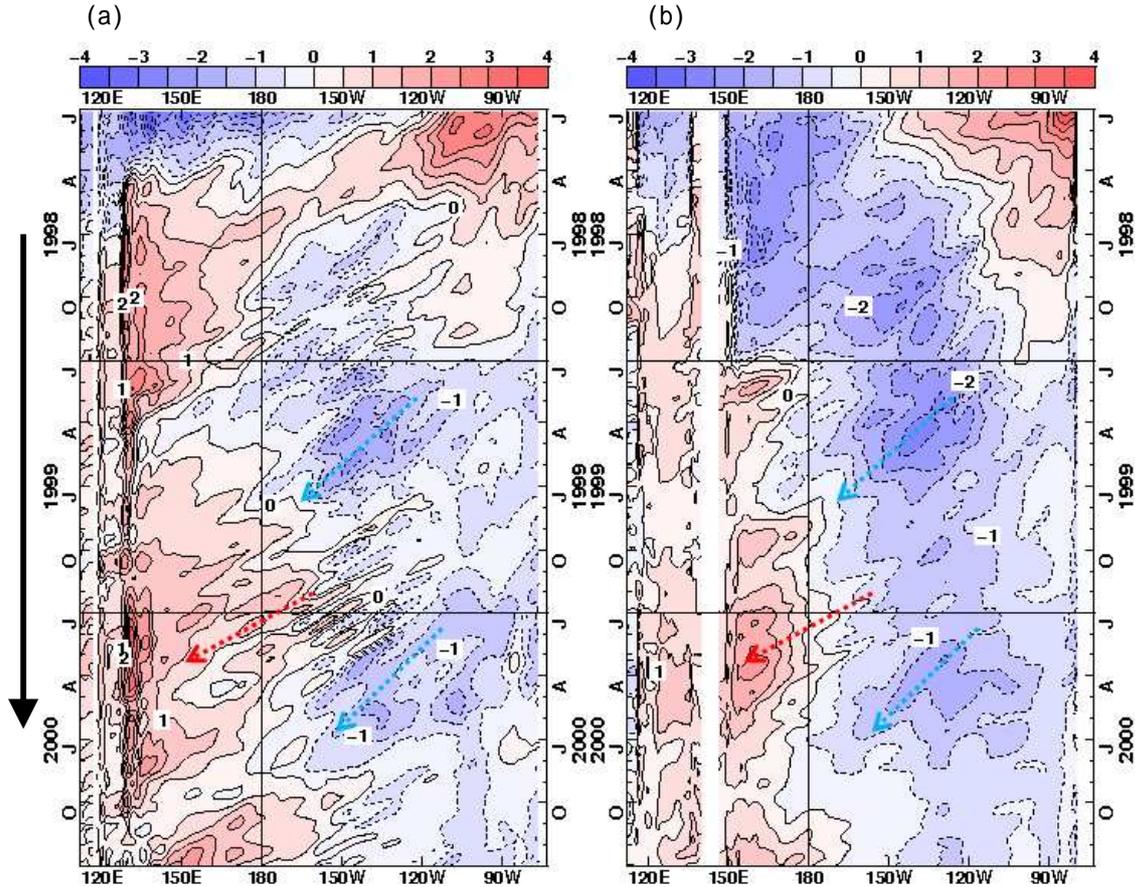
第 2.4.35 図 1997/98 年エルニーニョ現象前後 (1996~1998 年) の海面水温(a)と表層貯熱量(b)偏差の赤道に沿った時間経度断面図  
等値線間隔は 0.5 。

季節変動を差し引いた表層貯熱量偏差の太平洋赤道域での東西分布には、エルニーニョ現象時には西部で負偏差、東部で正偏差の分布が見られる。さらに、貯熱量偏差の時間経度断面図 (第 2.4.35 図(b)) では、正負の偏差の東への伝播が見られる。これは、赤道ケルビン波に対応する。特にエルニーニョ現象の発生直前から初期にかけては、顕著な暖水ケルビン波の東進が見られ、躍層深度の分布に急激な変化が起こったことを示している。また、エルニーニョ現象の末期には冷水ケルビン波の東進が見られる。赤道ロスビー波の伝播は、 $6^{\circ}\text{N}$ 、 $6^{\circ}\text{S}$  に沿った表層貯熱量偏差の時間経度断面図で見られる。第 2.4.36 図は 1998/2000 年ラニーニャ現象前後の図であり、中部の東風偏差に対応して、西部では暖水が西進する様子が見られる。一方、東部の西風偏差に対応して中部から東部で冷水の西進が見られる。こうした

波動の伝播は海面水温偏差の時間経度断面図 (第 2.4.35 図(a)) では不明瞭であり、海洋内部の監視の重要性を示している。

東風の強さの指標として、オーストラリア北部のダーウィンと南太平洋のタヒチとの気圧差を指数化した南方振動指数(SOI)が良く用いられる。この SOI はエルニーニョ監視海域(NINO.3)の海面水温偏差と強い逆相関の関係にあることが知られている (第 2.4.37 図)。また、東風の強弱は対流活動の変化とも関係があり、エルニーニョ現象時には平常時に比べ、太平洋西部で対流活動が弱く、中部で強い。対流圏上層の東西風は下層とはほぼ逆の変動をする。つまり、エルニーニョ現象時に東風偏差、ラニーニャ現象時に西風偏差となる。

気象庁では、こうした変動を把握するため、海洋については、前述の海面水温解析に加え、海洋デー

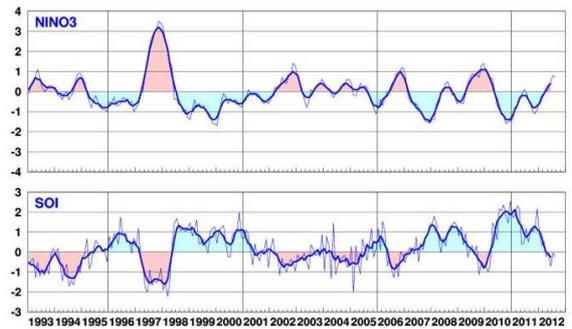


第 2.4.36 図 1998/2000 年ラニーニャ現象前後 (1998 ~ 2000 年) の (a)  $6^{\circ}\text{N}$  と (b)  $6^{\circ}\text{S}$  に沿った表層貯熱量偏差の時間経度断面図

等値線間隔は 0.5 。赤い矢印は暖水ロスビー波、青い矢印は冷水ロスビー波に対応すると考えられる西進シグナル。矢印は、赤道の南北両側で同時に比較的明瞭に見られるものを選んでつけたが、他にも同様のシグナルは多数見られる。

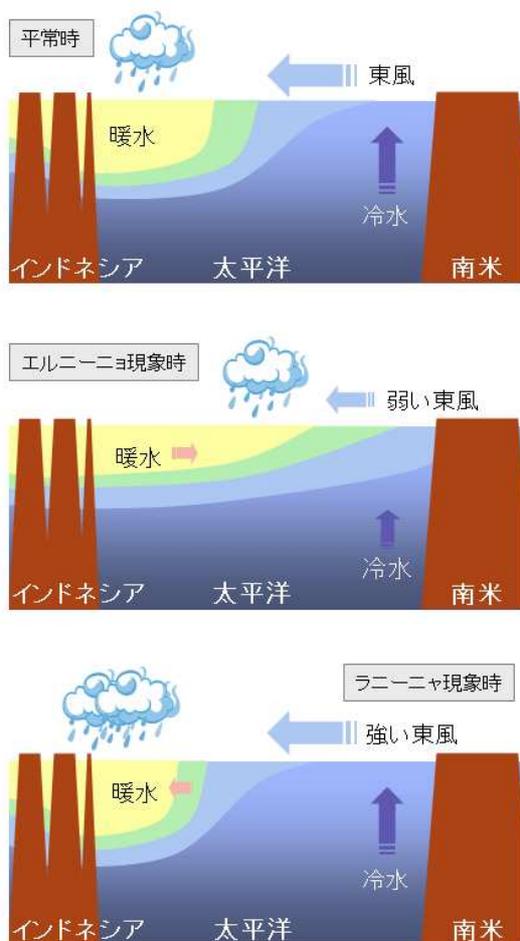
タ同化システム (MOVE/MRI.COM-G; Usui et al. 2006) を運用している。これは船舶やブイなどによる海洋表層の水温・塩分の現場観測、人工衛星による海面高度データ、及び海面水温解析を、大気的全球解析 (JRA-25/JCDAS; Onogi et al. 2007) から求めた海面での熱・淡水・運動量フラックスにより駆動される海洋大循環モデルに同化するものである。

大気については、JRA-25 再解析とそのリアルタイム版である JCDAS の出力、及び、米国海洋大気庁 (NOAA) 提供の外向き長波放射 (OLR) データを利用している。SOI は地上月気候値気象通報 (CLIMAT 報) のデータを使用して計算した値を用いている (気象庁 2012)。



第 2.4.37 図 エルニーニョ監視指数 (上) と南方振動指数 (下) の月平均値 (細線) と 5 か月移動平均値 (太線)

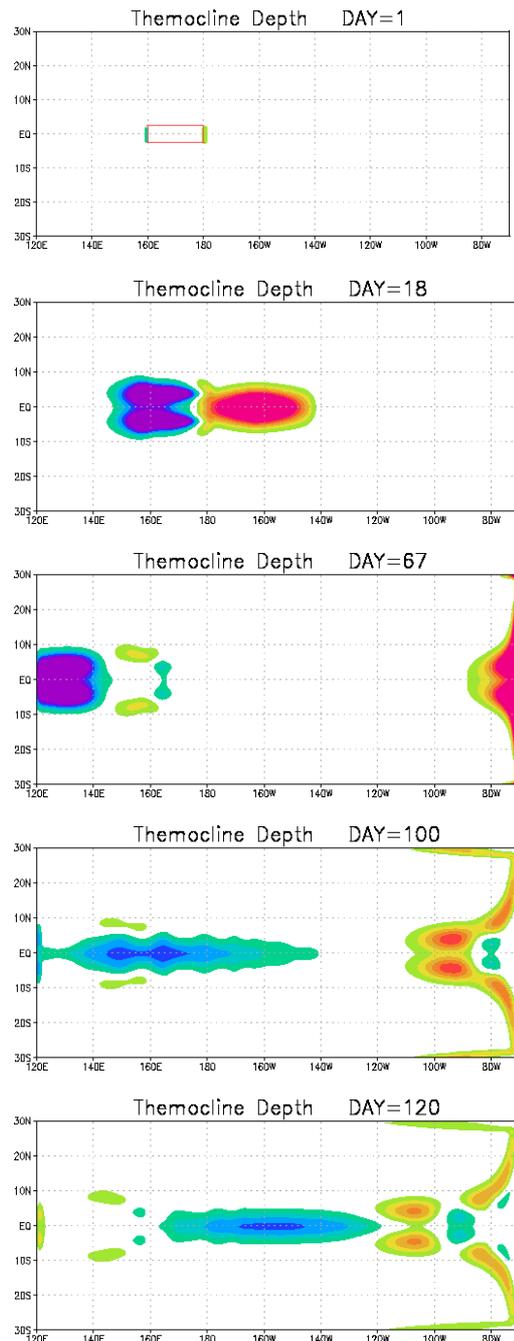
(4) エルニーニョ / ラニーニャ現象の発生機構  
エルニーニョ / ラニーニャ現象に伴う海面水温、表層水温、及び海上風の変動は互いに影響を及ぼしあっている (第 2.4.38 図)。例えば、エルニーニョ



第 2.4.38 図 エルニーニョ / ラニーニャ現象時の太平洋赤道域の変動の模式図

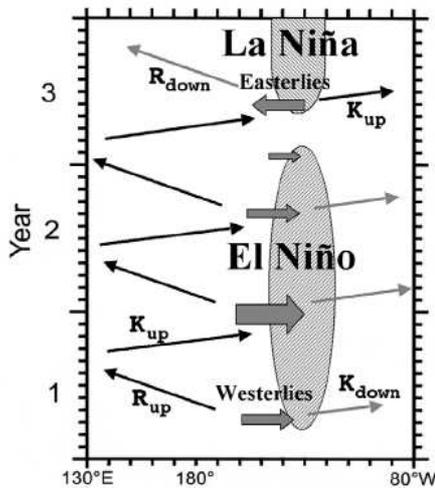
現象時に海面水温の東西勾配が小さくなると、対流活動の活発な海域が平常時よりも東に移動し、東風が弱くなる。東風が弱くなると、赤道湧昇と西部への暖水の吹き寄せが弱くなって、躍層深度の東西勾配が小さくなる。躍層深度の東西勾配が小さくなれば、海面水温の東西勾配の小さい状態が維持されやすくなる。以上のような過程で、正のフィードバックが働くと考えられる(Bjerknes 1969)。一方、ラニーニャ現象時には、海面水温の東西勾配が大きい 東風が強い 躍層の東西勾配が大きい 海面水温の東西勾配が大きい、というやはり正のフィードバックが考えられる。

しかし、現実にはエルニーニョ現象とラニーニャ現象は数年程度の時間スケールで消長しており、このような変動が実現するためには、前段の説明では



第 2.4.39 図 太平洋赤道域で西風を吹かせた時の躍層の深さの変化 (reduced gravity model による数値実験) 寒色 (暖色) は躍層が初期値より浅い (深い) ことを示す。上から 1、18、67、100、120 日目。1 日目の四角の領域 (160 ~ 180°、2.5°S ~ 2.5°N) が西風を吹かせた領域である。

一見安定でありそうなエルニーニョ / ラニーニャ現象の状態を終わらせる機構が必要と考えられる。そのような機構として、様々なモデルが提案されてい



第 2.4.40 図 遅延振動子の模式図

Wang and Picaut (2004) から転載。縦軸は時間 (年) を示す。陰影部は海面水温偏差 (El Niño の部分は正偏差、La Niña の部分は負偏差)、中部の太い矢印は東西海上風速の偏差、細い矢印は海洋赤道波動の伝播 ( $K_{up}$ ,  $K_{down}$  は冷水 (upwelling)・暖水 (downwelling) ケルビン波、 $R_{up}$ ,  $R_{down}$  は冷水・暖水ロスビー波) を示す。

るが、現在のところ簡単なモデルで現実の変動を首尾一貫して説明するものは現れていない (詳しくは Wang and Picaut (2004) のレビューなどを参照のこと)。

それらのモデルは 2 つに大別できる。1 つは太平洋赤道域の大気と海洋が相互作用して振動系を形成し、エルニーニョ現象とラニーニャ現象との間を往復するというもの (以下のア・とイ・)、もう 1 つは、エルニーニョ / ラニーニャ現象はやはり一種の安定な状態であり、大気のランダムな擾乱が加わることによって、一方から他方へ遷移するというものである (ウ・)。

#### ア．遅延振動子

遅延振動子の説明のため、まず、海上風の強制による赤道域の海洋波動の励起とその後の伝播について述べる。第 2.4.39 図は太平洋熱帯域を模した簡単な数値モデルで、初期に赤道域の海上で西風を吹かせたあとの海洋の状態の時間発展を計算した結果である。何らかの原因で太平洋赤道域の海上に西風偏差が生じると、偏差域から東へ暖水ケルビン波、西へ冷水ロスビー波が伝播する (第 2.4.39 図の 18 日

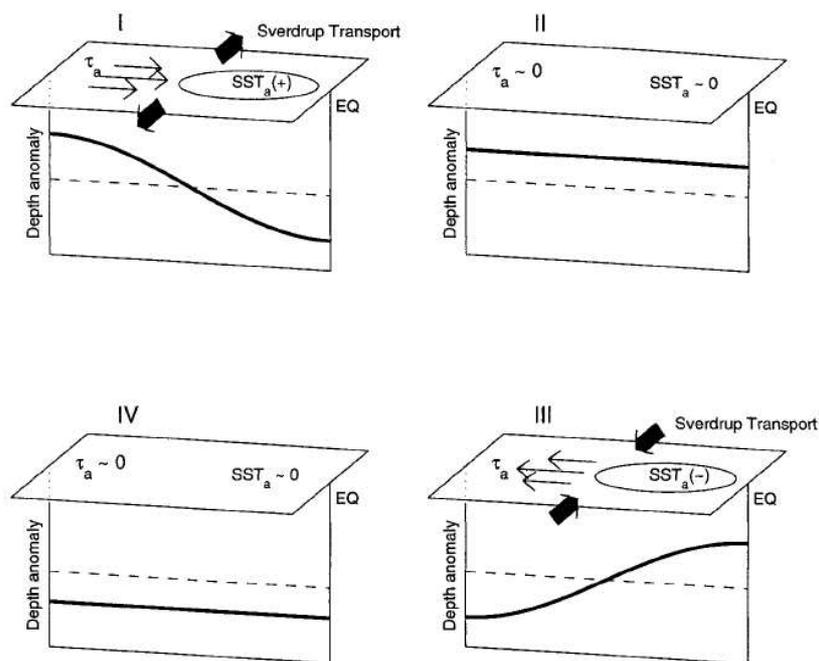
目)。こうした初期の応答は躍層の東西勾配を小さくするように作用する。冷水ロスビー波は西岸に到達すると反射して、冷水ケルビン波となる (第 2.4.39 図の 67 ~ 100 日目)。冷水ケルビン波は東進して (第 2.4.39 図の 120 日目)、初期には暖水ケルビン波に押し下げられた躍層を、逆に浅くする作用を及ぼす。この作用は、西風偏差が生じてから波動が西岸で反射して戻ってくるのにかかる時間だけ遅れる。一方、初期に東進していた暖水ケルビン波は東岸に達すると、一部は東岸に沿って南北に伝播し (沿岸ケルビン波<sup>7</sup>)、反射して赤道ロスビー波となるのは、残りの部分だけである (第 2.4.39 図の 67 ~ 100 日目)。従って、東岸での赤道波動の反射による遅延作用は比較的小さいと考えられる。

