

夏季におけるインド洋の対流活動と大規模循環場や海洋変動との関係について

原田やよい、藤川典久、長谷川寛、後藤敦史（気象庁気候情報課）

1. はじめに

2008年夏のインド洋西部の対流活動は6月後半から8月中頃にかけて非常に活発となり（図1）、 $10^{\circ}\text{S}\sim$ 赤道（以下EQ）、 $50\sim 75^{\circ}\text{E}$ で領域平均したOLR平年偏差は1979年以来最も低い値となった（図2）。

本調査の目的は、インド洋の対流活動の変動が、夏のアジアモンスーン、全球規模の大気大循環場の変動や熱帯の海洋変動とそもそもどのような関係にあるのか、明らかにすることである。まず始めに、インド洋西部で対流活動が活発となった時の前後のアジアモンスーン域における循環場や熱帯域を中心とした海面水温の変動について調査を行ない、その他に盛夏期における全球規模の循環場に及ぼす影響について考察した。

2. データと解析手法

調査に使用した大気データは、JRA-25 (Onogi et al., 2007)とJCDASの6時間値、海面水温はCOBE-SST (気象庁 2006)、対流活動の指標として、米国大気海洋庁提供の外向き長波放射量（以下 OLR）を用いた。JRA-25/JCDAS、OLRについては7日平均を施したものに、高度場については30日以下の低周波フィルターを施したものを用意した。

対流活動の指標として、7日平均値のOLRを $5^{\circ}\text{S}\sim$ EQ、 $50\sim 75^{\circ}\text{E}$ の領域で平均し規格化して-1を掛けたもの（以下、WIOLR）を用いた（図3）。その他に、ベンガル湾の対流活動の指標としてBBOLR（ベンガル湾の $15\sim 20^{\circ}\text{N}$ 、 $85\sim 90^{\circ}\text{E}$ で領域平均した7日平均値のOLRを規格化して-1を掛けたもの）を用いた。規格化に用いた標準偏差の計算期間は1979～2007年である。

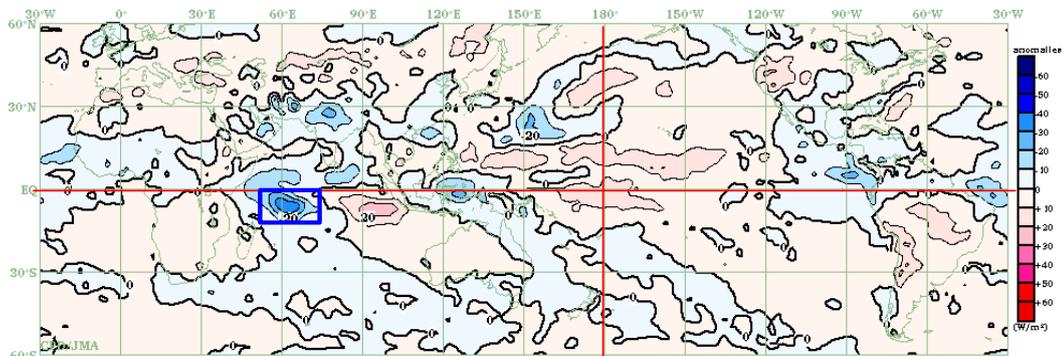


図1 2008年夏（6～8月平均）の外向き長波放射量（OLR）の平年偏差。単位は Wm^{-2} 、平年値の統計期間は1979～2004年。

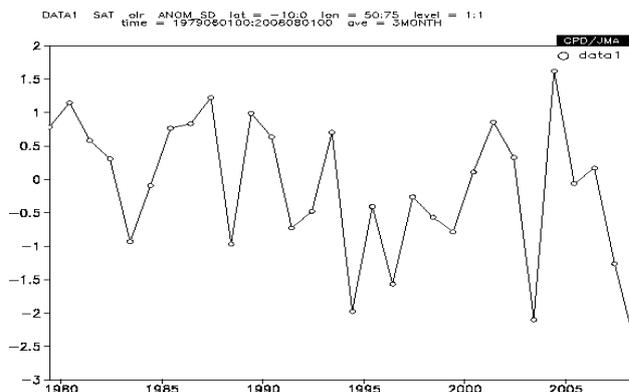


図2 インド洋西部領域平均した夏（6～8月平均）のOLR規格化平年偏差の経年変化。領域は $10^{\circ}\text{S}\sim$ EQ、 $50\sim 75^{\circ}\text{E}$ で、規格化に用いた標準偏差の計算期間は1979～2007年。

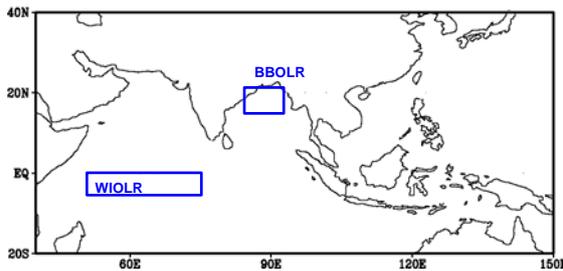


図3 使用した指数の領域。

WIOLR はインド洋西部 (5°S-EQ , $50-75^{\circ}\text{E}$)、BBOLR はベンガル湾 ($15-20^{\circ}\text{N}$, $85-90^{\circ}\text{E}$) の領域で平均し規格化し-1 を掛けた 7 日平均 OLR を用いた。規格化に用いた標準偏差の計算期間は 1979~2007 年。

これらの指数と JRA-25/JCDAS や COBE-SST との時間ラグ回帰係数を、基準となる日付の 40 日前から 40 日後まで計算した。基準日は、5 月末から 7 月上旬まで、およそ 5 日毎に設定し、基準日毎に計算を行った。これにより、アジアモンスーンの各時期の循環場と、インド洋西部における対流活動との関係の変化を把握することが出来る。なお、統計的な有意性の検定については、信頼度 95 パーセントを判断基準とした。