Suarez and Shopf (1980) はこのような赤道波動の遅延作用によって、エルニーニョ / ラニーニャ現象のサイクルを説明できるとするモデルを提案した。第 2.4.40 図はその模式図である。この図では、1 年目にエルニーニョ現象が発生しており、中部から東部にかけて海面水温の正偏差が現れている。これに伴って西風偏差が発生し、東へ暖水ケルビン波、西へ冷水ロスビー波が伝播を始める。冷水ロスビー波が西岸に達すると反射して冷水ケルビン波として東進を始める。冷水ケルビン波が中部に到達するまでの間は、正のフィードバックが働いて西風偏差は強まるが、その後は冷水ケルビン波による負のフィードバックと競合するようになる。西風偏差が持続する間は冷水ケルビン波が次々に東進し、正のフィードバック作用が飽和すれば、海面水温の正偏差は解消に向かう。ラニーニャ現象時には海上風偏差とロスビー・ケルビン波の符号が逆になるだけで、同様の経過を辿る。

#### イ．再充填振動子 (recharge oscillator)

Jin (1997) は赤道の南北におけるスベルドラップ

<sup>7</sup> 回転系において理想化した海岸 (鉛直壁) に沿って伝わる波動が存在し、北半球では岸を右に見て進み、南半球では岸を左に見て進む。これを沿岸ケルビン波と呼ぶ。岸に直行する長さスケールはロスビー変形半径で決まる。岸に沿う方向の流速成分しか持たず、岸を赤道に置き換えれば赤道ケルビン波に構造が似ている。



第 2.4.41 図 再充填振動子の模式図

Meinen and McPhaden(2000)から転載。 I はエルニーニョ現象時、 II はエルニーニョ現象からラニーニャ現象への遷移期、 III はラニーニャ現象時、 IV はラニーニャ現象からエルニーニョ現象への遷移期。水平の四角は太平洋赤道域を表し、楕円は海面水温の偏差域、細い矢印は風応力偏差、太い矢印は赤道への熱輸送の偏差を示す。鉛直の四角は太平洋の赤道に沿った断面を表し、その中に描かれている実線は赤道に沿った躍層深度の東西分布を示す（破線が偏差 0 で、下向き正）。

輸送<sup>8</sup>による太平洋赤道域への熱の放出・蓄積が、エルニーニョ / ラニーニャ現象のサイクルにとって重要であるとする、再充填振動子 (recharge oscillator) というモデルを提案した。第 2.4.41 図はこのモデルを模式的に描いたものである。

エルニーニョ現象時には東部における海面水温の正偏差にตอบสนองして、西部から中部にかけて西風偏差が生じ、東部で躍層が深くなる。東部で躍層が深まると海面水温偏差はますます増大するという正のフィードバックの結果、エルニーニョ現象は最盛期を迎える（第 2.4.41 図の I）。同時に、赤道の南北両側における極向きのスベルドラップ輸送（海上風の低気圧性の回転に対応）が太平洋赤道域全体の躍層を徐々に浅くし、東部での海面水温を下降させ、つ

いにはエルニーニョ現象を終息させる。こうした変化は赤道域からの表層貯熱量の放出と見ることもできる。この時、海面水温と風応力は平年並となり、従って、躍層の傾きも平年並となるが、エルニーニョ現象時の熱の放出によって、躍層深度は全体的に浅くなる（第 2.4.41 図の II）。躍層が全体に浅いことによって、平年並の風応力の下でも、赤道湧昇による海面の冷却は平年より強くなる。この効果は気候的に躍層の浅い東部で強く現れ、東部に海面水温の負偏差が生じ、ラニーニャ現象が発生する。以後エルニーニョ現象時と同様の機構により、ラニーニャ現象は最盛期を迎え（第 2.4.41 図の III）、ラニーニャ現象が終息した時には、躍層は全体に深くなる（第 2.4.41 図の IV）。そして、再びエルニーニョ現象が発生する。

このモデルによれば、エルニーニョ（ラニーニャ）現象が発生する条件として、太平洋赤道域全体の躍層がほぼ一様に深く（浅く）なっていることが必要である。これは、太平洋赤道域に熱が蓄積（放出）

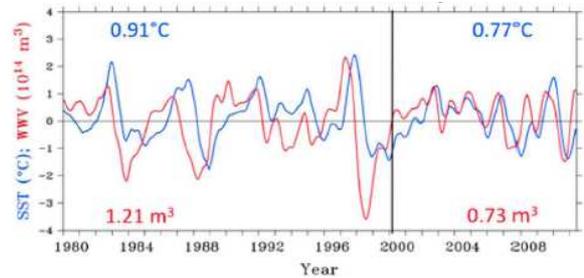
<sup>8</sup> 海洋の内部領域（海岸付近を除く領域）では、風応力の回転 ( $\text{curl} = \frac{\partial}{\partial x} \tau_y - \frac{\partial}{\partial y} \tau_x$ ) に比例する南北輸送が生じる ( $V = (1/\rho) \text{curl}$  ;  $V$  は南北流速を海面から海底まで積分したもの、 $\rho$  は海水の密度)。この質量輸送をスベルドラップ輸送と呼ぶ。

されていることに対応する。このことは、海洋表層の状況を監視することが、海面水温の予測にとって重要であることを示している。実際、第2.4.42図を見ると、暖水の体積(Warm Water Volume)は概ね海面水温に先行するような変動をしており、再充填振動子と定性的には矛盾しない。ただし、その位相関係は変化しており、1980年代から1990年代には暖水の体積が2～3季節先行していたが、2000年以降には1季節くらいしか先行しないようになっており、また、変動の振幅が2000年以降には以前に比べて小さくなっている(McPhaden 2012)。こうした変化の要因は明らかではないが、暖水の体積をエルニーニョ/ラニーニャ現象の先行指標として用いることについては注意が必要である。

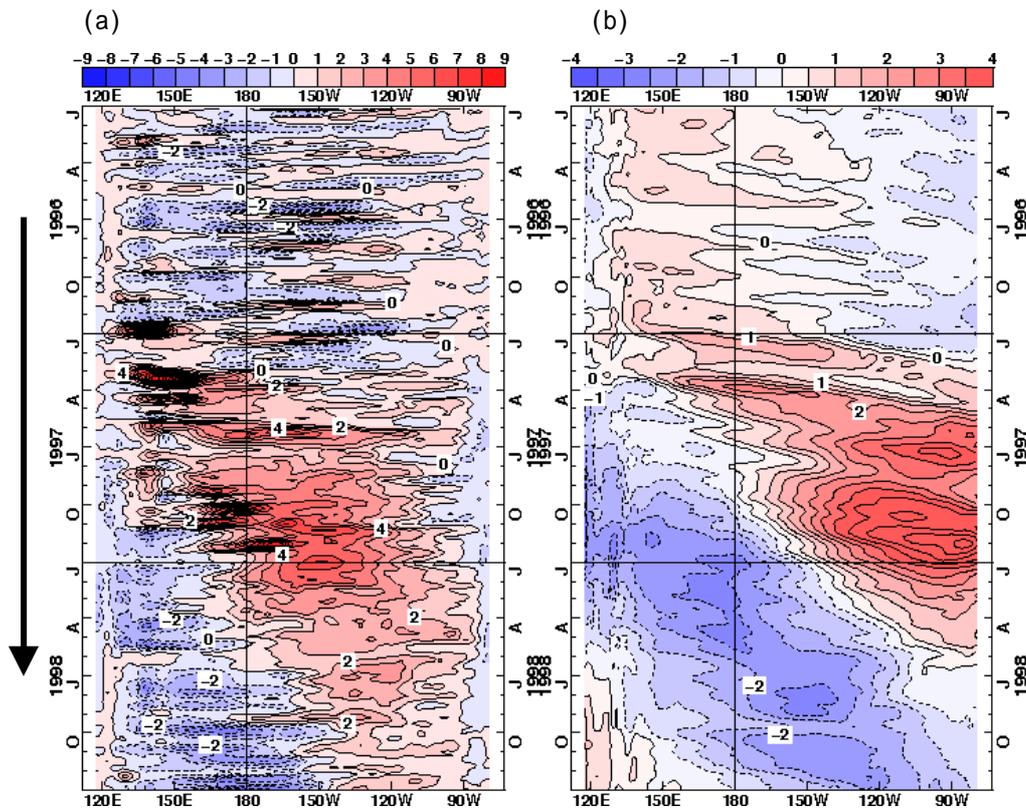
ウ．大気の短周期変動の影響

遅延振動子や再充填振動子はエルニーニョ/ラニーニャ現象の重要な側面を説明するものと考えられ

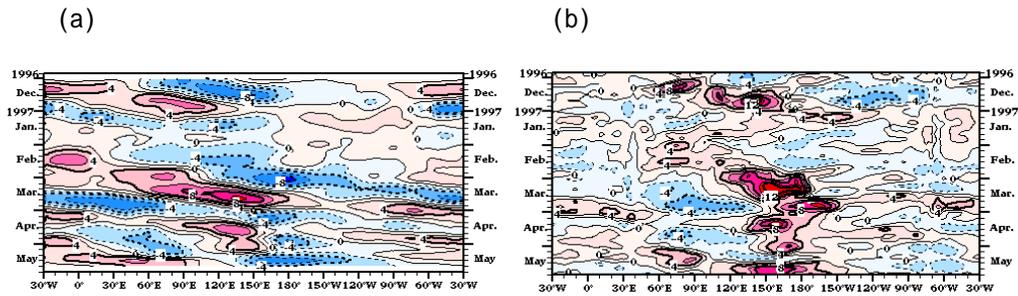
るが、例えば、現象の周期が一定でないことや、変動の大きさが個々の現象によって異なることなどは、これらのモデルで説明することは難しい。また、これらの振動子が実際に振動するためには、モデルの性質を規定するパラメータがある一定の範囲内にな



第2.4.42図 太平洋赤道域(5°S~5°N, 120°E~80°W)の暖水の体積(Warm Water Volume; 20以上の海水の体積; 赤線)とNINO.3.4海域の海面水温(青線)との平年偏差の時系列  
McPhaden(2012)から転載。グラフ内の数値は、左が1999年まで、右が2000年以降のそれぞれ平均値で、いずれの時系列も振幅が最近小さくなっていることを示している。



第2.4.43図 1997/98年エルニーニョ現象前後(1996~1998年)の東西風応力(a)と貯熱量(b)との偏差の赤道に沿った時間経度断面図  
風応力の実線は西風偏差、破線は東風偏差を表す。等値線間隔は(a)0.01N/m<sup>2</sup>、(b)0.5。 (b)は第2.4.35図(b)の再掲。



第 2.4.44 図 1997/98 年エルニーニョ現象前後の 200hPa 速度ポテンシャル(a)と 850hPa 東西風速(b)との偏差の赤道に沿った時間経度断面図  
 速度ポテンシャルの実線(赤の陰影)は収束偏差、破線(青の陰影)は発散偏差を表す。東西風速の実線(赤の陰影)は西風偏差、破線(青の陰影)は東風偏差を表す。等値線間隔は(a) $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(b)2m/s。

けれどもならないが、現実の大気・海洋がそのようなパラメータの範囲に当てはまるかどうかは必ずしも明らかではない。

現実のエルニーニョ/ラニーニャ現象の消長には大気の短周期変動が重要な働きをしていると考えられている。実際、西部太平洋赤道域において一時的に強い西風が吹く現象(西風バースト)が、強い暖水ケルビン波の東進をもたらし、エルニーニョ現象の発生を促すということが観測されている(Seiki and Takayabu 2007)。

第 2.4.43 図を見ると、1996 年 12 月から 1997 年 1 月にかけてと、1997 年 3 月から 4 月にかけて、強い西風が西部太平洋赤道域で吹き、暖水ケルビン波の東進を引き起こしていることがわかる。特に 3 月頃の西風に対応する暖水ケルビン波が東部に到達したあと、しばらく貯熱量の正偏差が東部で続いており、エルニーニョ現象発生の直接の引き金になったと考えられる。

こうした西風は、赤道季節内振動(MJO; 2.4.2 項参照)としばしば関係していると考えられる。1997 年 2 月下旬の  $150^\circ\text{E}$  付近から発散域(対流活発域に対応)が東へ移動していくのが見られ、3 月中旬には太平洋東部に到達している。上層の発散域の通過に伴って、太平洋西部では下層で西風偏差が生じている(第 2.4.44 図(b))。

赤道季節内振動は第 2.4.44 図(a)からも明らかのように、必ずしも常に規則正しく伝播しているわけではなく、また、西部の西風の全てが赤道季節内振動に関係しているとは限らない。このような大気の

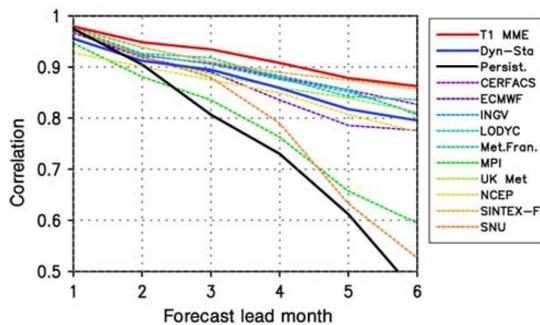
短周期変動が関わることによって、エルニーニョ/ラニーニャ現象の消長は不規則となり、長期に亘る予測は難しくなると考えられる(e.g. Kleeman and Power 1994)。

#### (5) エルニーニョ/ラニーニャ現象の予測

以上で述べてきたように、エルニーニョ/ラニーニャ現象の消長には大気と海洋の相互作用が本質的に重要な役割を果たしており、また、その相互作用は様々な要因が関係する結果、非常に複雑なものとなる。従って、現象の予測のためには、そうした複雑な相互作用を表現する精緻な数値モデルが必要である。予測モデルは、風が海面に及ぼす力、大気・海洋間の熱や水のやり取り、大気と陸面間の相互作用、大気の放射過程や海洋表層での放射の吸収、海水の運動などを適切に表現しなければならない。

また、本項(4)で述べたように、太平洋赤道域の海洋表層の状況はその後の大気・海洋系の変動に大きな影響を及ぼす。このため、予測モデルにおいて、海洋の初期値を適切に与えることは特に重要である。

気象庁気候情報課では、1999 年 8 月よりエルニーニョ予測モデル(JMA-CGCM; 通称「空海」)の運用を開始した。2003 年 7 月には「空海」のバージョンアップを行ない(JMA-CGCM02; 通称「空海 2003」; 北村 2003)、さらに、2008 年 2 月には、気象研究所と気候情報課との共同開発による新しいモデル(JMA/MRI-CGCM; Yasuda et al. 2007)を導入した。その後も、アンサンブル手法などの改良を行ない、



第 2.4.45 図 各国のモデルの NINO.3.4 海域の海面水温の予測精度 (アノマリ相関)  
Jin et al. (2008)より転載。対象期間は 1980~2001 年。

2010 年 2 月には 3 か月予報および暖・寒候期予報にこの結合モデルを導入した。予測モデルに与える海洋の初期値としては、本項 (3) で言及した全球海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-G) の計算結果を用いている。

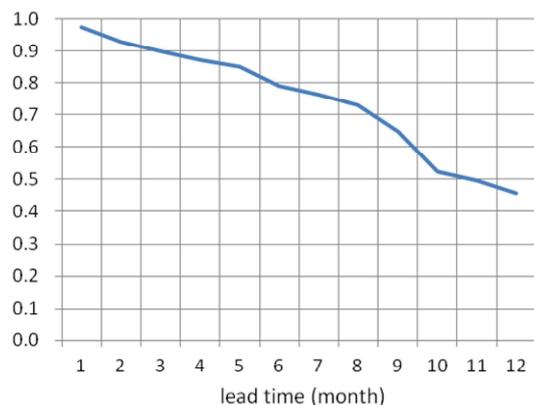
平井 (2009) によると、JMA/MRI-CGCM のエルニーニョ監視海域 (NINO.3) の月平均海面水温の予測精度は、リードタイム 7 か月でアノマリ相関が 0.7 となっており、各国のモデルの予測精度と比べてほぼ互角である。ここでは、Jin et al. (2008) に示されている各国のモデルの予測精度 (第 2.4.45 図) と比較するため、1980~2001 年の NINO.3.4 海域の海面水温の予測精度 (アノマリ相関) を示す (第 2.4.46 図)。これを見ても JMA/MRI-CGCM ではリードタイム 6 か月でアノマリ相関 0.8 程度となっており、Jin et al. (2008) に取り上げられているモデルと同等の精度であることが分かる。

今後、結合モデルの各コンポーネントの高解像度化・精緻化を行い、海洋モデルに北極海を入れて海水モデルを導入するなどして、さらなる精度向上を図る予定である。

#### (6) インド洋海洋変動の特徴 - 年平均と季節変動

次に、近年、大気への影響が目目されているインド洋の海洋変動について述べる。まずは、それを理解するための基本として、ここでは、年平均平年値と季節変化から見たインド洋の特徴を太平洋や大西洋と比較して記述する。なお、海面水温の季節変化

#### NINO34 ACC (1980-2001)



第 2.4.46 図 JMA/MRI-CGCM のハインドキャストにおける NINO.3.4 海域の海面水温の予測精度 (アノマリ相関)  
対象期間は 1980~2001 年。

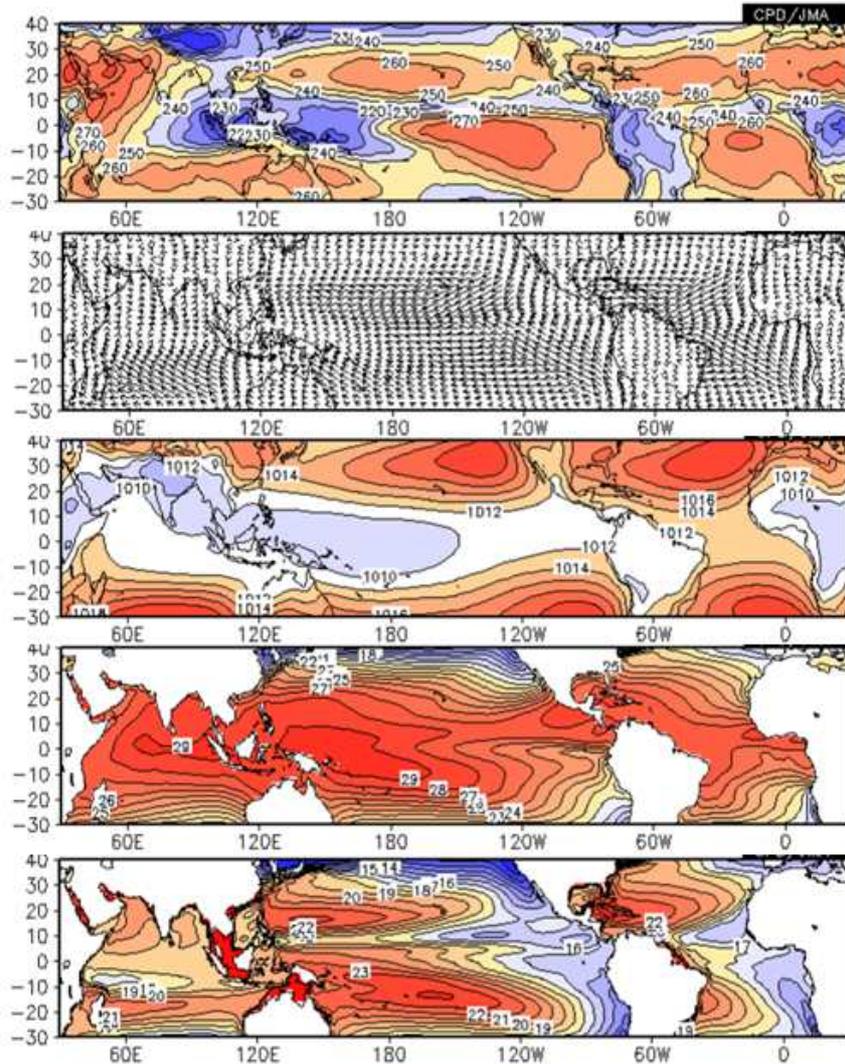
については既に第 2.3.5 項で記述しており説明が重なる部分もあるが、インド洋の海洋変動を理解するために必要であることから、ここでも記述する。

#### ア. 年平均場の特徴

インド洋熱帯域の特徴を把握するため、第 2.4.47 図に、OLR、地上風 (U; V10)、海面気圧 (SLP)、海面水温 (SST) および表層貯熱量 (OHC) の年平均平年値を示す。

熱帯の対流活発域は、インドネシア付近、南米およびアフリカに見られ、その中でもインドネシア付近が最も顕著である。太平洋と大西洋では、赤道の北側の熱帯収束帯 (ITCZ) が明瞭だが、インド洋では OLR の極小域が赤道域の東部に集中し、ITCZ は明瞭ではない。この対流活発域の分布と対応して、太平洋と大西洋の熱帯では東風 (貿易風) が卓越し、ITCZ に吹き込むように吹いているが、インド洋赤道域では弱い西風となっている。

こうした海上風の相違に対応して、赤道域の海水温の分布もインド洋と太平洋・大西洋とで明瞭に異なる。太平洋・大西洋では、貿易風によって生じる海洋表層の暖水層の厚さの東西勾配 (西で厚く東で薄い) と赤道湧昇の影響等で、東部の海面水温が低い。一方インド洋では、熱帯域赤道以北で弱い西風となっているため、表層水温には明瞭な東西コント



第 2.4.47 図 熱帯域の海洋気象要素の年平均年平値

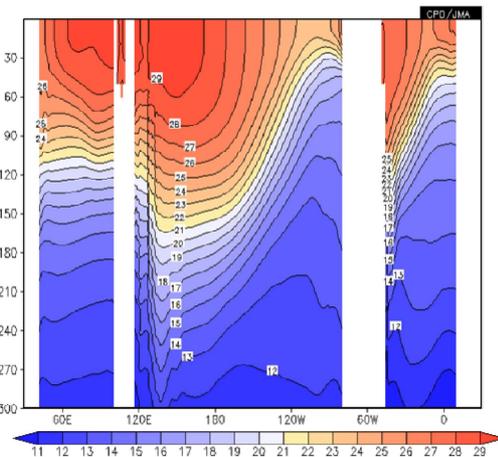
上から、外向き長波放射(OLR;  $W/m^2$ )、地上風(m/s)、海面気圧(hPa)、海面水温 (SST;  $^{\circ}C$ )、深さ 300m までの平均水温 (OHC;  $^{\circ}C$ )。陰影は、外向き長波放射では極小域に、海面気圧では極大および極小域に、海面水温と深さ 300m までの平均水温では極大域に施してある。年平値は 1981~2010 年の平均。

ラストは見られず、東部よりも西部の海面水温が低い。このような赤道域の水温分布の特徴は、第 2.4.48 図に示す赤道に沿った鉛直断面図にも明瞭に見られる。

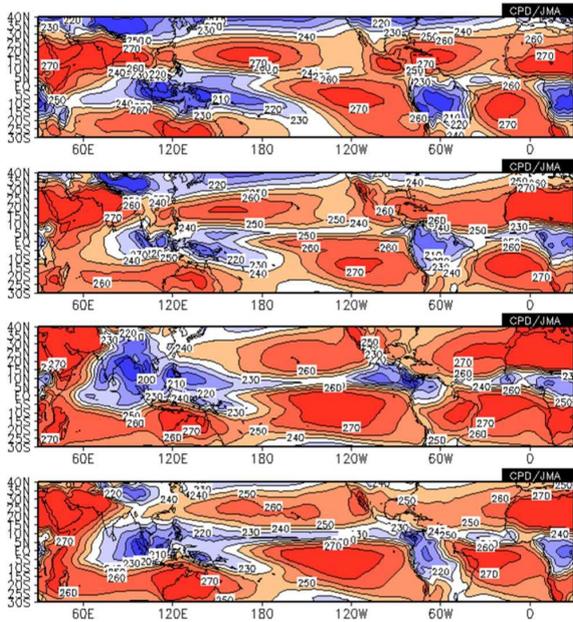
亜熱帯の大気の高気圧性循環に駆動される海洋の亜熱帯循環に対応する OHC の極大域は、太平洋と大西洋の南北両半球に見られる(第 2.4.47 図)。一方、インド洋での OHC の極大域は亜熱帯高気圧がある南半球にしか見られない。

#### イ．季節変化の特徴

季節毎の特徴を見ると北側に陸地が広がるインド



第 2.4.48 図 赤道域における水温の年平均年平値 ( $0.5^{\circ}S \sim 0.5^{\circ}N$  の平均) 等値線間隔は  $1^{\circ}C$ 。図中白く抜けているのは陸。

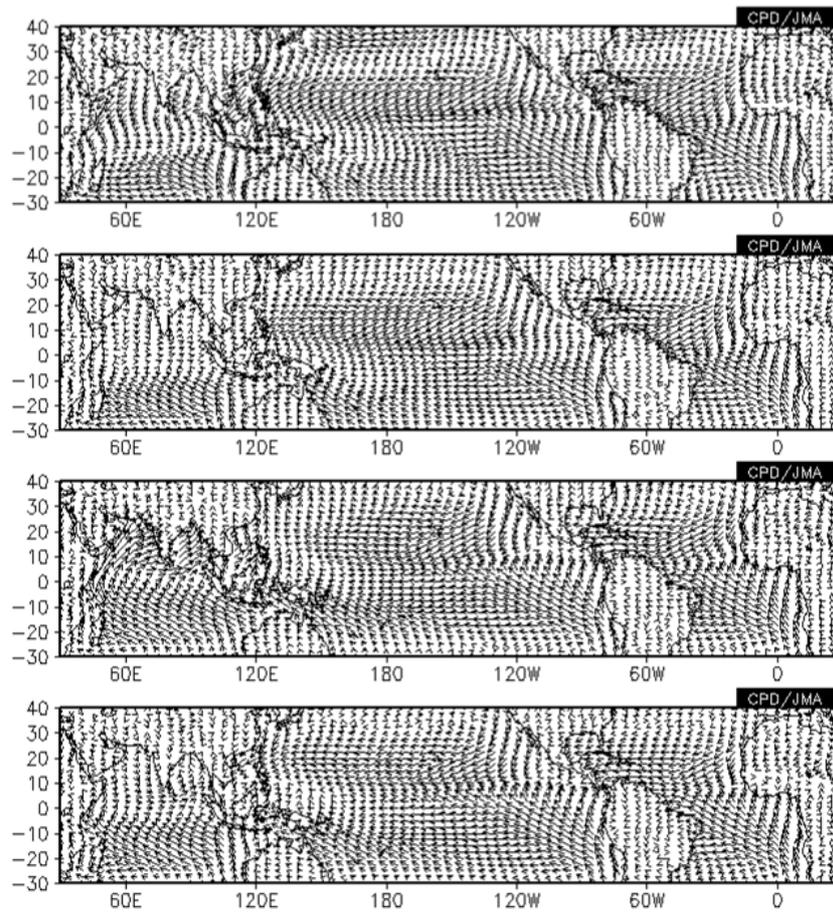


第 2.4.49 図 外向き長波放射の季節平均平年値  
上から北半球の冬(12~2月)、春(3~5月)、夏  
(6~8月)、秋(9~11月)。単位 W/m<sup>2</sup>。

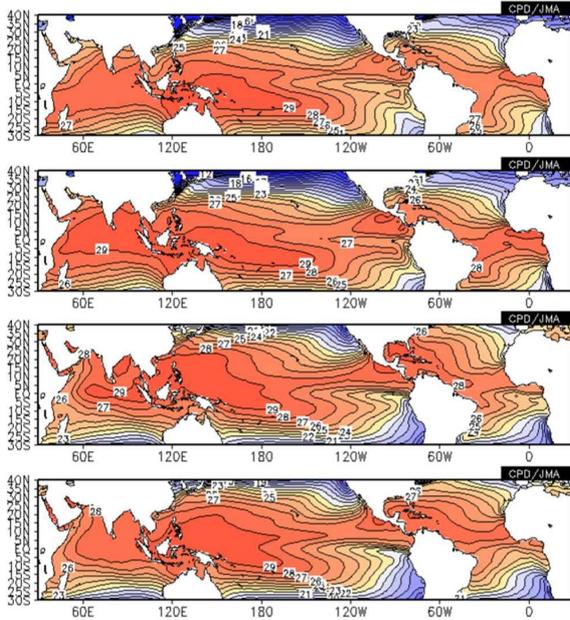
洋と他の大洋との違いがより明瞭となる。

インド洋では北半球の低緯度まで大陸が存在し、海陸コントラストの季節変化の影響が熱帯の海洋に広く及ぶことが特徴的である。対流活発域の中心は、北半球の冬や春にはインドネシア付近にあるが、夏にはベンガル湾付近に移動する(第 2.4.49 図)。地上(海上)風は、インド洋の南半球では赤道付近を除き、1年中南東風となっているが、インド洋から南シナ海にかけての北半球では冬に北東風、夏に南西風となり、季節により風向きが反転する(第 2.4.50 図)。

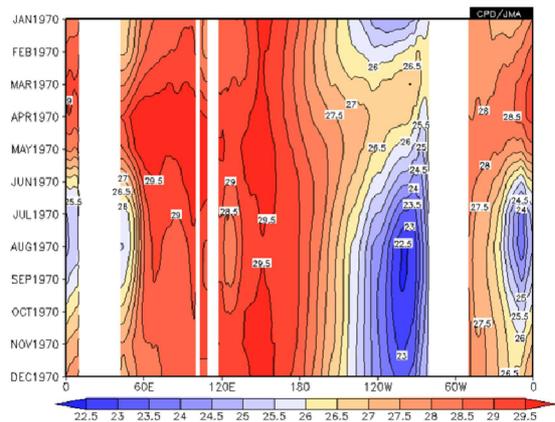
こうした大気の変化に対応して、海面水温の季節変化(第 2.4.51 図)には、以下のような特徴がある。太平洋の中部からインドネシア付近にかけての熱帯では1年を通じて 29 以上の高温域が見られる。一方、インド洋の熱帯では季節変化が大きく、北半球の春に海面水温が最も高くなり 29 以上の高温が



第 2.4.50 図 地上風の季節平均平年値  
上から北半球の冬(12~2月)、春(3~5月)、夏(6~8月)、秋(9~11月)。



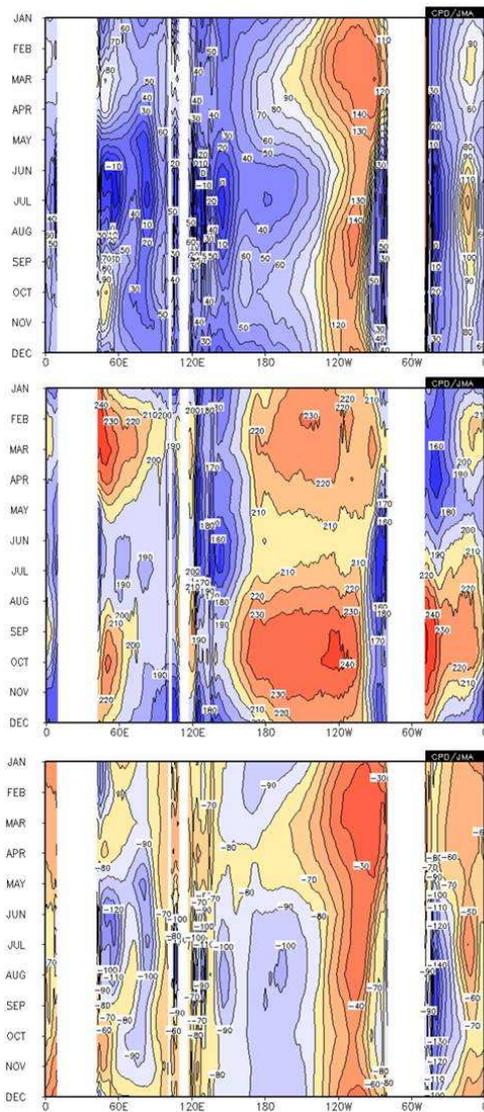
第 2.4.51 図 海面水温の季節平均平年値  
上から北半球の冬（12～2月）、春（3～5月）、夏（6～8月）、秋（9～11月）。単位。