3. 調査結果

全体的な特徴として、5 月末から 6 月前半にかけての期間と、6 月下旬から 7 月上旬にかけての期間とで、WIOLR ピーク前後の大気循環場や海面水温の特徴に大きな違いが見られた。このため、はじめに 6 月 5 日を基準日として計算した結果を述べ、後に 7 月 9 日を基準日として計算した結果を示す。

3.1 6 月 5 日を基準日とした場合

図 4 に 6 月 5 日を基準日とした WIOLR と OLR と 850hPa 風 (図 4 (a)) もしくは 925hPa 水蒸気フラックス、その収束・発散および 850hPa 相対渦度 (図 4 (b)) とのラグ線形回帰係数分布図を示す。WIOLR ピーク 10 日前には (図 4 Day -10)、アラビア海からインド洋西部へと吹き込む北東風や水蒸気フラックス、インド洋西部における水蒸気フラックス収束が明瞭であり、WIOLR ピークの 10 日前からピーク時にかけては、インド洋西部からアラビア海にかけて対流活動活発域の強化・拡大が見られる。また WIOLR

ピーク時から WIOLR ピーク 5 日後にかけては (図 4 (b) Day 0、Day +5)、アラビア海とベンガル湾の両方において、対流圏下層の負の相対渦度の北進が見られ、しかもその強まりは顕著である。これについては後で BBOLR との比較の際に再び述べる。

WIOLR ピーク時から 10 日後にかけては (図 4 (a)、Day +5、Day +10)、インド洋西部からアラビア海への対流活動活発域の北進が明瞭である。また 850hPa 相対渦度で見ても、WIOLR ピーク 5 日後 (図 4 (b) Day +5) には対流活動活発域の北縁で正の相対渦度の発達が見られるが、アラビア海、ベンガル湾の両方で見られるが、WIOLR ピーク 10 日後 (図 4 (b)、Day +10) になると、ベンガル湾では正の相対渦度は衰退している。このように、6 月 5 日を基準とした場合の WIOLR ピーク前後には、ベンガル湾における対流活動の活発化は見られず、またフィリピン付近についても対流活動の不活発な状態が持続している。WIOLR ピーク 5 日後から 10 日後は、平年で夏季アジアモンスーン域における対流活動が本格的に活発となる時期に該当する。6 月後半においてもベンガル湾では対流活動が不活発な傾向が見られた。この様な傾向は、5 月 31 日や 6 月 10 日を基準日とした場合にも、共通していた。

前述のとおり、WIOLR ピーク前には、アラビア海やベンガル湾において、対流圏下層の負の相対渦度、つまり高気圧性の循環の強化が明瞭であった。この時の大気循環場の様子をもう少し詳しく見ていくことにする。

図 5 に WIOLR ピーク 15 日前の 200hPa 速度ポテンシャル、1000hPa 高度のラグ線形回帰分布図を示す。WIOLR ピーク 15 日前には、ベンガル湾を中心に対流圏上層における大規模収束偏差域が明瞭である。また下層では (図 5 (b))、赤道域で赤道ケルビン波の発達を示唆する高圧部が見られ、またベンガル湾やアラビア海では高気圧性循環の発達に対応する高圧部が明瞭となっており、対流活動が不活発なことの応答 (Matsuno-Gill 応答) が顕在化していると解釈できる。図 6 には WIOLR との 200hPa 速度ポテンシャルの回帰係数の経度時間断面図をそれぞれ示す。WIOLR のピーク 40 日前から 20 日前までは赤道季節内振動 (以下

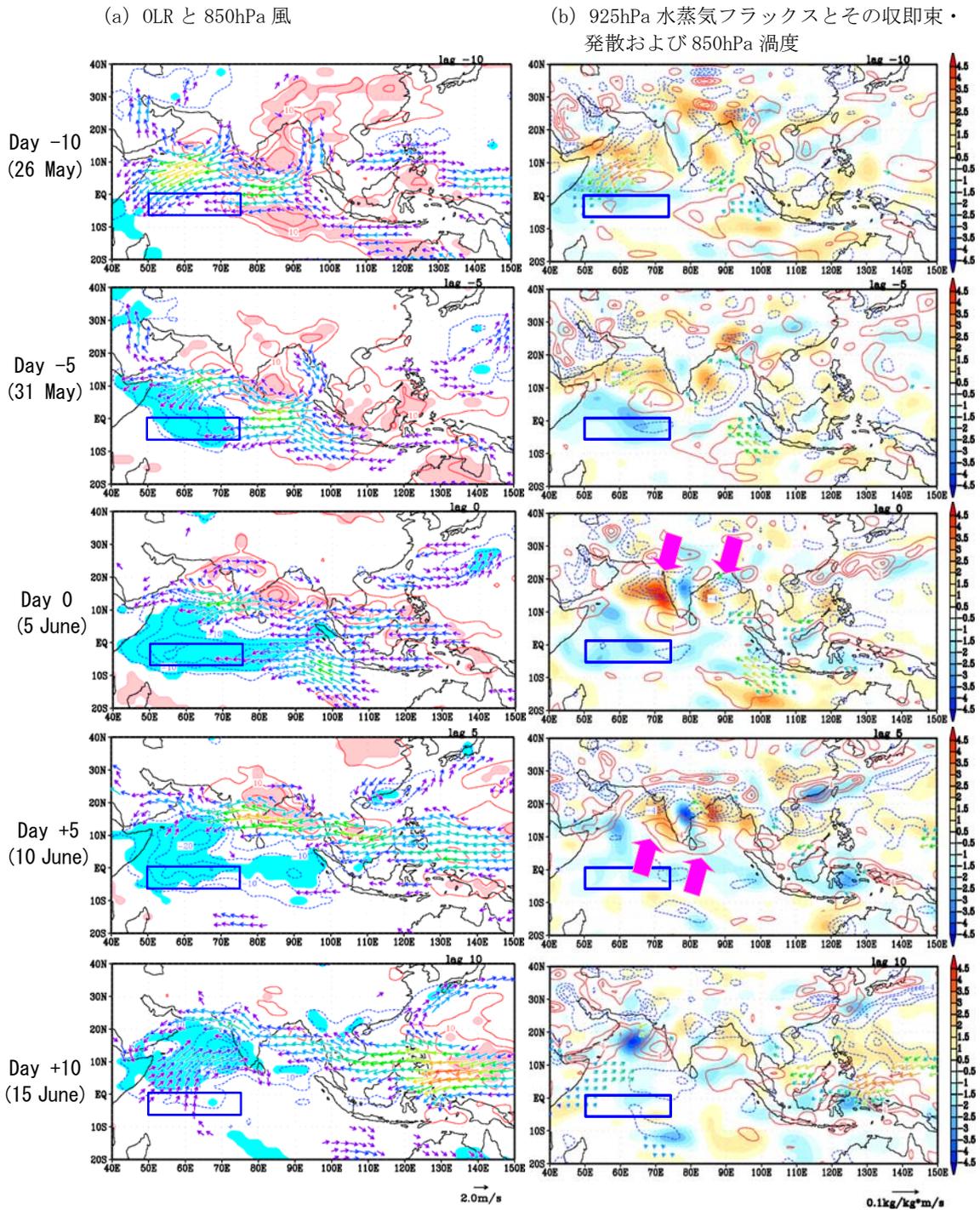


図4 6月5日を基準日としたWIOLRとOLRと850hPa風(左)もしくは925hPa水蒸気フラックス、その収束・発散および850hPa相対渦度(右)とのラグ線形回帰係数分布図。(a)等値線はOLRの回帰係数を表し、等値線間隔は 5Wm^{-2} 。陰影域は信頼度95%で統計的に有意な領域を表す。ベクトルは850hPa風を表し、統計的に有意ではない値も含めて描画している。(b)ベクトルは925hPa水蒸気フラックスの回帰係数を表し、信頼度95%で統計的に有意な値のみ描画している。陰影域は925hPa水蒸気フラックスの収束・発散の回帰係数を表す。等値線は850hPa相対渦度を表し、等値線間隔は $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。図中の青い四角形はWIOLRの領域($5^{\circ}\text{S} \sim \text{EQ}$ 、 $50 \sim 75^{\circ}\text{E}$)を表す。

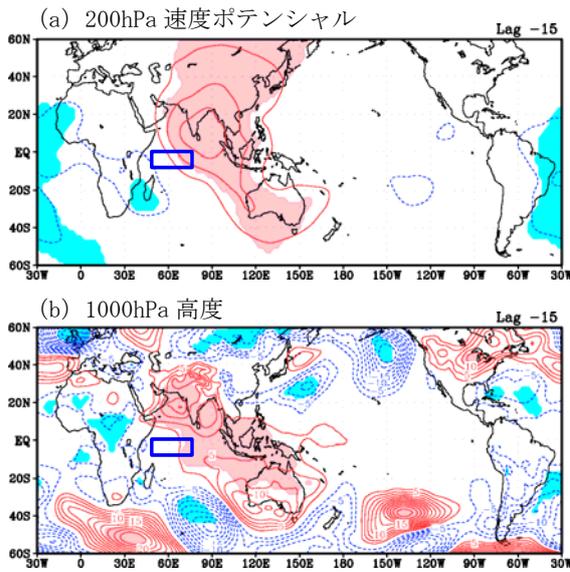


図5 図4と同様、ただし200hPa速度ポテンシャル(a)、1000hPa高度(b)の15日前ラグ線形回帰係数分布図。

(a) 等値線は200hPa速度ポテンシャルの回帰係数を表し、等値線間隔は $1\text{m}^2\text{s}^{-1}$ 。

(b) 等値線は1000hPa高度の回帰係数を表し、等値線間隔は2.5m。各図の陰影域は信頼度95%で統計的に有意な領域を表している。各図中の青い四角形はWIOLRの領域($5^{\circ}\text{S}\sim\text{EQ}$, $50\sim 75^{\circ}\text{E}$)を表す。

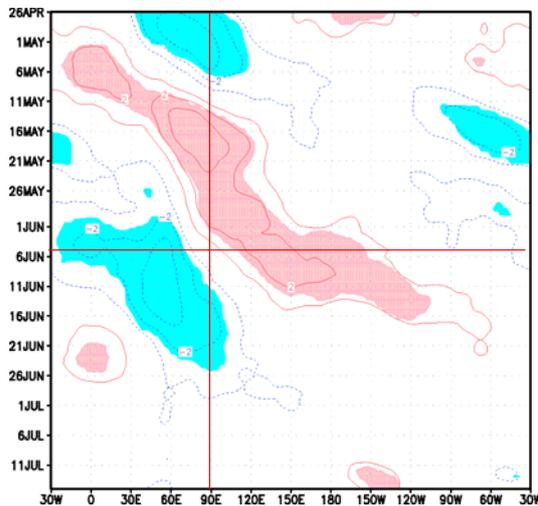


図6 6月5日を基準日としたWIOLRと200hPa速度ポテンシャル($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ 平均)のラグ線形回帰係数の緯度-時間断面図。

等値線は $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ で南北平均した200hPa速度ポテンシャルを表し、等値線間隔は $1\text{m}^2\text{s}^{-1}$ 。各図の陰影域は信頼度95%で統計的に有意な領域を表している。