第 2.4.52 図 赤道における海面水温（ $0.5^{\circ}\text{S} \sim 0.5^{\circ}\text{N}$ の平均）の季節変化

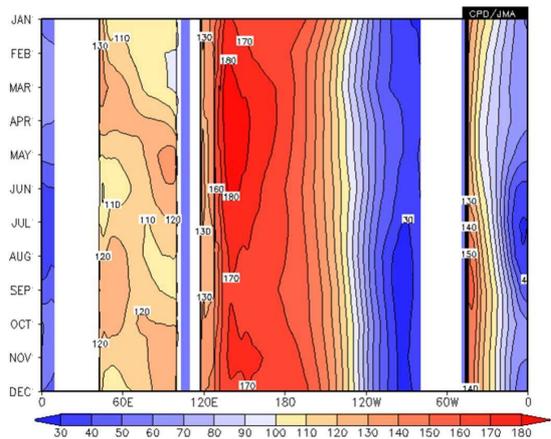
広範囲で見られるのに対し、夏には 29 以上の海域はベンガル湾の一部と赤道域東部やスマトラ島沿岸に限られる。北半球の秋・冬になるとインド洋では 29 以上の海域は見られない。28 以上の海域は、インド洋熱帯域の中部から東部で 1 年中見られる。

時間経度断面図（第 2.4.52 図）を見ると、西部太平洋では 5～6 月と 11～12 月の年 2 回の高温ピークがあるのに対し、インド洋、大西洋、および東部太平洋では年 1 回のピークで、3～5 月頃に最も高温となる。この時期には東西の海面水温差は小さくなる。

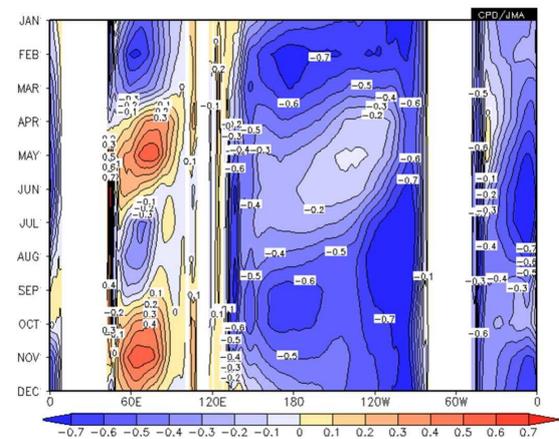


第 2.4.53 図 赤道における下向き熱フラックス（ $0.5^{\circ}\text{S} \sim 0.5^{\circ}\text{N}$ の平均）の季節変化  
上：正味、中：短波放射、下：潜熱。単位  $\text{W}/\text{m}^2$ 。

赤道域における熱フラックスの季節変化（第 2.4.53 図）を見ると、正味のフラックスには値の大きい短波放射の季節変化に対応した春と秋 2 回のピークが見られる。西部太平洋からインド洋にかけての暖水域 (warm pool) のうち、西部太平洋の年 2 回の海面水温の極大（第 2.4.52 図）は正味の熱フラックスの極大から 1 か月程度遅れて現れるが、インド洋では秋のフラックスのピークに対応する海面水温の極大が見られない。インド洋で海面水温の季節変化がフラックスと整合的でないのは、インド洋では海洋の南北移流が重要な役割を果たしている



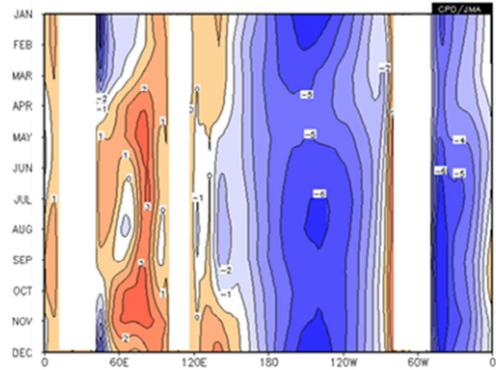
第 2.4.54 図 赤道における 20 水温の深度(0.5°S~0.5°N の平均)の季節変化  
単位 m。



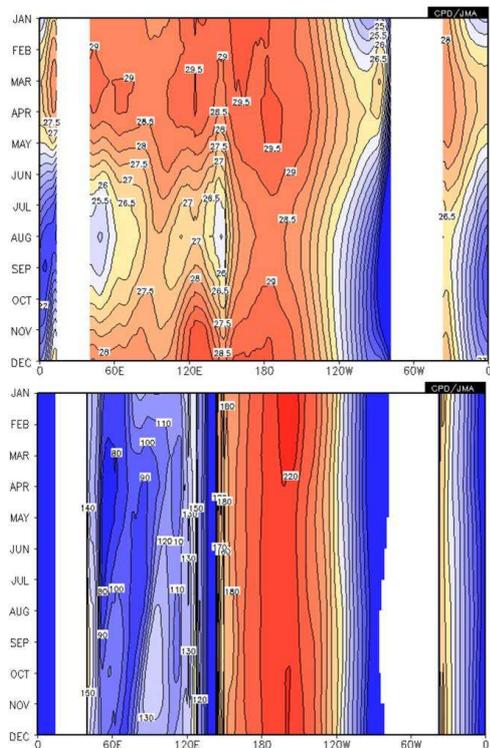
第 2.4.55 図 赤道における東西流(0.5°S~0.5°N の平均)の季節変化  
海洋データ同化システムの第 1 層(深さ 1m)の流れ。  
単位 m/s。

(Loschnigg and Webster 2000)からだと考えられる。

水温躍層の深さに相当する 20 水温の深度の時間経度断面図(第 2.4.54 図)には、太平洋と大西洋では西で深く(高温)東で浅い(低温)傾向が年を通じて見られる。一方、インド洋では 3 月頃と 9 月頃を中心に西部に高温のピークが見られ、それに 2 か月程度遅れて 5 月頃と 11 月頃を中心に東部に高温のピークが見られる。インド洋のこのような季節変化の特徴は、海面付近の東西流の向きが季節によって反転するのに対応している(第 2.4.55 図)。太平洋と大西洋では、年を通じて西向きの流れが卓越する。インド洋の季節的な東向きの流れ(Wyrtki Jet と呼ばれる; Wyrtki 1973)の時期は、海上の西風の



第 2.4.56 図 赤道における海上東西風(0.5°S~0.5°N の平均)の季節変化  
単位 m/s。



第 2.4.57 図 10°S における海面水温(上)と 20 水温深度(下)の季節変化  
9°S~11°S の平均。単位 (上)、m(下)。

ピークの時期に対応しており(第 2.4.56 図)、こうした季節変化が海上風によって駆動されていると考えられる。

インド洋では、年を通じて 10°S 付近より北では東向きの赤道反流が流れ、南側では西向きの南赤道海流が流れている。そのため、マダガスカル島の北東沖では水温躍層が浅く、海洋表層の変化が海面水温

の変化の要因となり易い。このことがこの海域での大気と海洋の相互作用に影響すると指摘されている (Kawamura et al. 2003; Yamagata et al. 2004; Annamalai et al. 2005; Xie et al. 2002)。第 2.4.57 図は、 $10^{\circ}\text{S}$  に沿った海面水温、20 水温深度の時間経度断面である。 $10^{\circ}\text{S}$  の  $150^{\circ}\text{E}$  から  $140^{\circ}\text{W}$  の太平洋では年を通じて 27 以上の高温が維持されているが、インド洋では 7 月から 9 月にかけては西部を中心に広い範囲で 27 以下の低温となっている。20 水温の深度の季節変化 (第 2.4.57 図下) では、北半球の夏頃にインド洋中部で生じた極小域が西に伝播し、翌年の春から夏にかけて西部に達している。この西進はロスビー波の特徴を示す。この冷水域が海面水温の低温ピークに対応し、季節変化においても海面水温と海洋の内部構造が関係していることが分かる。

#### (7) インド洋の年々変動

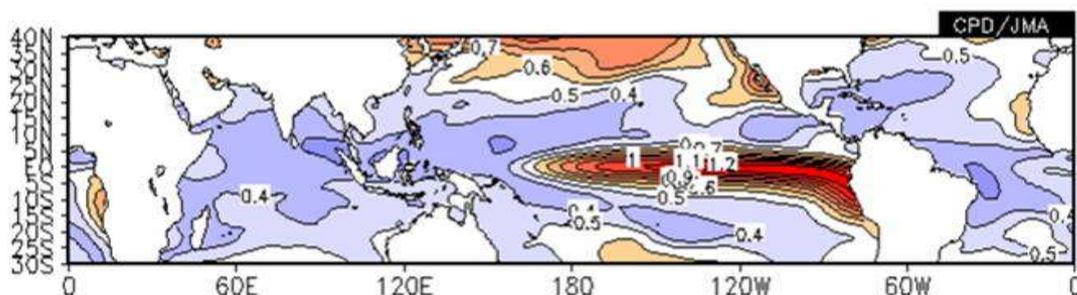
##### ア. 年々変動の大きさ

海面水温の変動の大きさ (第 2.4.58 図) は、太平洋赤道域の中部から東部にかけての変動が圧倒的に

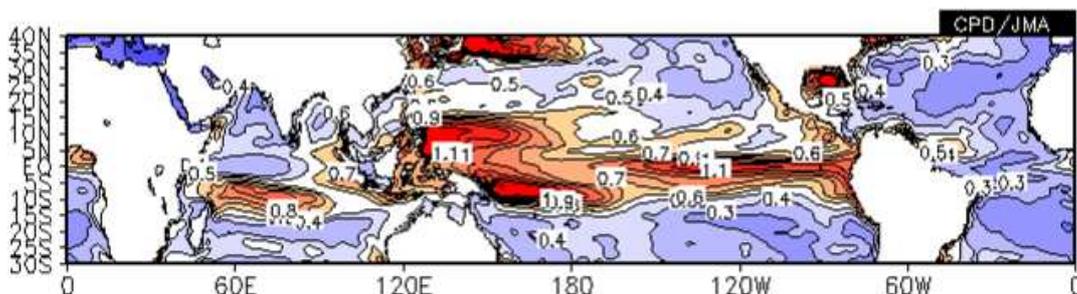
大きい (約 1.2 の極大値)。その他の熱帯域では東部大西洋の変動がやや大きい、それを除くと 0.4 程度で東部太平洋赤道域の極大値の 1/3 である。太平洋赤道域の変動の殆どは、エルニーニョ / ラニーニャ現象によるもので、熱帯海面水温の年々変動で大きな割合を占めている。インド洋では、ソマリア沖、アラビア海、ベンガル湾、マダガスカル島の北東沖および  $10^{\circ}\text{S}$  以南の熱帯域に 0.4 以上の領域が見られる。赤道域では西部を除き変動が小さい。

OHC の変動の大きさ (第 2.4.59 図) は、太平洋赤道域の中部から東部の他、フィリピン東方とニューギニア島東方でも大きい。これらは、エルニーニョ / ラニーニャ現象に伴う海面下の変動の特徴を表しており、水温躍層深度の変動が、東部のみならず、西部でも大きいことを反映している。インド洋では、 $10^{\circ}\text{S}$  を中心として東西に変動の大きい領域が広がる。ソマリア半島沖やスマトラ島とジャワ島の沿岸の変動も大きい。

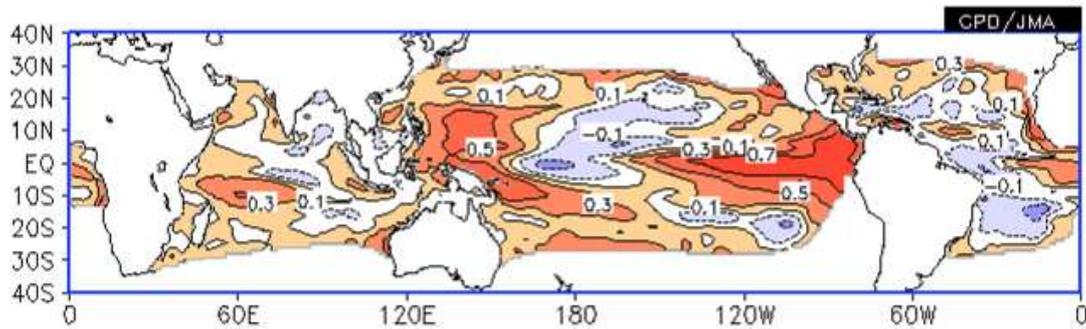
$10^{\circ}\text{S}$  帯のマダガスカル島北東沖では、第 2.4.60 図に示すように水温躍層の深度の変化と海面水温変



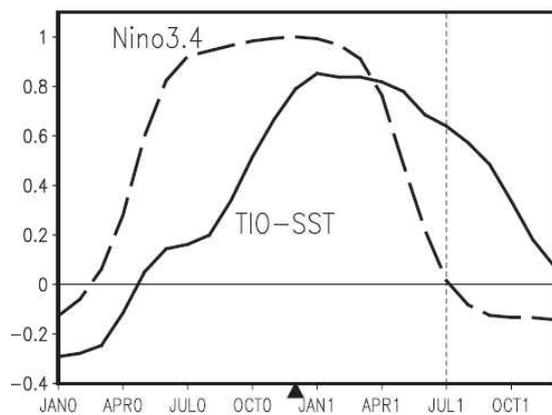
第 2.4.58 図 海面水温変動の標準偏差  
1981 年 1 月 ~ 2010 年 12 月の月平均偏差より算出。単位 。



第 2.4.59 図 表層貯熱量 (深さ 300m までの平均水温) 変動の標準偏差  
1981 年 1 月 ~ 2010 年 12 月の月平均偏差より算出。単位 。



第 2.4.60 図 海面水温と 20 深度の相関係数  
1981 年 1 月 ~ 2010 年 12 月の月平均偏差より算出。



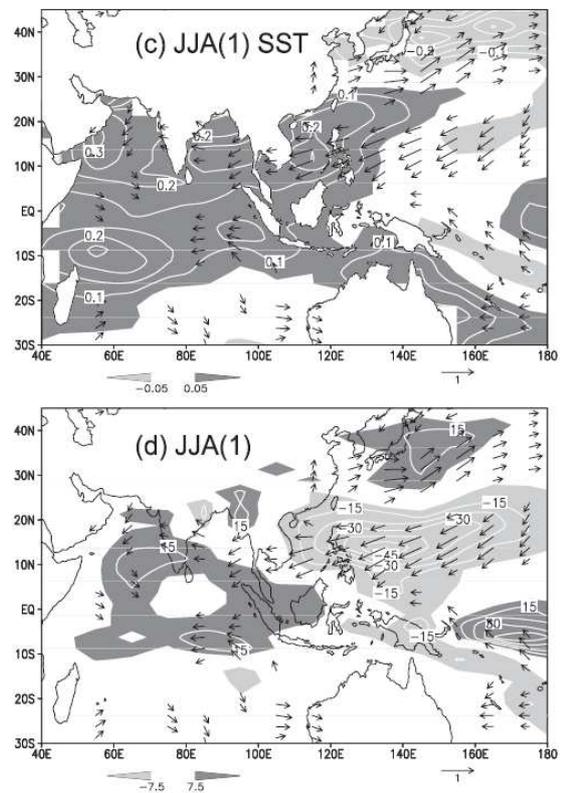
第 2.4.61 図 インド洋熱帯域 (TIO; 20°S ~ 20°N, 40°E ~ 100°E) と NINO.3.4 海域の海面水温の 11 ~ 1 月までの 3 か月平均とのラグ相関係数 (実線) と NINO.3.4 自身のラグ相関係数 (破線)  
Xie et al. (2009) より転載。

動の相関が周囲よりも大きくなっている。

水温躍層深度と海面水温の相関は、海洋の力学が海面水温の変動とどの程度関係があるかの目安となる。海洋の力学が重要な役割を果たしているエルニーニョ現象に関わる東部太平洋赤道域や西部太平洋の熱帯域では、海面水温と 20 水温の深度との相関が高く、それぞれに 0.7 以上と 0.5 以上の値が見られる。

#### イ. エルニーニョ / ラニーニャ現象に伴うインド洋熱帯域の海面水温変動

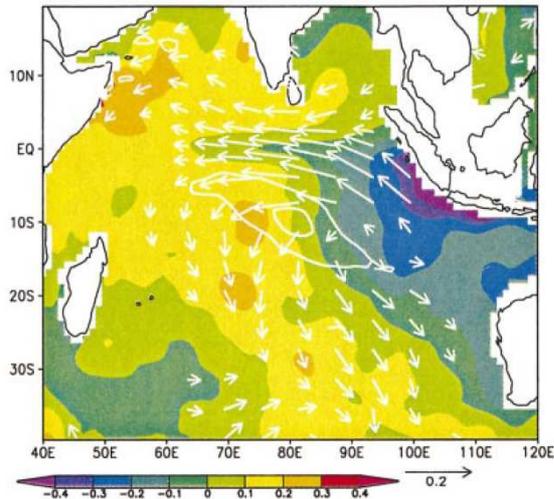
インド洋熱帯域の海面水温は、エルニーニョ現象の発生にやや遅れて高温になる傾向があることが知られている。第 2.4.61 図を見ると、エルニーニョ現象の発達が春頃であるのに対して、インド洋熱帯域



第 2.4.62 図 NINO.3.4 海域の海面水温の 11 ~ 1 月の 3 か月平均に対するインド洋から西太平洋にかけての翌夏 (6 ~ 8 月) の海面水温 (上; ) と降水量 (下; mm/month) (ベクトルは海上風; m/s) の回帰係数  
Xie et al. (2009) より転載。