MJO)の東進する様子が見られるが、20日前以降にはMJOの東進は遅くなり、インド洋東部で大規模収束域が停滞している。WIOLRピーク前後のSSTを見ると(図7)、インド洋とアラビア海で明瞭な高SST域が見られ、WIOLRのピーク15日前から7日前にかけてのインド洋からアラビア海における昇温が明瞭である(図7(a)、(b))。同領域の高SST域は、インド洋西部で対流活動が活発となるWIOLRのピーク時にも持続しており、特にアラビア海の高SSTは顕著で

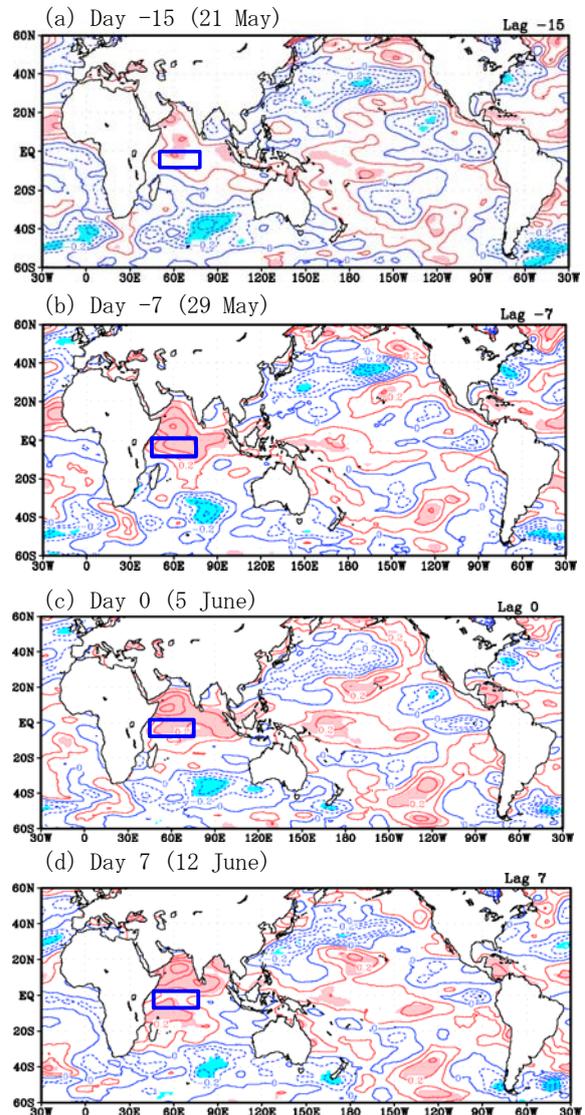


図7 図4と同様、ただし要素はSST。

等値線はSSTの回帰係数を表し、等値線間隔は 0.1°C 。各図の陰影域は信頼度95%で統計的に有意な領域を表している。各図中の青い四角形はWIOLRの領域($5^{\circ}\text{S}\sim\text{EQ}$, $50\sim 75^{\circ}\text{E}$)を表す。

ある。アラビア海の顕著な高 SST 域の中心は、対流活動活発域と共に北上している。一方、ベンガル湾は WIOLR のピーク 15 日前に見られた弱い低 SST 域が統計的に有意ではないものの、WIOLR のピーク時まで持続して見られており、アラビア海やインド洋赤道域との差が大きくなっている。更に、西部から中部太平洋赤道域においては高 SST 域が、北太平洋中緯度帯には統計的に有意な低 SST 域がそれぞれ見られ、エルニーニョ現象衰退期のような分布となっている。これらの特徴は、遠藤(2005)や過去の先行研究の結果と一致している(例えば Yang et al. (2007), Annamalai et al. (2005)など)。

次に 6 月前半にベンガル湾で対流活動が活発な場合 (BBOLR を基準とした場合) と

比較を行なっていく。図 8 (a)には 6 月 5 日を基準日とした WIOLR と発散風、鉛直流、相対渦度および東西風との WIOLR ピーク 5 日後のラグ線形回帰緯度-鉛直断面図 (85~90°E 平均) を、図 8 (b)には 6 月 10 日を基準日とした BBOLR と発散風、鉛直流、相対渦度および東西風との BBOLR ピーク時の同時線形回帰緯度-鉛直断面図 (85~90°E 平均) をそれぞれ示す。WIOLR ピーク 5 日後 (図 8 (a)) には、下降流中心位置の北側の対流圏下層に負の相対渦度域が見られている。一方、下降流中心位置の南側には対流圏上層で正の相対渦度域が見られている。この正の渦度域では東西風の鉛直シアが明瞭で、この鉛直シアにより正の渦度域が生成されたと推察される(例えば Jiang et al. (2004))。一方、下降流中心位置の