の昇温は夏から秋にかけて見られる。また、エルニーニョ現象が春に終息した後も、インド洋では夏まで高温が続く傾向があることが分かる。逆に、ラニーニャ現象発生年の翌年の夏にはインド洋熱帯域は低温になる傾向がある。

エルニーニョ (ラニーニャ) 現象発生年の翌年の夏のインド洋熱帯域の高温 (低温) 傾向は、第 2.4.62



第 2.4.63 図 ENSO 指数 ( $3^{\circ}\text{S} \sim 3^{\circ}\text{N}$ 、日付変更線  $\sim 140^{\circ}\text{W}$  の海面水温の 10 ~ 12 月の 3 か月平均) に対するインド洋の 10 ~ 11 月の海面水温 (陰影) 風応力 (ベクトル) および 20 深度 (等値線) の回帰係数  
Xie et al. (2002) より転載。

図に示されるように、インド洋熱帯域のほぼ全域に及ぶ。

エルニーニョ現象時のインド洋熱帯域の昇温について、Klein et al. (1999) はエルニーニョ現象に伴う熱帯域の大気循環の変化によって、インド洋では東部を中心に下降流場となり、日射の増加と海上風の変化に伴う潜熱の増加 (熱の放出の弱まり) が多くの海域で寄与していると指摘した。しかし、インド洋熱帯域の南西部ではこのような熱フラックスの変化では説明できず、海洋のプロセスが働いていることが示唆されている。

Xie et al. (2002) はインド洋熱帯域の南西部における昇温に寄与する以下の海洋のプロセスを見出した。第 2.4.63 図に示されるように、エルニーニョ現象時の秋には、インド洋赤道域は東風偏差となる傾向があり、それに伴って南半球側に高気圧性の海上風の偏差が生じる。この風の強制によって 20 深度の正偏差 (海洋表層の暖水) の傾向が生じるのが同図に示されている。第 2.4.64 図には、ENSO 発生年から翌年にかけての 20 深度と海面水温の傾向が示される。同図(a)では、前述の海洋表層の暖水が、その後、 $10^{\circ}\text{S}$  付近の緯度帯をロスビー波として西進するのが見られる。また、第 2.4.64 図(b)では、表

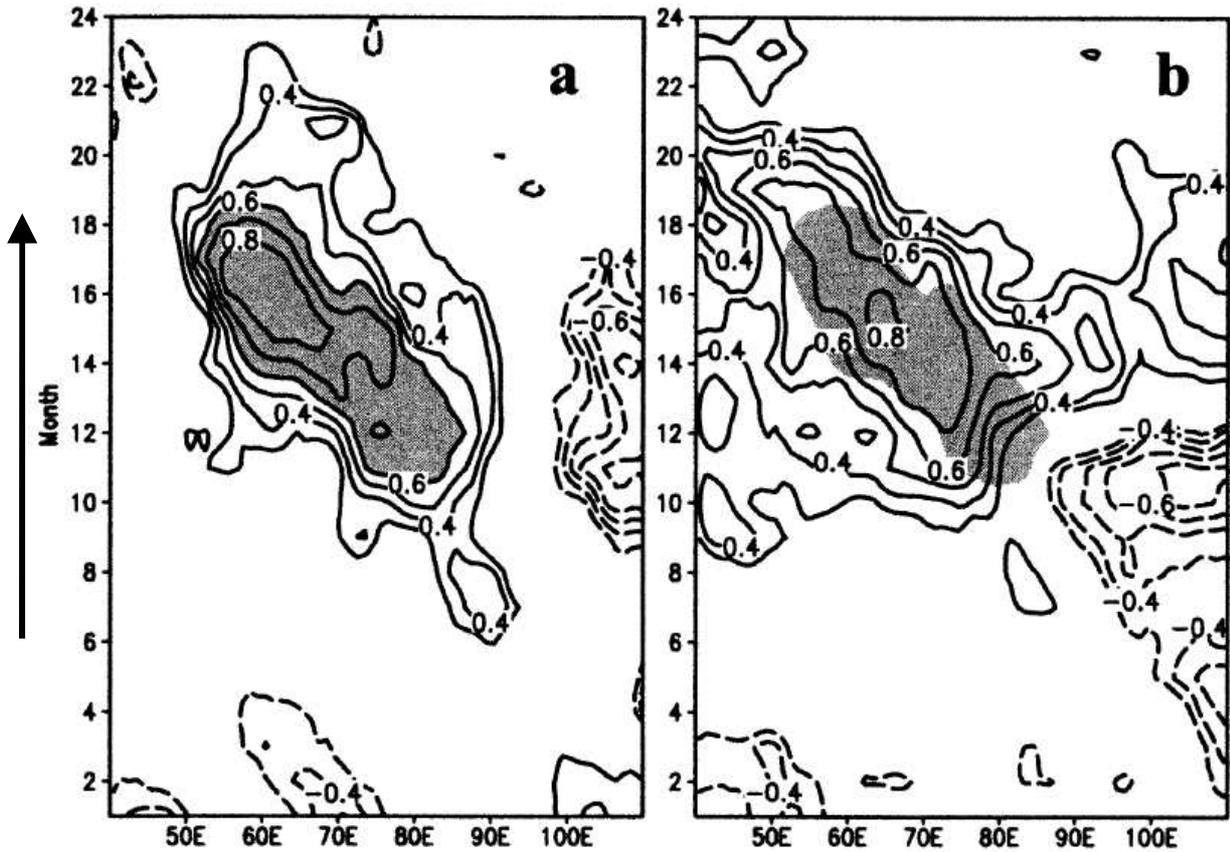
層の暖水の西進にほぼ対応して、海面水温の高温偏差も西へ伝播するのが見られる。この緯度帯のロスビー波がインド洋の中部から西岸付近まで伝播するのに半年以上を要するため、エルニーニョ現象終息後の夏までインド洋熱帯域の南西部の高水温を維持するのに寄与すると考えられる。Du et al. (2009) はさらに、インド洋熱帯域の南西部の昇温が、春から初夏にかけて、赤道の北側で北東寄り、南側で北西寄りの非対称な海上風の偏差をもたらし、北側の偏差は 5 月以降平均風を弱めることから、この時期のインド洋北部の高温化に寄与することを見出した。

Yang et al. (2007) や Xie et al. (2009) は、エルニーニョ現象最盛期の翌夏にインド洋熱帯域の海面水温が高い状態が持続することの影響を調べ、エルニーニョ現象発達の翌夏 (北半球) にフィリピン付近から東にのびる少雨域が見られ (第 2.4.62 図下) 、その北西側には高気圧性の気圧循環場が形成される (第 2.4.62 図では、日本の南で海上風の時計回りの回転が見られる) ことを指摘した。一方、フィリピン付近の対流活動は日本の夏の天候に影響することが知られている (Nitta 1987)。これらの関係から、エルニーニョ現象発生年の翌年の夏に北日本を中心に不順な天候が現れやすくなっていると考えられる。

このように、エルニーニョ / ラニーニャ現象に関係するインド洋熱帯域の海面水温変動と日本付近の天候との関係についての知見が蓄積されたこと、また、結合モデルによる海面水温の予測精度が向上したことから、気象庁は、平成 21 年 (2009 年) 7 月からエルニーニョ監視速報でインド洋熱帯域の海面水温の監視・予測情報を発表している (倉賀野 2009)。

#### ウ．インド洋ダイポールモード現象

Saji et al. (1999) は、インド洋熱帯域の海面水温には、形態としてはエルニーニョ / ラニーニャ現象に似ているが、エルニーニョ / ラニーニャ現象とは独立した固有の変動があることを報告した。Webster et al. (1999) もケルビン波やロスビー波といった赤道波による海面水温変動を伴うインド洋固有の変動がありえることを示唆している。

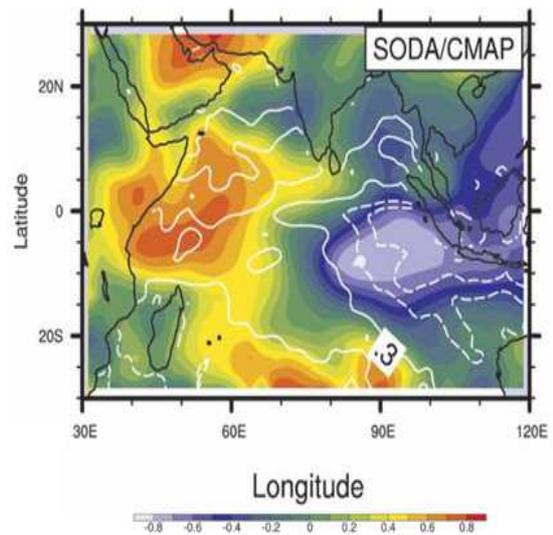


第 2.4.64 図 ENSO 指数 ( $3^{\circ}\text{S}\sim 3^{\circ}\text{N}$ 、日付変更線 $\sim 140^{\circ}\text{W}$ の海面水温の 10 $\sim$ 12 月の 3 か月平均) に対するインド洋の 8 $\sim$ 12 $^{\circ}\text{S}$  平均の 20 深度(a)と海面水温(b)のラグ相関係数  
横軸は経度、縦軸は暦月 (下から上、13 $\sim$ 24 は ENSO 指数の翌年の 1 $\sim$ 12 月)、陰影は 20 深度の相関係数が 0.6 を超えるところ。Xie et al. (2002)より転載。

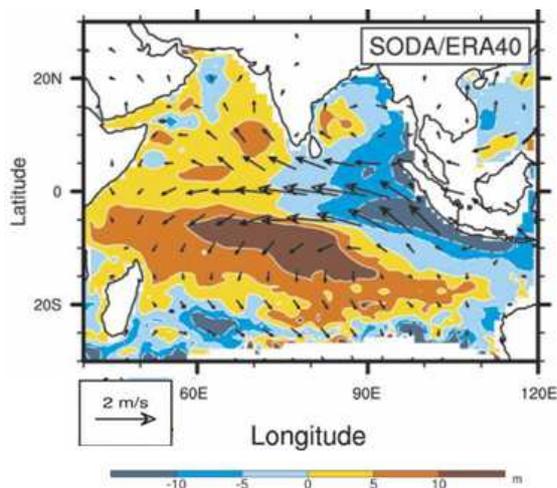
Saji et al. (1999)が提唱した現象は、インド洋ダイポールモード現象 (IOD) と呼ばれ、夏から秋にインド洋東部のスマトラ沖で平年より海面水温が低下し、インド洋熱帯域の西部で平年より海面水温が上昇する特徴を持つ (これを正の IOD と呼び、逆の偏差パターンの場合を負の IOD と呼ぶ)。この変動パターンは、インド洋の海面水温変動の経験直交関数 (EOF) の第 2 モードとして現れる (Yamagata et al. (2004) など)。

スマトラの南西沖では、気候的に 4 月から 10 月にかけて南東風が卓越し、夏にピークとなる。この時期にはインド洋の東部では湧昇が強まって水温躍層が浅くなり、表層水温の変動が海面水温に影響しやすい状態になっている。

正の IOD 発生時には、インド洋熱帯域では海面水温の偏差パターンに対応して、降水量の偏差にも東西双極パターンが現れる (第 2.4.65 図)。このため、



第 2.4.65 図 インド洋ダイポールモード現象発生時の 9 $\sim$ 11 月の降水量 (陰影) と海面水温 (等値線) の特徴  
等値線は  $\pm 0.3$ 、0.6、および 0.9 (破線は負)。Saji et al. (2006)より転載。



第 2.4.66 図 第 2.4.65 図に同じ、ただし 20 深度（陰影）と海上風（ベクトル）の特徴  
9～11 月の 20 深度の第 1 主成分に対する回帰係数。Saji et al. (2006) より転載。

対流不活発な東部から対流活発な西部へと東寄りの海上風偏差が生じる（第 2.4.66 図）。この海上風偏差はさらに東部の湧昇と海面水温負偏差を強める。このようにして、正のフィードバックが働き、冬に気候的な海上風が大きく変わるまで IOD が維持されやすくなると考えられる。

インド洋ダイポールモード現象の世界の天候への影響については多くの研究がなされている。例えば、統計的な調査によって、アフリカ東岸における 10～12 月の雨季には、正の IOD 発生時に多雨の傾向となる関係が見出されている (Black et al. 2003; Clark et al. 2003; Saji and Yamagata 2003)。また、降水量偏差の双極パターンからのテレコネクションにより中高緯度の天候へも影響を及ぼす可能性があり、インドや東アジアの夏季モンスーンなどへの影響が指摘されている (Ashok et al. 2001; Guan and Yamagata 2003)。

(8) エルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候ア．はじめに

気候システムの中で最も卓越する年々変動であり予測も可能なエルニーニョ/ラニーニャ現象は、中・高緯度大気のカオスの性質の影響を強く受ける日本の季節予報にとって、最も頼りになる拠り所である。このため、統計的手法により季節予報を実施していた数年前までは、エルニーニョ/ラニーニャ現象の日本の天候への統計的な影響を適切に抽出して、予報資料として生かすことが、季節予報担当者にとっての技術的な最重要課題のひとつであった。

現在は、大気・海洋結合モデルによる数値予報に基づき 3 か月予報と暖・寒候期予報を行っているが、予測可能性の源としてエルニーニョ/ラニーニャ現象が重要であることは、統計的予測手法の時代と変わりはない。季節予報作業が大きく変わったのは、数値予報資料を解釈して、インド洋などの他の海域の影響も含め「今年のエルニーニョ/ラニーニャ現象の特徴はどうで、どう影響が出そうか」といった検討が出来るようになったことである。この検討の際に役に立つのが、エルニーニョ現象の影響が大気の循環にどう現れ、その結果、日本の天候にどう影響するかといった、エルニーニョ現象の日本の天候への影響に関する、そのメカニズムも含めた知識である。季節予報にとってのエルニーニョ/ラニーニャ現象の統計的な調査の主な目的も、以前の「予報資料としての利用」から、「数値予報資料の解釈に利用」に変化した。

このような観点から、ここでは、主にこれまで行われた気象庁の統計調査に基づき、エルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候との関係の主要な特徴を簡単に述べた後、その背景となる大気循環場の特徴について重点的に解説する。エルニーニョ/ラニーニャ現象の指標として主にエルニーニョ監視指数<sup>9</sup>を用いた統計調査の結果だが、説明したメカニズムの要点は、最近よく発生する中部太平洋に変動の中心を持つエルニーニョ現象や、他の海域の影響がある場合にも応用できるものである。

<sup>9</sup> エルニーニョ監視指数の定義は、(1) で示した通りエルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差である。

イ．日本の天候の特徴

第 2.4.67 図は、日本の地域平均(北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美)の平均気温と、エルニーニョ監視指数の 5 か月移動平均との相関係数を示す。統計期間は、1979～2008 年(冬は 1979/80 年～2008/09 年)の 30 年である。ここでは、エルニーニョ/ラニーニャ現象等の影響による年々変動に注目するため、地球温暖化等による長期的な変化傾向(トレンド)が明瞭な気温については以下の方法によりその影響を除いている。

(A) 統計期間の 1979～2008 年(冬は 1979/80～2008/09 年)の各地域の平均気温データを直線で近似する。

(B) 気温データと近似された直線との差を「気温の変動」として扱う。

このように処理して求めた日本の地域平均気温とエルニーニョ監視指数との関係の大まかな特徴は以下のとおりである。

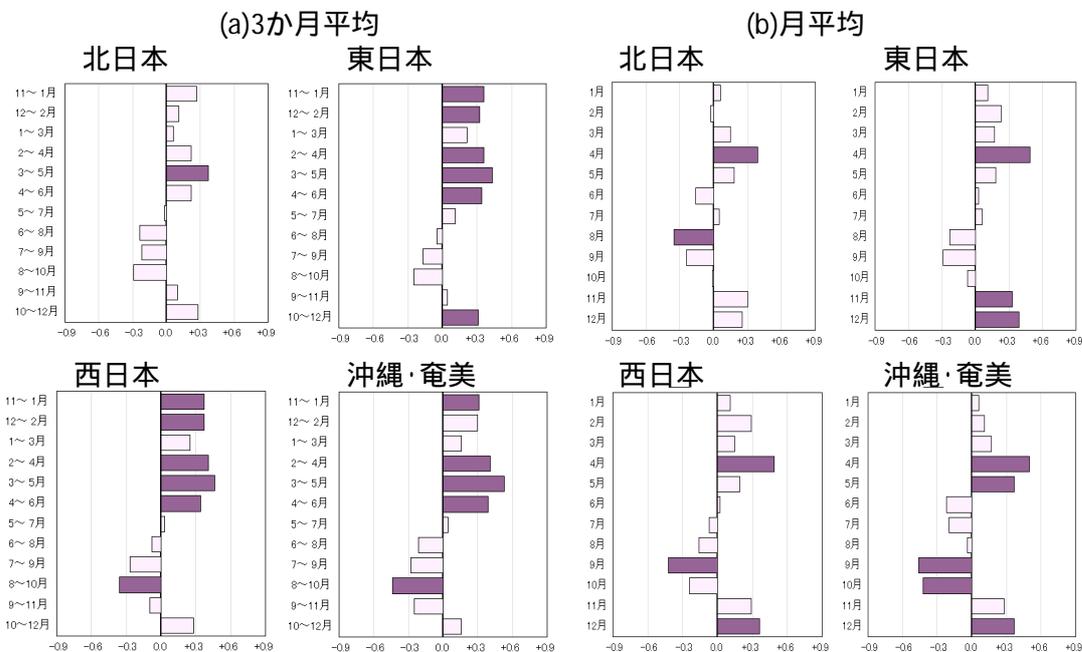
- (a) 各地方・各季節ともに、相関係数は 0.6 以下と相関関係は強くはない。
- (b) 北日本は他の地域に比べ関係が弱い。
- (c) エルニーニョ監視海域の海面水温が高い、すなわ