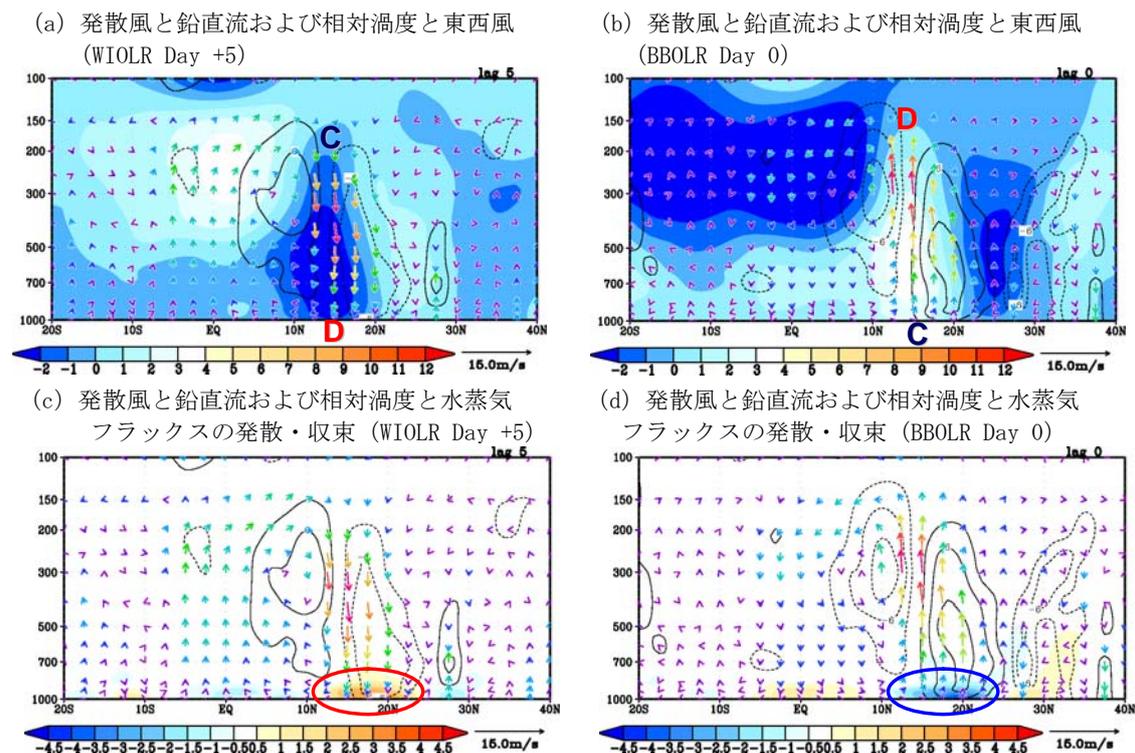


図 8 6 月 5 日を基準日とした WIOLR、6 月 10 日を基準日とした BBOLR と発散風南北成分、鉛直流、相対渦度および東西風 (上) と水蒸気フラックスとその発散・収束 (下) のラグおよび同時線形回帰係数の緯度-鉛直断面図 (85~90°E 平均)。

上図: (a)、(b) は WIOLR との 5 日後ラグ線形回帰係数、BBOLR との同時線形回帰係数を、それぞれ表す。ベクトルは発散風南北成分と鉛直流の回帰係数を表し、単位はそれぞれ m/s、hPa/day。ただし鉛直流は値を-10 倍している。等値線は相対渦度の回帰係数を表し、等値線間隔は $3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。陰影域は東西風の回帰係数を表す。図中の C、D はそれぞれ収束、発散が見られる領域を表している。

下図: 上図と同じ、ただし陰影域は水蒸気フラックスの収束・発散の回帰係数を表す。図中の赤丸、青丸はそれぞれ水蒸気フラックスの発散、収束が明瞭に見られる領域を表している。

北側の対流圏下層に見られている負の渦度域では、東西風の鉛直シアはそれほど明瞭ではなく、東西風の鉛直シアの効果だけで生成されたと考えることはできない。次に BBOLR のピーク時を見てみると (図 8 (b))、WIOLR ピーク 5 日後とほぼ対照的な分布となっている。上昇流の中心位置の北側で対流圏下層中心に正の相対渦度、南側で対流圏上層中心に負の相対渦度が明瞭である。東西風の鉛直シアの特徴も上昇流の中心の南側で明瞭であることも、WIOLR ピーク 5 日後の状態の符号を反転させたような分布となっているところが興味深い。いずれにしても、鉛直中心の北側の渦度の強化は、東西風の鉛直シアだけで説明するのは無理がある。図は省略するが、WIOLR ピーク 5 日後の場合 (図 8 (a)) も BBOLR のピーク時の場合 (図 8 (b)) も、 $15\sim 20^{\circ}\text{N}$ 帯に対流圏下層の渦度域が到達した時にその強まりが急速に見られた。図 8 (c)、(d) にそれぞれ示すように、対流圏ごく下層の $15\sim 20^{\circ}\text{N}$ 帯では、水蒸気フラックスの発散・収束が明瞭であり、地表面付近の水蒸気分布が、渦度の強化に関与している可能性が考えられる。

図 9 (a) には、6 月 5 日を基準日とした WIOLR と 925hPa 比湿との同時線形回帰分布図を示す。インド亜大陸からベンガル湾付近に着目すると、インド南部からその東海上にかけては湿潤域が統計的に有意となっているが、インド北部では乾燥域が明瞭であり、 $15\sim 20^{\circ}\text{N}$ 帯では負の比湿の南北傾度が明瞭となっている。一方、BBOLR のピーク 10 日前 (図 9 (b)) には、インド北部からベンガル湾付近にかけて湿潤域、正の比湿の南北傾度が見られる。両者の比湿の分布の違いは、それぞれ負の相対渦度、正の相対渦度の強化にとって好条件となっており、インド洋からアラビア海にかけての SST の分布のみならず、インド亜大陸上の地表面の状態の違いも関与している可能性が考えられる。

以上に述べた通り、6 月前半にインド洋西部で対流活動が活発な時には、インド洋西部の対流活動活発のピーク後には、ベンガル湾で対流活動が不活発になりやすいという傾向がある。このことは、6 月に本格的に始まるインドモンスーンが大きく変調

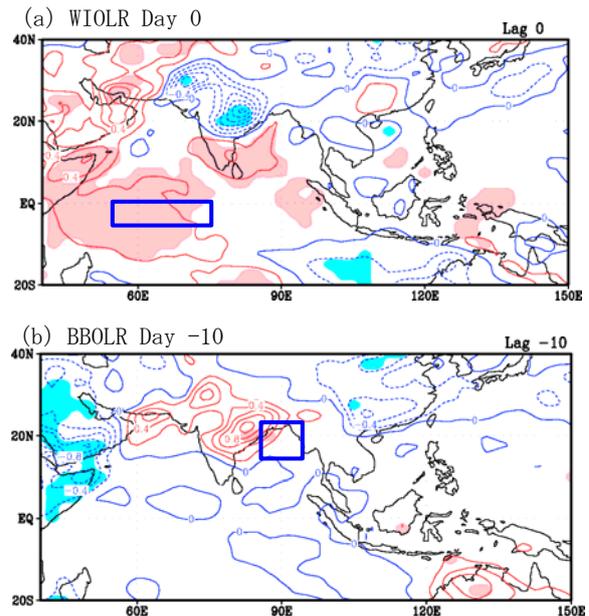


図 9 6 月 5 日を基準日とした WIOLR および 6 月 10 日を基準日とした BBOLR と 925hPa 比湿との同時またはラグ線形回帰係数分布図。

等値線は 925hPa 比湿を表し、等値線間隔は $0.2 \times 10^{-3} \text{ kgkg}^{-1}$ 。各図の陰影域は信頼度 95% で統計的に有意な領域を表している。図中の青い四角形はそれぞれの指数の計算領域を示す。

することを意味する。そこで、6 月のインドモンスーンの変調が、その後の盛夏期の気候循環場にどのような影響をもたらすのか見ていくことにする。図 10 (a)、(b) には、WIOLR および BBOLR ピーク 40 日後の 30 日低周波フィルターを施した 200hPa 高度のラグ線形回帰分布図をそれぞれ示す。WIOLR ピーク 40 日後の 200hPa 高度場 (図 10 (a)) は、低緯度、特にインド洋から西部太平洋の広い範囲で正の高度偏差が統計的に有意となっている。図は省略するが、この傾向は WIOLR ピーク時から持続的に見られている。このことは、インドモンスーンにおける対流活動活発域の北進がベンガル湾付近で不明瞭なことに対応して、対流による大気への加熱が低緯度に集中していることを反映していると考えられる。また中緯度から高緯度の高度分布を見てみると、準定常ロスビー波東の伝播に対応するような波列状の偏差分布が見られ、準定常ロスビー波の振幅が、中緯度から高緯度で大きくなりやすいことが示唆される。

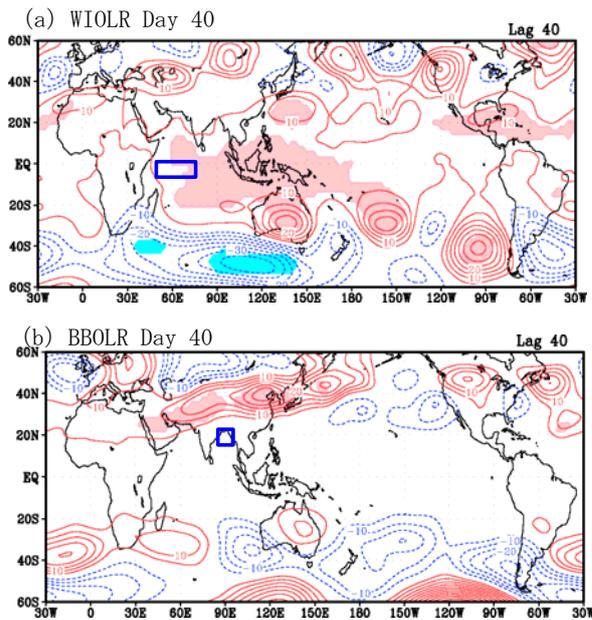


図10 6月5日を基準日としたWIOLRおよびBBOLRと30日以上低周波フィルターを施した200hPa高度とのラグ線形回帰係数分布図。

等値線は30日以上低周波フィルターを施した200hPa高度を表し、等値線間隔は5m。各図の陰影域は信頼度95%で統計的に有意な領域を表している。図中の青い四角形はそれぞれの指数の計算領域を示す。

一方、BBOLRピーク40日後の200hPa高度場(図10(b))を見てみると、低緯度では、統計的に有意な領域はほとんど見られない。中緯度帯に着目すると、アラビア半島からユーラシア大陸、日本付近の広い範囲で帯状の正の高度偏差が明瞭に見られている。このことは、アジアジェットが北偏し、ユーラシア大陸から日本の北では東西走行の偏西風が卓越しやすいことを示している。このように両者を比較すると、アジアモンスーンの変調の結果もたらされる盛夏期の循環場の特徴が明瞭に現れていると考えられ、これらの結果は岩崎(2008)らの研究結果とも矛盾しない。

3.2 7月9日を基準日とした場合

図11には7月9日を基準日としたWIOLRとOLR、850hPa風と925hPa水蒸気フラックスとその収束・発散および850hPa相対渦度とのラグ線形回帰係数分布図を示す。WIOLRピーク15日前から10日前の対流活動と対

流圏下層の風の様子を見ると(図11(a) Day-15、Day-10)、アラビア海からベンガル湾と、南インド洋で対流活動が活発で、WIOLRピーク10日前にはインドネシアでも対流活動が活発となっている。これに伴って南シナ海からマレー半島にかけての東風、フィリピン周辺の負の相対渦度が強まり(図11(b) Day-10)、南シナ海からインドネシアにかけての水蒸気フラックスおよびインドネシア付近の水蒸気フラックスの収束が明瞭となっている。WIOLRピーク5日前(図11(a) Day-5)には、アラビア海に見られる対流活動活発域の北上が見られ、インドネシアでも対流活動活発域が広がりを見せている。それらとは別の対流活動活発域がインド洋西部で見られるようになっている。WIOLRピーク時には、インド洋西部で対流活動が活発となり、それに吹き込むような対流圏下層の風や水蒸気フラックスも見られるが、インドネシアやフィリピン周辺に関してはあまり特徴が見られない。これらの特徴は、アジアモンスーン成熟期における季節内振動を見ているに過ぎない可能性がある。