ちエルニーニョ現象の傾向の場合には、ほぼ全国的に 11～5 月は高温傾向、7～9 月は低温傾向がある。

これらの特徴のうち、(a)は日本の天候がエルニーニョ/ラニーニャ現象のみでは決まらないという、ごく当然の事を示している。ただし、5%の危険率で相関関係が有意な地域や季節も多くあり、「日本の気温とエルニーニョ/ラニーニャ現象とは、強くはないが関係はある」とも言える。なお、相関係数が 0.6 であることは、気温の変動の 3 割強がエルニーニョ/ラニーニャ現象と関連していることを意味している。

(b)については、緯度が高くなることで、熱帯の現象であるエルニーニョ/ラニーニャ現象の影響が小さくなる、ということで理解できよう。ただし、月別には 8 月は北日本の気温のみが統計的に有意な負相関を持つ。8 月には熱帯からのテレコネクションが、東日本以南よりも北日本で大きなシグナルがあるとすれば理解できる。

(c)は、エルニーニョ現象時には暖冬～暖春・冷夏傾向に、ラニーニャ現象時にはその逆の寒冬～冷春・暑夏傾向になることを示している。言い換え



第 2.4.67 図 エルニーニョ監視指数と地域平均気温年差との相関係数

グラフの横軸は相関係数地域の定義は気象庁(2012)を参照のこと。統計期間は、1979～2008 年。(a) 3 か月平均、(b) 月平均。3 か月平均のうち、11～1 月、12～2 月は 1979/80～2008/09 年の統計。エルニーニョ監視指数は 5 か月移動平均。5%の危険率で相関関係が統計的に有意な地域・月に影を付けた。

ばエルニーニョ現象は季節変化の振幅を小さくし、ラニーニャ現象は振幅を大きくする傾向があることを意味し、これまでも良く知られている興味深い関係である。ただし、夏の低温傾向は冬と春の高温傾向ほど明瞭ではない。

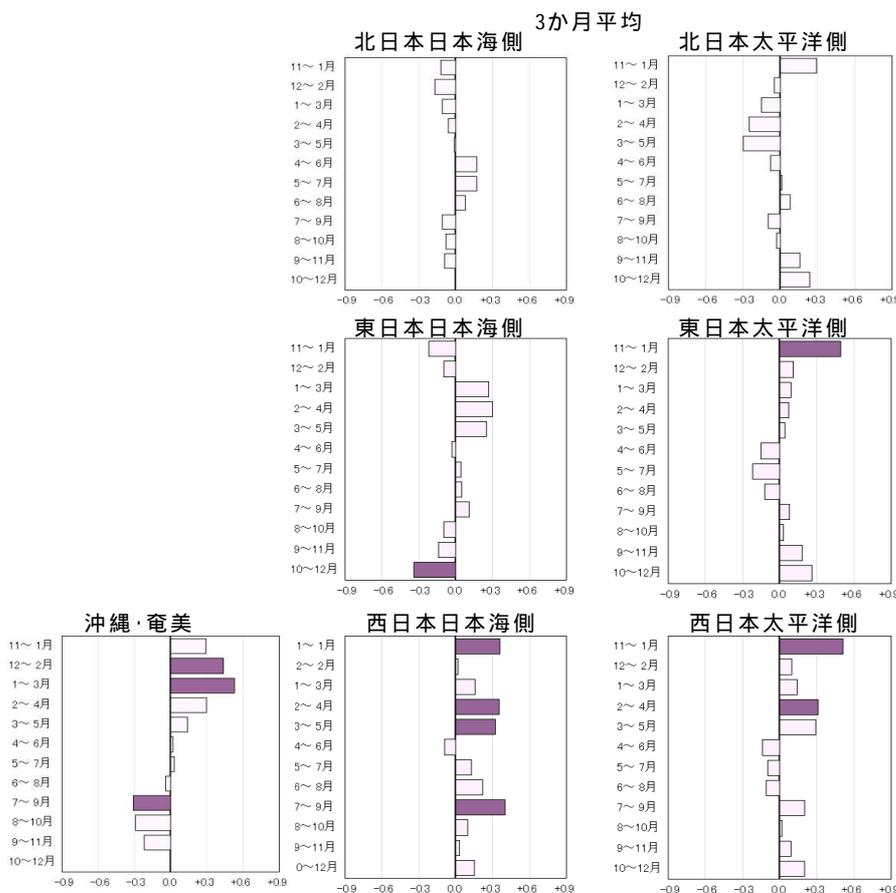
第 2.4.68 図は、エルニーニョ監視海域の海面水温と地域平均降水量年比との相関係数を示す。統計期間等は、第 2.4.67 図で示した気温と同じである。ただし、降水量は長期間のトレンドが明瞭でないため、それを除去していない。また、気温とは地域区分が異なっている。気温よりもさらに相関関係が弱い、それでも、統計的に有意な特徴として、11～1月の東日本太平洋側と西日本の多雨傾向、12～3月の沖縄・奄美の多雨傾向、2～4月の西日本の多雨傾向等があげられる。

エルニーニョ現象の衰弱後にもその影響がインド洋など他の海域に残り、その結果、日本の天候に影響

が出る可能性が指摘されている。Yang et al.(2007)や Xie et al.(2009)は、エルニーニョ現象終息後に、インド洋の海面水温の高い状態が維持され、それが日本の天候に影響を与える西太平洋熱帯域での対流活動を抑制するとしている。このようなことを考慮し、気象庁ではインド洋熱帯域で平均した海面水温偏差（IOBW; Indian Ocean Basin Wide: 20°S～20°N, 40°E～100°E で平均した海面水温で、該当する年の30年前から前年までの30年間のトレンドからの偏差で定義している）を用いて現業的にインド洋熱帯域の状況を監視している。

第 2.4.69 図は、5 か月移動平均した IOBW と地域平均気温との相関係数を示す。この図から読み取れる特徴は、基本的には第 2.4.67 図と同様であるが、沖縄・奄美の年の前半の正相関や、北日本の夏期の負相関が強くなっている。

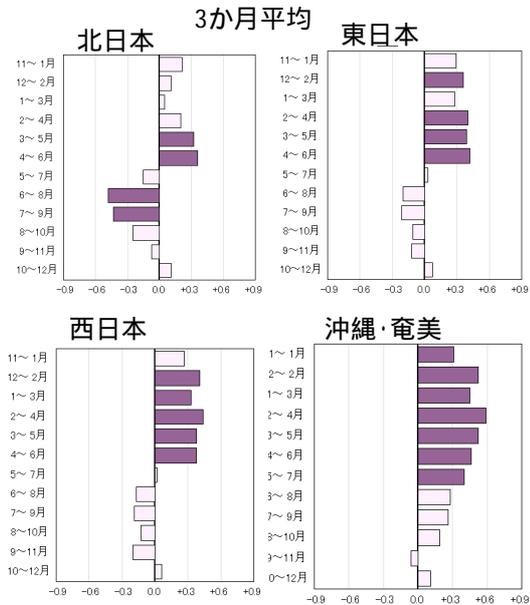
ここまではエルニーニョ監視指数や IOBW と日本



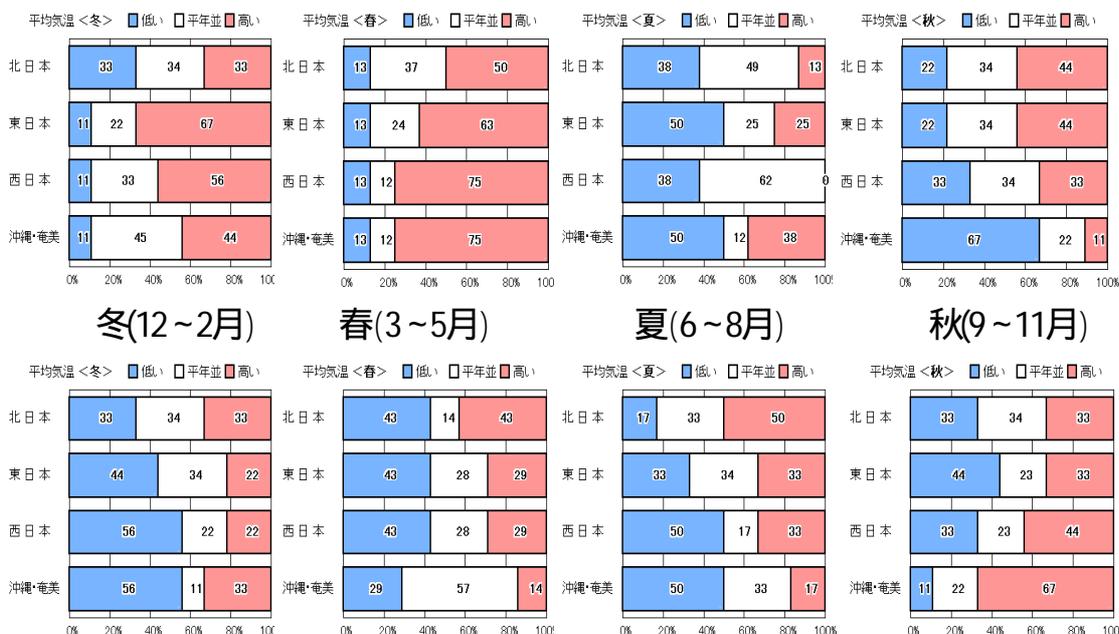
第 2.4.68 図 第 2.4.67 図と同じ、ただし、エルニーニョ監視指数と地域平均降水量年比との相関係数 3 か月平均のみ。

の天候との統計的な関係を、相関係数を用いて述べた。これはエルニーニョ/ラニーニャ現象と天候との関係が線形的に表裏のものであると仮定した上での説明である。第一次近似的にはその仮定でよいと考えられるが、もちろん正確には表裏ではない。そのことを確認するために、第2.4.70図に「エルニーニョ監視指数の5か月移動平均値が+0.5以上(-0.5以下)」の時の、統計対象期間の1979~2008年(冬は1979/80~2008/09年)における気温の「低い」、「平年並」、「高い」階級の出現率を示す。3つの階級のしきい値はこの30年間で低い:平年並:高い=10年:10年:10年となるように決めてある。エルニーニョ監視指数と気温の正の相関が各地域で統計的に有意な春のケースでは、エルニーニョ監視指数の5か月移動平均値が+0.5以上の場合には全国的に高温傾向がある一方、-0.5以下の場合にはやや低温傾向は見られるものの明瞭ではない。このことは春の正相関は主にエルニーニョ現象時の高温傾向を反映したものであることを示している。他の季節も同様に、日本の天候とエルニーニョ/ラニーニャ現象との関係は表裏でない。本来は別々に評価することが望ましい一方、両者に分け

てしまうとサンプル数が減ってしまう。このため、本稿ではこのような問題点を考慮しつつ、サンプル数を確保することを重視して、主に、エルニーニョ監視指数と気温等の相関関係に基づいて説明を進めていく。



第2.4.69図 第2.4.67図と同じ、ただし、10BWと地域平均気温との相関係数3か月平均のみ。

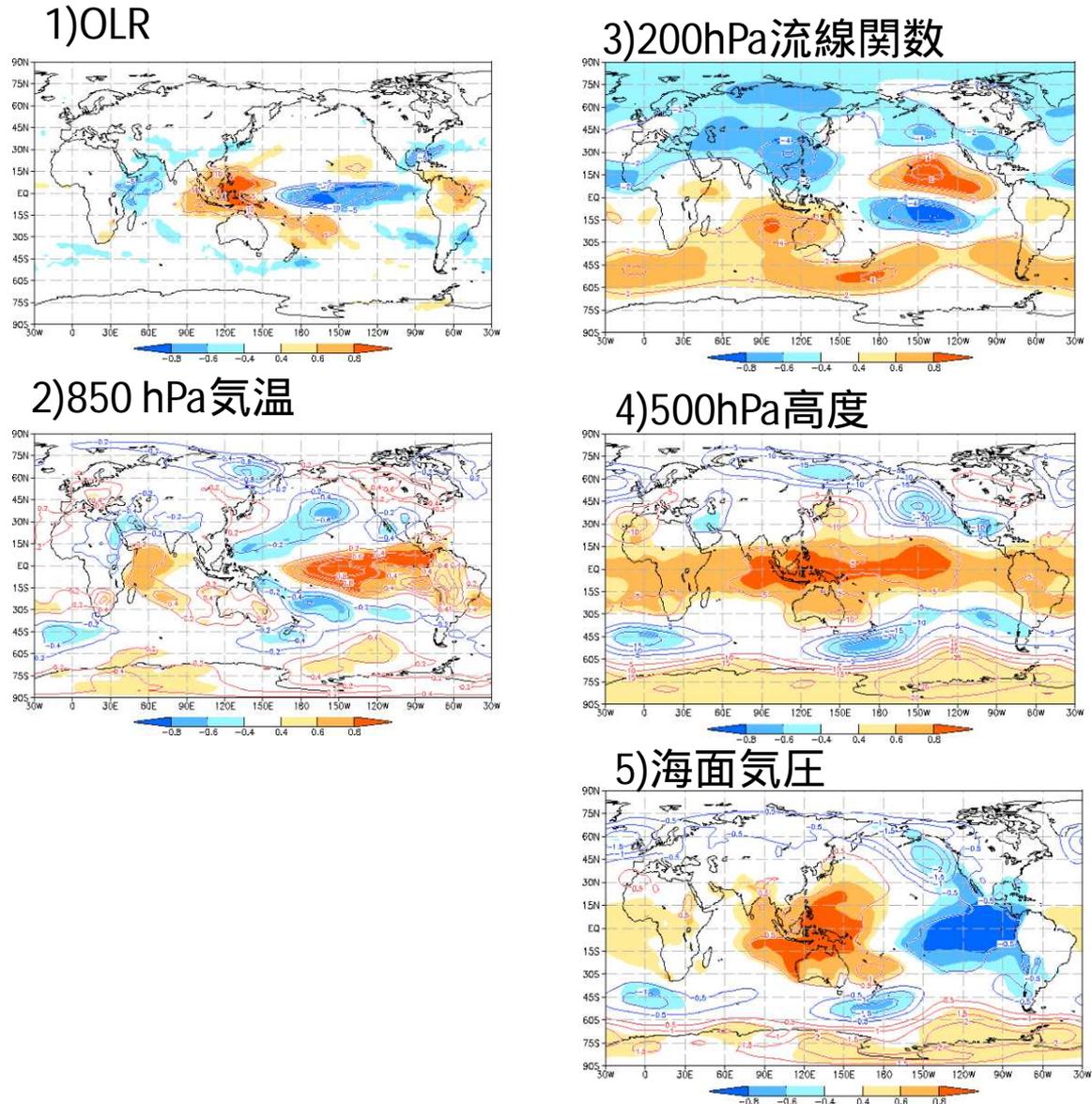


第2.4.70図 エルニーニョ監視指数の5か月移動平均値が+0.5以上(-0.5以下)の場合の、気温が「低い」、「平年並」、「高い」階級の地域毎の出現率  
上:+0.5以上、下:-0.5以下。左から冬(12~2月)、春(3~5月)、夏(6~8月)、秋(9~11月)。

## ウ．大気循環場の特徴

ここでは、イ．で述べたエルニーニョ／ラニーニャ現象と日本の天候との関係をもたらす大気循環場の特徴について、主にエルニーニョ監視指数（5か月移動平均）と大気循環場との線形回帰分布に基づいて述べる。大気循環場のデータとしては、JRA-25長期再解析(Onogi et al. 2007)と、米国の極軌道衛星 NOAA によって観測され米国地球システム研究所

(ESRL)が解析した外向き長波放射量(OLR)を利用した。平年値はいずれも 1981～2010 年の 30 年間の平均値である。なお、回帰係数の算出には 1979～2008 年<sup>10</sup>の 30 年間のデータを用いた。以後の回帰図では相関係数が+0.4 以上、-0.4 以下の領域に影を付けた。サンプル数は 30 個なので t 検定でほぼ 5%以下（相関係数±0.36 で 5%）の危険率で有意な領域に影が付いていると考えてよい。なお、統計的に確認できる



第 2.4.71 図 エルニーニョ監視指数（5か月移動平均）と大気循環場の回帰図（11～1月）

1979/80～2008/09 年の 30 年間で計算。大気循環場は 11～1 月の 3 か月平均場。等値線が回帰係数で、規格化した指数が+1.0 の時の値。また、相関係数が+0.4 以上と-0.4 以下の領域に影を付け、影の濃さはカラーバーのとおり。1)OLR で等値線間隔は  $5W/m^2$ 、2)850hPa 気温で 0.2、3)200hPa 流線関数で、 $2 \times 10^6 m^2/s$ 、4)500hPa 高度で 5m、5)海面気圧で 0.5hPa。

<sup>10</sup> イ．の日本の天候に関する調査に合わせて、この期間（1979～2008 年）としている。

大気循環場の特徴の要因についても過去の研究結果等を参考にしつつ述べる。

冬と春の高温傾向、冬の東日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美の多雨傾向

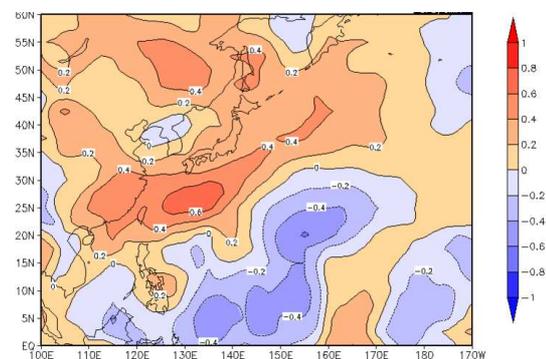
まず、冬の高温傾向に関連する大気循環場の特徴について述べる。第 2.4.71 図は、エルニーニョ監視指数と東・西日本と沖縄・奄美の気温との間に有意な正相関がある、11～1月の3か月平均の大気循環場の回帰図である<sup>11</sup>。熱帯の対流活動の指標である OLR は海洋大陸からフィリピンの東方海上にかけて正で、エルニーニョ現象に対応して対流活動が不活発であることを示している。対流圏上層(200hPa)の流線関数では、この対流活動の不活発な領域のやや北西側(中国南部)と南西側(オーストラリアの西)に中心を持つ低気圧性の循環の対が赤道を挟んで見られる。海洋大陸からフィリピンの東方海上にかけて対流活動が不活発なことに伴う冷却によって強制された赤道ロスビー波(第 5.2 節参照)の現れであろう<sup>12</sup>。この中国南部の低気圧性の循環偏差の北東側の日本から東方海上にかけて、統計的に有意ではないものの高気圧性の循環偏差が見られる。この高気圧性の循環偏差は、対流圏中層の 500hPa 高度と地上気圧にも見られ、それぞれ統計的に有意である。すなわち、順圧的な構造をした高気圧性の偏差が見られるということである。これは、前述した傾圧的な赤道ロスビー波が偏西風の影響で変質し、順圧的な定常ロスビー波束としてジェット気流に捕捉されて東向きに伝播したものと考えられる(第 5.3 節、あるいは Jin and Hoskins(1995)を参照のこと)。日本付近はもともと暖かい高気圧偏差に覆われること、また、海面気圧の図から分かるようにこの高気圧性の偏差の影響で冬型の気圧配置が弱まることも加わって、高温傾向となっていると考えられる。

<sup>11</sup> 12～2月の3か月平均に比べてエルニーニョ監視指数と気温/降水量との相関関係が強いのでこの3か月を選んだ。12～2月でも大気循環場の回帰図の特徴は大きくは変わらない。

<sup>12</sup> 図の海面気圧で確認できるように下層は高気圧性の偏差であり、対流圏の上下層で循環偏差が逆の傾圧的な構造をしている。

一方、これら一連の循環偏差とは別に、海面気圧ではフィリピン付近から日本の南海上にかけて高気圧性の偏差が見られる。やはり、前述した対流活動が不活発なことに伴う下層の赤道ロスビー波の表れと考えられる(第 5.2 節参照)。この循環偏差は東シナ海からフィリピン東方海上における冬の北東モンスーンを弱める循環で、沖縄・奄美の高温傾向に寄与していると考えられる。

統計的には 11～1月には東日本太平洋側と西日本の多雨傾向が見られるが、これは第 2.4.71 図の OLR において東日本以西の太平洋側における東西帯状の負偏差域(対流活発域)としても確認できる。太平洋側の地方を中心に移動性の低気圧の影響を受けやすく多雨傾向になっていると推察される。2～8日のバンドパスフィルターをかけて抽出した高周波擾乱を対象に、対流圏下層(850hPa)の擾乱による北向きの熱フラックスとエルニーニョ監視指数との相関分布(第 2.4.72 図)を見ると、確かに日本の南海上を中心に東西帯状の正相関域が見られる。エルニーニョ監視海域の海面水温が高い時に移動性の高・低気圧の活動が活発になる傾向がある、ということを示している。なぜ、移動性の高・低気圧の活動が活発化するかは明確には分かっていないが、日本の南海上の下層循環の変化に伴い水蒸気フラックスが多いことや、東谷が弱まり平均場の下降流が弱まることと関係している可能性がある。冬型の気圧配置が弱ければ太平洋側は低気圧の影響を受けやす



第 2.4.72 図 エルニーニョ監視指数と 850hPa における高周波擾乱(2～8日のバンドパスフィルターで抽出)による北向き熱輸送の相関図

1979/80～2008/09年の30年間で計算。11～1月の3か月平均。相関係数の等値線間隔は0.2。正は実線、負は破線。

く、平年に比べ降水量が多い傾向がある、ということである。

図は略すが、春の高温傾向に関する大気循環場の特徴も冬と同様である。ただし、冬に比べて、東日本以西での OLR の負相関は明瞭ではない。

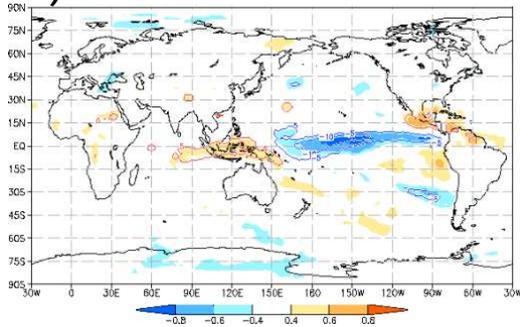
エルニーニョ/ラニーニャ現象の影響は熱帯中心に現れるが、ロスビー波束の伝播等に伴うテレコネクションで中・高緯度にも現れる。第 2.4.71 図の 500hPa 高度の回帰図で、相関関係が有意な領域を見ると分かるように、中・高緯度の中では冬の日本域はエルニーニョ/ラニーニャ現象の影響を受けやすい地域であると言える。それは、エルニーニョ/ラニーニャ現象に伴って変動する熱帯の対流活動域の

ひとつ、すなわち海洋大陸付近に近いと、その対流活動によって励起され、アジア大陸南部を流れる亜熱帯ジェット気流沿いに東向きに伝播するロスビー波束の影響を受けやすいため、と言えよう。

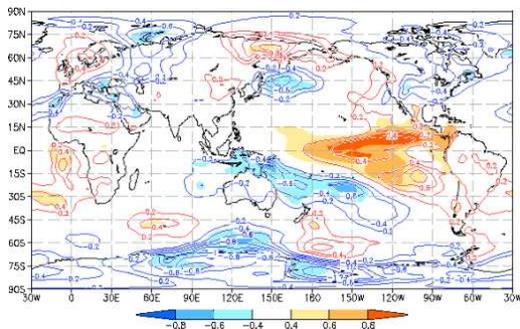
#### 夏後半～秋前半の低温傾向

次に夏後半～秋前半の低温傾向に関する循環場の特徴について述べる。第 2.4.73 図は第 2.4.71 図と同じ要素の回帰図で、7～9月の3か月平均場のものである。エルニーニョ/ラニーニャ現象の振幅が最も大きな冬期に比べて、この季節は有意な相関関係にある領域が全球的に小さい。日本周辺も同様であるが、北日本から東海上にかけて東西に伸びる

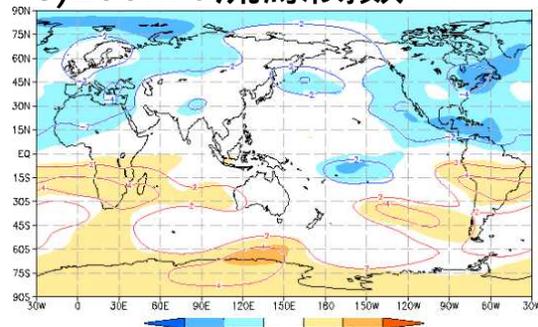
### 1) OLR



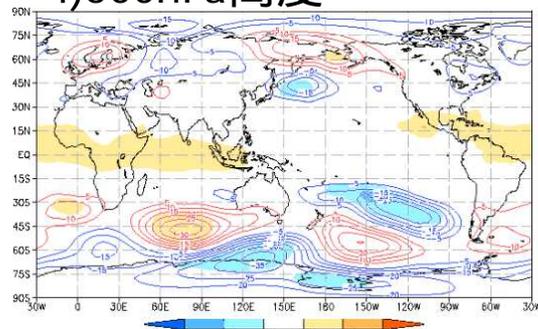
### 2) 850 hPa 気温



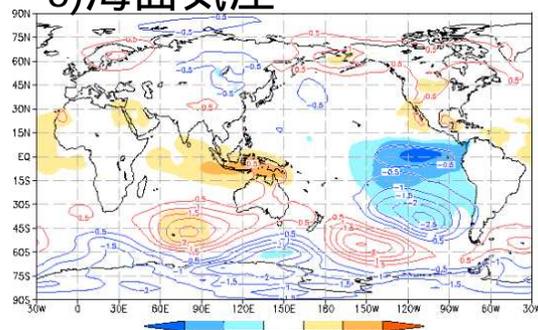
### 3) 200hPa 流線関数



### 4) 500hPa 高度



### 5) 海面気圧

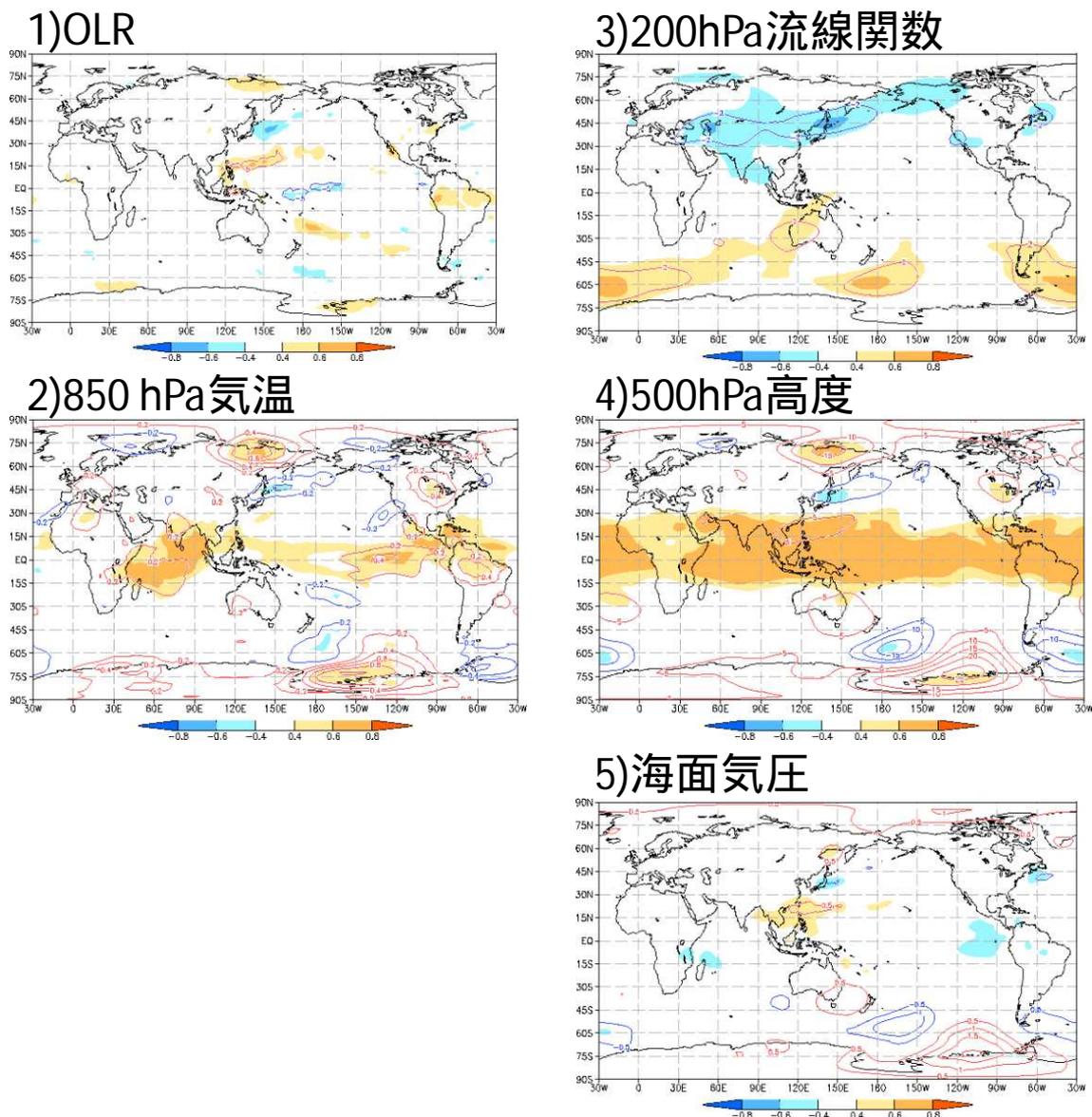


第 2.4.73 図 第 2.4.71 図と同じ、ただし期間は 7～9 月

500hPa 高度と 850hPa 気温の負相関の領域が見られ、これが北日本の低温傾向と関係している。この負相関をもたらすメカニズムはよくわからないが、後述するとおりエルニーニョの夏に、北半球の中緯度帯の対流圏で帯状平均高度が下がる (Robinson 2002) ことが関係している可能性がある。

エルニーニョ/ラニーニャ現象の長引く影響と考えられるインド洋熱帯域の海面水温と循環場の関係 (Xie et al. 2009) についても述べておく。第 2.4.74 図はインド洋熱帯域で平均した海面水温 (10BW) と循環場の回帰図で 6 ~ 8 月の 3 か月平均である。特徴

のひとつは、フィリピンから東方海上に伸びる OLR の正相関域、すなわち 10BW が正偏差の時にこの領域で対流活動が不活発になるということである。この領域の対流活動は太平洋高気圧の動向に影響を与える。海面気圧を見ると、確かに対流活動の不活発域のやや北西で海面気圧が高く、その北の日本付近で海面気圧が低い傾向がある。すなわち、太平洋高気圧が日本の南で西に伸び、日本付近、すなわち北への張り出しが弱い、ということである。500hPa 高度でも日本付近は負偏差であり、その中心は北日本で、この地方での低温、寡照傾向 (図略) と関係してい



第 2.4.74 図 第 2.4.73 図と同じ、ただし、インド洋熱帯域海面水温 (10BW) との回帰で、期間は 6 ~ 8 月

る。200hPa 流線関数も北日本を中心とする低気圧性の循環偏差が見られる。このように、日本付近の回帰のパターンは冬のエルニーニョ監視海域の海面水温との回帰のパターンと同じく順圧的な構造をしているが、符号は逆である。

IOBW とフィリピン付近の対流活動との関係について Xie et al. (2009) は次のとおり説明している。すなわち、インド洋の高温による加熱で強制された（地上付近では）低気圧性のケルビン波が西太平洋の赤道域に楔状に伸び、その低圧部にフィリピン海から風が吹きこむことで、フィリピン海が下層発散場になり、対応する下降流で対流が抑えられる、という主張である。

IOBW との力学的な関係はよくわからないが、この図でもうひとつ注目したいのは、500hPa 高度に見られる東シベリアの正相関と、海面気圧に見られるオホーツク海の正相関である。この分布はオホーツク海高気圧が出現しやすいことを示唆している。関連して 500hPa 高度では、日本を挟む南北の三極構造 (Hirota and Takahashi 2012) が見られる。この回帰分布の構造から、対流活動に伴う加熱により強制された南からの単純なロスビー波束の伝播とは考えられず、むしろ北からの伝播も示唆され、その成因が興味深い。Hirota and Takahashi (2012) は、強制の微細な構造には支配されない東アジア域に固有の大気の力学的モードと主張している。さらにもうひとつ注目したいのが 200hPa 流線関数に見られる、アジア大陸から日本の東海上にかけての帯状の負相関域である。亜熱帯ジェット気流の南偏を意味しており、日本の低温傾向と整合的である。