図12には7月9日を基準としたWIOLRピーク10日前の200hPa速度ポテンシャル、1000hPa高度、SSTのラグ線形回帰係数分布図を示す。6月5日を基準とした場合とは大きく異なり、インド洋では、対流活動活発に対応する大規模発散域、対流圏下層では、対流活動が活発なことに対するMatsuno-Gill応答が明瞭に見られている。またSST(図12(c))に関しても6月5日を基準とした場合とは異なり、インド洋で統計的に有意な領域はほとんど見られない。一方、インドネシアから南シナ海にかけては高SST域が統計的に有意となっている。また中部太平洋赤道域では有意ではないものの低温域、太平洋の中緯度帯には明瞭な馬蹄形の高温暖域が見られ、全体的にラニーニャ現象衰退期に類似した分布となっている。

6月5日を基準日とした場合と同様、赤道域を東進するMJOの位相との関係を確認するため、図13には7月9日を基準日としたWIOLRと200hPa速度ポテンシャル(5°S-5°N平均)とのラグ線形回帰係数の緯度-時間断面図を示す。WIOLRのピーク前には、MJO

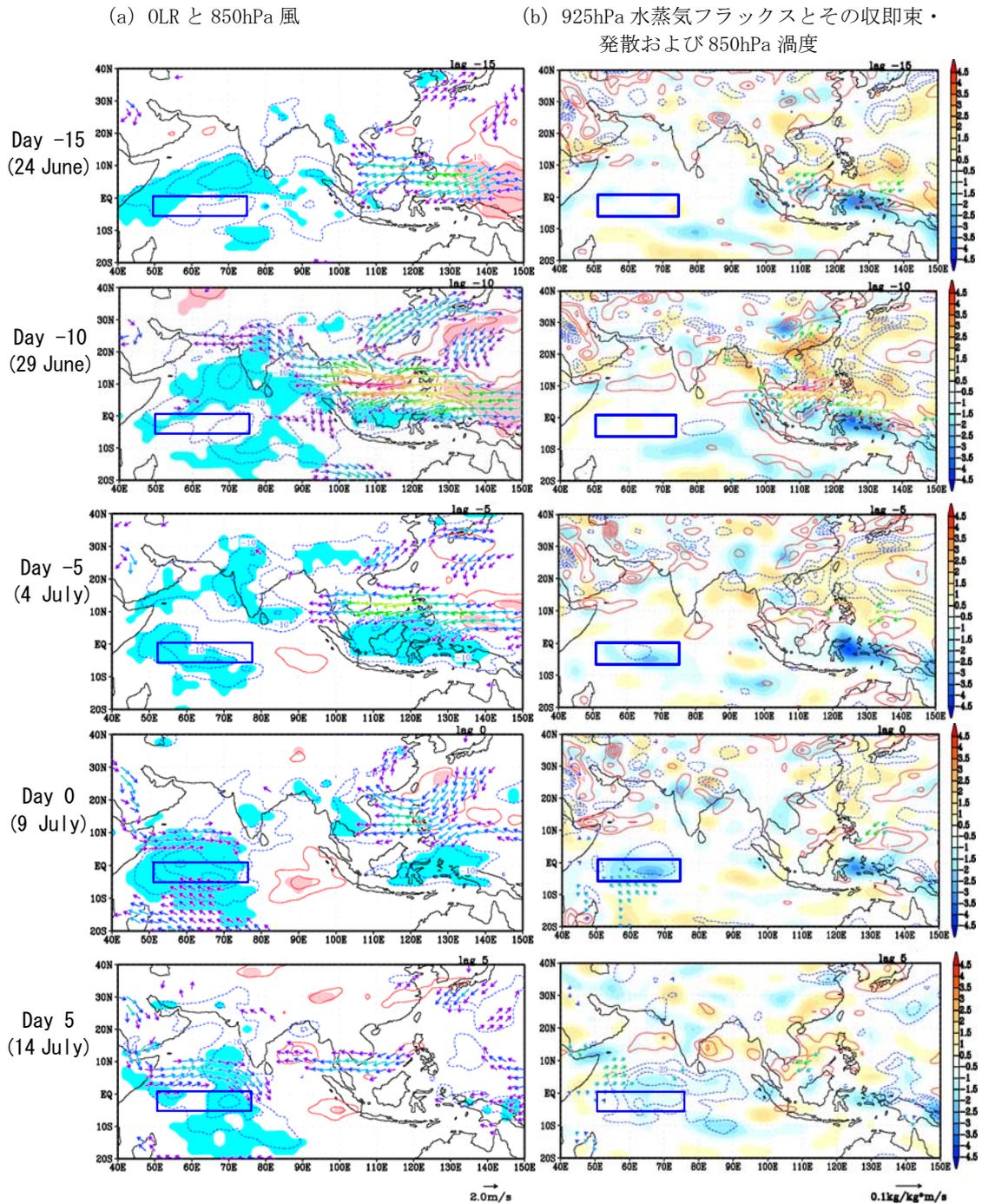


図 11 7月9日を基準日とした WIOLR と OLR と 850hPa 風 (左) もしくは 925hPa 水蒸気フラックス、その収束・発散および 850hPa 相対渦度 (右) とのラグ線形回帰係数分布図。

(a) 等値線は OLR の回帰係数を表し、等値線間隔は 5Wm^{-2} 。陰影域は信頼度 95% で統計的に有意な領域を表す。ベクトルは 850hPa 風を表し、統計的に有意ではない値も含めて描画している。

(b) ベクトルは 925hPa 水蒸気フラックスの回帰係数を表し、信頼度 95% で統計的に有意な値のみ描画している。陰影域は 925hPa 水蒸気フラックスの収束・発散の回帰係数を表す。等値線は 850hPa 相対渦度を表し、等値線間隔は $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。図中の青い四角形は WIOLR の領域 ($5^{\circ}\text{S} \sim \text{EQ}$, $50 \sim 75^{\circ}\text{E}$) を表す。