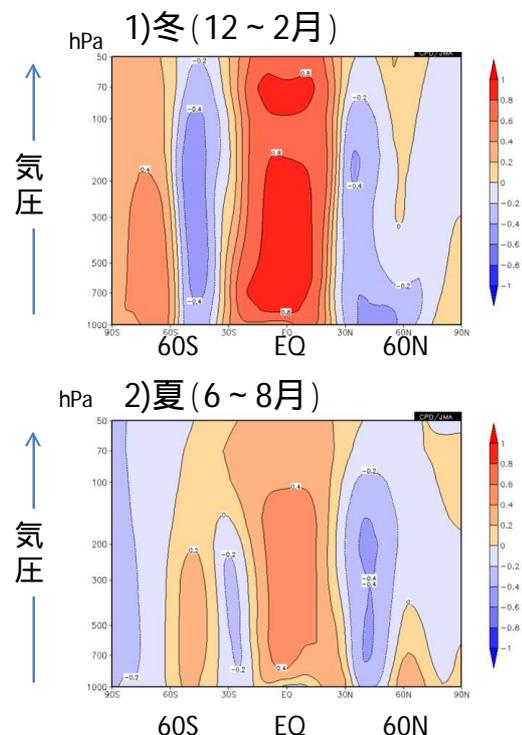
### エ．エルニーニョ現象と季節変化の振幅

イ．で、エルニーニョ現象時の日本は、冬から春は高温傾向、夏は低温傾向があるとの統計関係を述べ、ウ．ではそれぞれの統計関係に関わる循環場の特徴を述べた。この統計関係は、エルニーニョ現象時に季節変化の振幅が小さくなることを意味しているが、そのことをもう少し単純に理解できないだろうか。

エルニーニョ現象の影響で熱帯の対流活動が赤道

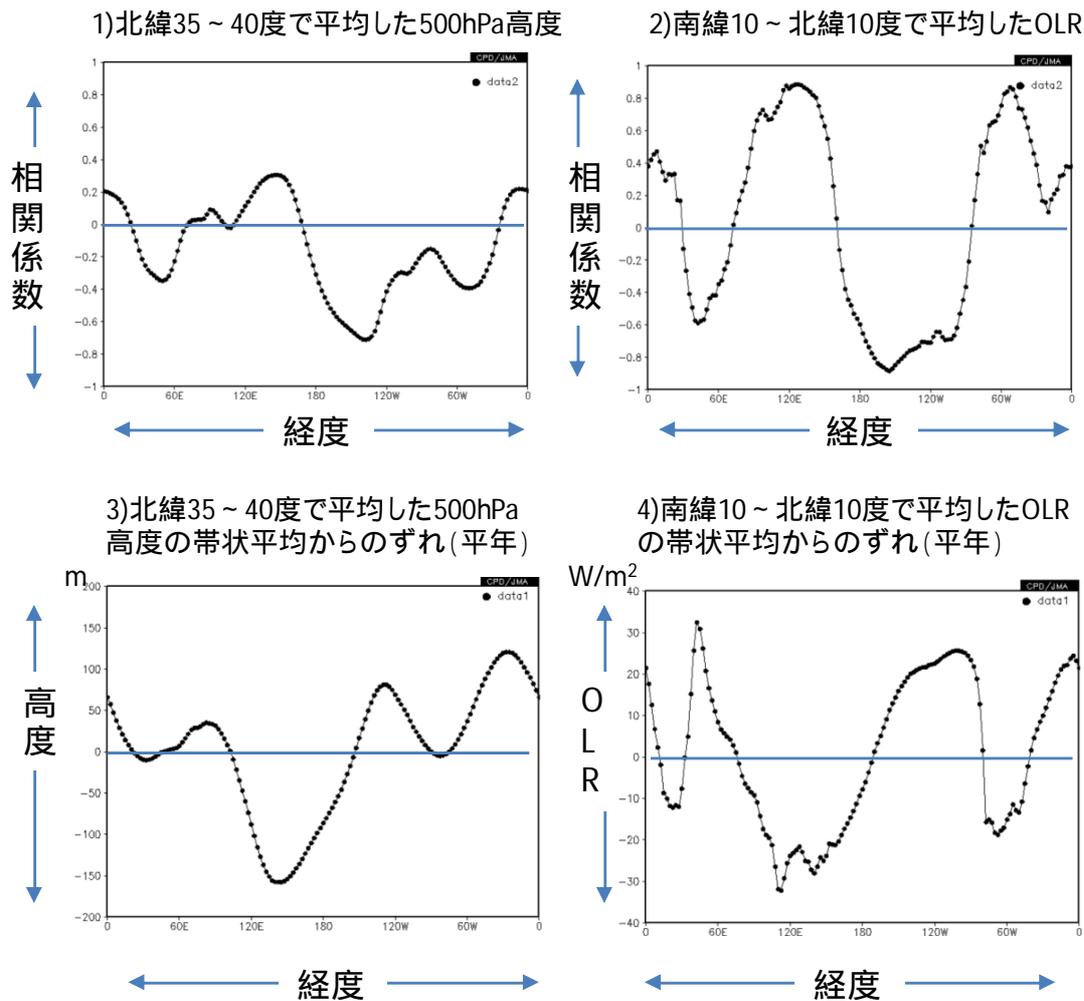
に寄る、すなわち対流活動の季節による南北の変動幅が小さくなるので、その影響が帯状平均場の季節変化を小さくしている可能性がある。そこで、まず、帯状平均場とエルニーニョ現象との関係を確認する。第 2.4.75 図はエルニーニョ監視指数と帯状平均高度場の相関係数を示す。北半球中緯度の対流圏では夏も冬も負相関である。このことは、帯状平均だけを考えれば、エルニーニョ現象時には日本は夏も冬も低温傾向になることを意味している。期待されたような、夏は負相関（帯状平均偏差の影響で低温）で冬は正相関（帯状平均偏差の影響で高温）という相関関係ではない。

一方、第 2.4.76 図に示すとおり、冬の 35°N ~ 40°N で平均した 500hPa 高度とエルニーニョ監視指数との相関係数の経度分布は波数 3 程度で波打っており、冬には日本付近の経度帯で正相関でエルニーニョ現象時には高度が高い傾向を示している。帯状平均では負相関だが、帯状平均からのずれ（ここではそれを定常擾乱と呼ぶ）の影響で正相関となる、という



第 2.4.75 図 エルニーニョ監視指数と帯状平均高度との相関係数

1) 冬 (12 ~ 2 月) 2) 夏 (6 ~ 8 月)。相関係数の等値線間隔は 0.2。統計期間は、冬は 1979/80 ~ 2008/09 年、夏は 1979 ~ 2008 年の 30 年間。



第 2.4.76 図 1)エルニーニョ監視指数と 35°N～40°N で平均した 500hPa 高度との相関係数の経度分布、2) 1)と同じで 10°S～10°N で平均した OLR との相関係数の経度分布、3) 35°N～40°N で平均した 500hPa 高度の帯状平均からのずれの平年値、4) 10°S～10°N で平均した OLR の帯状平均からのずれの平年値  
統計期間は、1979/80 年～2008/09 年の冬(12～2月)の3か月平均。

ことである。図の 3)には帯状平均からのずれ、すなわち定常擾乱の平年値も示す。100°E から東は図の 1)の相関のグラフとほぼ逆の位相の定常擾乱が見られる。すなわち、エルニーニョ現象に伴い、北半球中緯度の定常擾乱の振幅が小さくなる傾向がある、ということである。同様に 10°S～10°N の赤道域で平均した OLR を見ると、やはり図の 2)のエルニーニョ監視海域との相関係数と図の 4)の帯状平均のずれの平年値は逆位相である。エルニーニョ現象に伴い、赤道域の対流活動の東西の偏りが小さくなる、ということである。これらのことから、平年値では海洋大陸付近に局在化した対流活動に伴う大気加熱があり、それに強制される定常擾乱が中緯度にあるが、対流活動の東西の偏りが小さくなるエルニーニョ現

象時には、それに関連して強制される定常擾乱<sup>13</sup>の振幅が小さくなりその影響で日本は高温傾向となると考えられる。この考えは、第 2.1.5 図に示した Held(2002)における熱帯加熱に対する線形応答の結果からも支持される。一方、夏はどうだろうか。6～8月の3か月平均について冬の第 2.4.76 図と同様な図を書いても、帯状平均の負相関を打ち消したり、強めたりするような卓越した定常擾乱は見られない(図略)。

<sup>13</sup> 平年値に見られる定常擾乱の生成には、ヒマラヤなどの大規模な山岳に偏西風が当たることによる強制、移動性擾乱による強制、海陸の熱コントラストによる強制などが複雑に関係しているが、局在化している熱帯の対流活動も寄与している。Held(2002)が明快に説明しているので、興味のある方は一読されたい。

これらの結果を大雑把にまとめると、エルニーニョ現象時の日本は、

冬：帯状平均の負<定常擾乱の正で、高温傾向

夏：帯状平均の負で、低温傾向

といえる。

もちろん、こんな単純な理解では不足で、特に夏は Xie et al. (2009) の主張するような熱帯での下層循環の影響も重要であろう。エルニーニョ現象に遅れてインド洋熱帯域の海面水温が高い年には、前述した Hirota and Takahashi (2012) の三極構造や、やはり Kosaka and Nakamura (2006) が固有な力学モードと主張する PJ パターン (Nitta 1987) が、冷夏傾向をもたらす符号で励起されやすい、といったことも重要だろう。また、冬もイ . で述べたとおり、フィリピン海の下層循環の影響も大きいと考えられる。

オ . おわりに

一口にエルニーニョ現象といっても、事例により強さは違い、東部太平洋赤道域で変動の大きな典型的なエルニーニョ現象もあれば、最近よく観測される中部太平洋に変動の中心があるエルニーニョ現象もあり、それぞれ大気への影響は異なる。また、インド洋や大西洋などの他の海域の状況によっても、エルニーニョ現象の大気への影響の現れ方も変わると考えられる。気候システムの十年規模変動や地球温暖化の影響も受けるであろう。

このようにエルニーニョ現象の影響は単純ではないものの、ここで説明したメカニズムの要点を応用することによって、理解できることも多いと考えられる。

季節予報作業では、51 メンバーのアンサンブル数値予報の結果を用いている。数値予報のメンバー間におけるエルニーニョ / ラニーニャ現象の予測のばらつきは、現象の変動の大きさに比べて小さいので、毎回の季節予報作業では、大気のカオス的性質を含めて、「個別のエルニーニョ / ラニーニャ現象と日本の天候」との関係性を評価しているとも言える。予報担当者には、その評価を実施する能力が求められる一方、予報作業の過程で関係する知見が着実に蓄積されていくはずである。

## 参考文献

- 気象庁, 2006: エルニーニョ / ラニーニャ現象と日本の天候エルニーニョ / ラニーニャ現象と北半球循環場. 平成18年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-69.
- 気象庁, 2012: 気候系監視年報 2011. 69pp.
- 北村佳照, 2003: エルニーニョ予測モデルの改善. 平成15年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 77-86.
- 倉賀野連, 2009: エルニーニョ監視速報の拡充. 平成21年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-6.
- 平井雅之, 2009: エルニーニョ予測システムの概要と予測精度. 平成21年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 82-88.
- Annamalai, H., P. Lu, and S. P. Xie, 2005: Southwest Indian Ocean SST Variability: Its Local Effect and Remote Influences on Asian Monsoons. *J. Climate*, **18**, 4150-4167.
- Ashok, K., Z. Guan, and T. Yamagata, 2001: Impact of the Indian Ocean Dipole on the relationship between the Indian monsoon rainfall and ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4499-4502.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163-172.
- Black, E., J. Slingo, and K. R. Sperber, 2003: An observational study of the relationship between excessively strong short-rains in coastal East Africa and Indian Ocean SST. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 74-94.
- Clark, C. O., P. J. Webster, and J. E. Cole, 2003: Interdecadal variability of the relationship between the Indian Ocean Zonal Mode and East African coastal rainfall anomalies. *J. Climate*, **16**, 548-554.
- Du, Y., S. P. Xie, G. Huang, and K. Hu, 2009: Role of air-sea interaction in the long persistence of El Niño-induced North Indian Ocean warming. *J. Climate*, **22**, 2023-2038.
- Guan, Z. and T. Yamagata, 2003: The unusual summer of 1994 in East Asia: IOD teleconnections. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1544, doi:10.1029/2002GL016831.
- Held, I. M., M. Ting, H. Wang, 2002: Northern winter stationary waves: Theory and modeling. *J. Climate*, **15**, 2125-2144.
- Hirota, N. and M. Takahashi, 2012: A tripolar pattern as an internal mode of the East Asian summer monsoon. *Clim Dyn* doi: 10.1007/s00382-012-1416-y.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century Using ICOADS and KOBE Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Jin, E. K., J. L. Kinter III, B. Wang, C. -K. Park, I. -S. Kang, B. P. Kirtman, J. -S. Kug, A. Kumar, J. -J.

- Luo, J. Schemm, J. Shukla, and T. Yamagata, 2008: Current status of ENSO prediction skill in coupled ocean-atmosphere models. *Clim. Dyn.*, **31**, 647-664.
- Jin, F. -F., 1997: An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 811-829.
- Jin, F. -F. and B. J. Hoskins, 1995: The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 307-319.
- Kawamura, R., T. Matsuura, and S. Iizuka, 2003: Equatorially Symmetric Impact of the El Niño-Southern Oscillation on the South Asian Summer Monsoon System. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 1329-1352.
- Kleeman, R. and S. B. Power, 1994: Limits to predictability in a coupled ocean-atmosphere model due to atmospheric noise. *Tellus*, **46A**, 529-540.
- Klein, S. A., B. J. Soden, and N. C. Lau, 1999: Remote Sea Surface Temperature Variations during ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge. *J. Climate*, **12**, 917-932.
- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006: Structure and Dynamics of the Summertime Pacific-Japan Teleconnection Pattern. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **132**, 2009-2030.
- Loschnigg, J. and P. J. Webster, 2000: A Coupled Ocean-Atmosphere System of SST Modulation for the Indian Ocean. *J. Climate*, **13**, 3342-3360.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- McPhaden, M. J., 2012: A 21st century shift in the relationship between ENSO SST and warm water volume anomalies. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L09706, doi:10.1029/2012GL051826.
- Meinen, C. S. and M. J. McPhaden, 2000: Observations of Warm Water Volume Changes in the Equatorial Pacific and Their Relationship to El Niño and La Niña. *J. Climate*, **13**, 3551-3559.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Robinson, W. A., 2002: On the midlatitude thermal response to tropical warmth. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(8), 1190, doi:10.1029/2001GL014158.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360-363.
- Saji, N. H., S. P. Xie, and T. Yamagata, 2006: Tropical Indian Ocean Variability in the IPCC Twentieth-Century Climate Simulations. *J. Climate*, **19**, 4397-4417.
- Saji, N. H. and T. Yamagata, 2003: Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate. *Climate Res.*, **25**, 151-169.
- Seiki, A. and Y. N. Takayabu, 2007: Westerly Wind Bursts and Their Relationship with Intraseasonal Variations and ENSO. Part I: Statistics. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3325-3345.
- Suarez, M. J. and P. S. Schopf, 1980: A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3283-3287.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda, and M. Kamachi, 2006: Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system: Some early results. *Adv. Space Res.*, **37**, 806-822.
- Wang, C. and J. Picaut, 2004: Understanding ENSO physics - A review. in *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, Geophysical Monograph Series. Volume 147, Eds. C. Wang, S. -P. Xie, and J. A. Carton, pp. 21-48, AGU, Washington, D. C., 2004.
- Webster, P. J., A. M. Moore, J. P. Loschnigg, and R. R. Leben, 1999: Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98. *Nature*, **401**, 356-359.
- Wheeler, M., G. N. Kiladis, and P. J. Webster, 2000: Large-Scale Dynamical Fields Associated with Convectively Coupled Equatorial Waves. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 613-640.
- Wyrtki, K., 1973: An equatorial jet in the Indian Ocean. *Science*, **181**, 262-264.
- Xie, S. P., H. Annamalai, F. A. Schott, and J. P. McCreary Jr, 2002: Structure and Mechanisms of South Indian Ocean Climate Variability. *J. Climate*, **15**, 864-878.
- Xie, S. P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730-747.
- Yamagata, T., S. K. Behera, J. J. Luo, S. Masson, M. R. Jury, and S. A. Rao, 2004: Coupled Ocean-Atmosphere Variability in the Tropical Indian Ocean. in *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*. Geophysical Monograph Series, Volume 147, Eds. Wang, C., S. -P. Xie, and J. A. Carton.
- Yang, J., Q. Liu, S. P. Xie, Z. Liu, and L. Wu, 2007: Impact of Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02708, doi:10.1029/2006GL028571.
- Yasuda, T., Y. Takaya, C. Kobayashi, M. Kamachi, H. Kamahori, and T. Ose, 2007: Asian Monsoon Predictability in JMA/MRI Seasonal Forecast System, *CLIVAR Exchanges*, **No.43**, 18-24.
- Yu, X. and M. J. McPhaden, 1999: Seasonal Variability in the Equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 925-947.