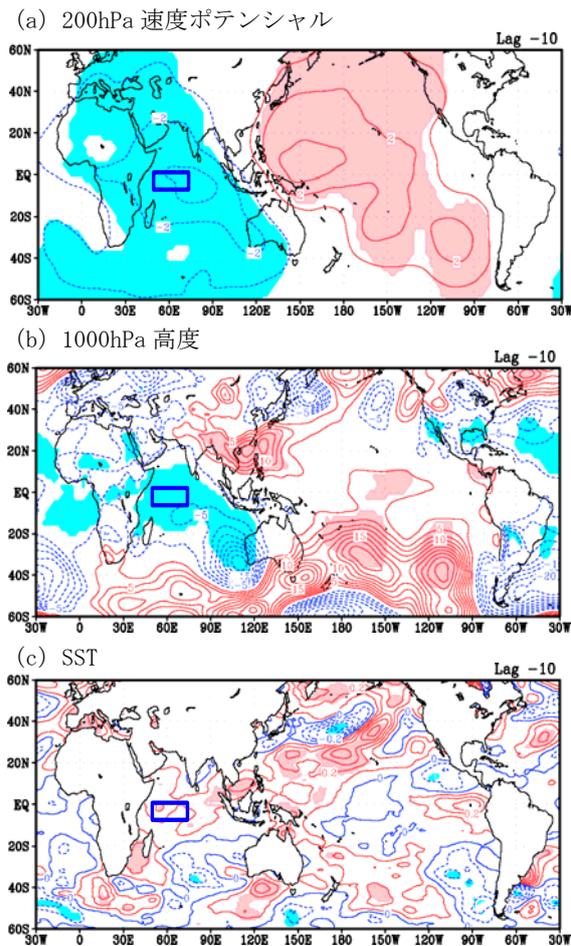


図12 7月9日を基準日としたWIOLRと200hPa速度ポテンシャル(a)、1000hPa高度(b)、SST(c)の10日前ラグ線形回帰係数分布図。

(a) 等値線は200hPa速度ポテンシャルの回帰係数を表し、等値線間隔は $1\text{m}^2\text{s}^{-1}$ 。(b) 等値線は1000hPa高度の回帰係数を表し、等値線間隔は2.5m。(c) 等値線はSSTの回帰係数を表し、等値線間隔は 0.1°C 。各図の陰影域は信頼度95%で統計的に有意な領域を表している。各図中の青い四角形はWIOLRの領域($5^\circ\text{S}\sim$ 赤道、 $50\sim 75^\circ\text{E}$)を表す。

の活発位相の東進に対応する大規模発散偏差域が見られるが、WIOLRのピーク後にはMJOの東進は不明瞭となり、大規模発散偏差域はインド洋で持続しやすい傾向が明瞭である。図6に示した通り、6月5日を基準とした場合はWIOLRピーク直前まで大規模収束域の持続が明瞭であったことから、7月9日を基準とした場合とは、特徴が大きく異なっていることが分かる。

以上に述べた通り、6月下旬から7月上旬にかけてインド洋西部で対流活動が活発

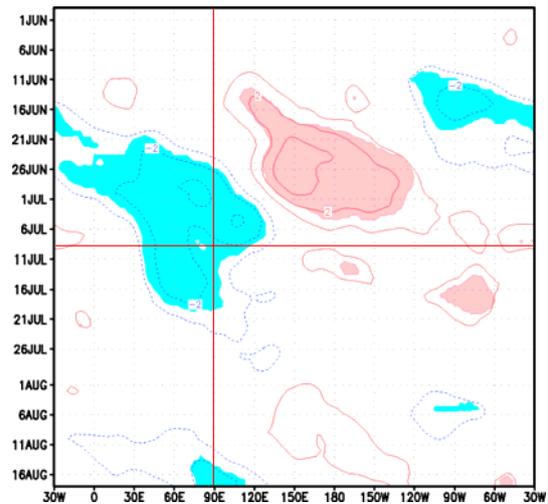


図13 7月9日を基準日としたWIOLRと200hPa速度ポテンシャル($5^\circ\text{S}\sim 5^\circ\text{N}$ 平均)とのラグ線形回帰係数の緯度-時間断面図。

等値線は $5^\circ\text{S}\sim 5^\circ\text{N}$ で南北平均した200hPa速度ポテンシャルを表し、等値線間隔は $1\text{m}^2\text{s}^{-1}$ 。各図の陰影域は信頼度95%で統計的に有意な領域を表している。

な時には、そのピークに先行して、フィリピン周辺では明瞭な負の相対渦度、つまり対流圏下層の高気圧の強化、インドネシア付近では対流活発という特徴が見られた。特にフィリピン周辺の高気圧性循環の強化に関しては、南シナ海からマレー半島付近にかけての東風の強まりとベンガル湾での対流活動活発化が同時に起こっていることから、ベンガル湾の対流活動がフィリピン周辺の高気圧の強化に寄与している可能性が考えられる。しかし高気圧性循環そのものは、ベンガル湾の対流活動に先行して既に存在している。このためフィリピン周辺の高気圧に関しては、太平洋赤道域の不活発な対流活動に対するMatsuno-Gill応答によって励起されている可能性がある。

次にインド洋西部の対流活動活発のピーク前後の全球的な循環場を確認していく。図14には、7月9日を基準日としたWIOLRと30日以上低周波フィルターを施した200hPa高度および1000hPa高度とのラグ線形回帰係数分布図を示す。WIOLRピーク15~10日前には(図14(a) Day -15, Day -10)、対流圏上層で太平洋赤道域とフィリピン東方海上、オーストラリア北東部で負の高度偏差が統計的に有意となっている。これら

(a) 30 日低周波フィルターを施した
200hPa 高度

(b) 30 日低周波フィルターを施した
1000hPa 高度

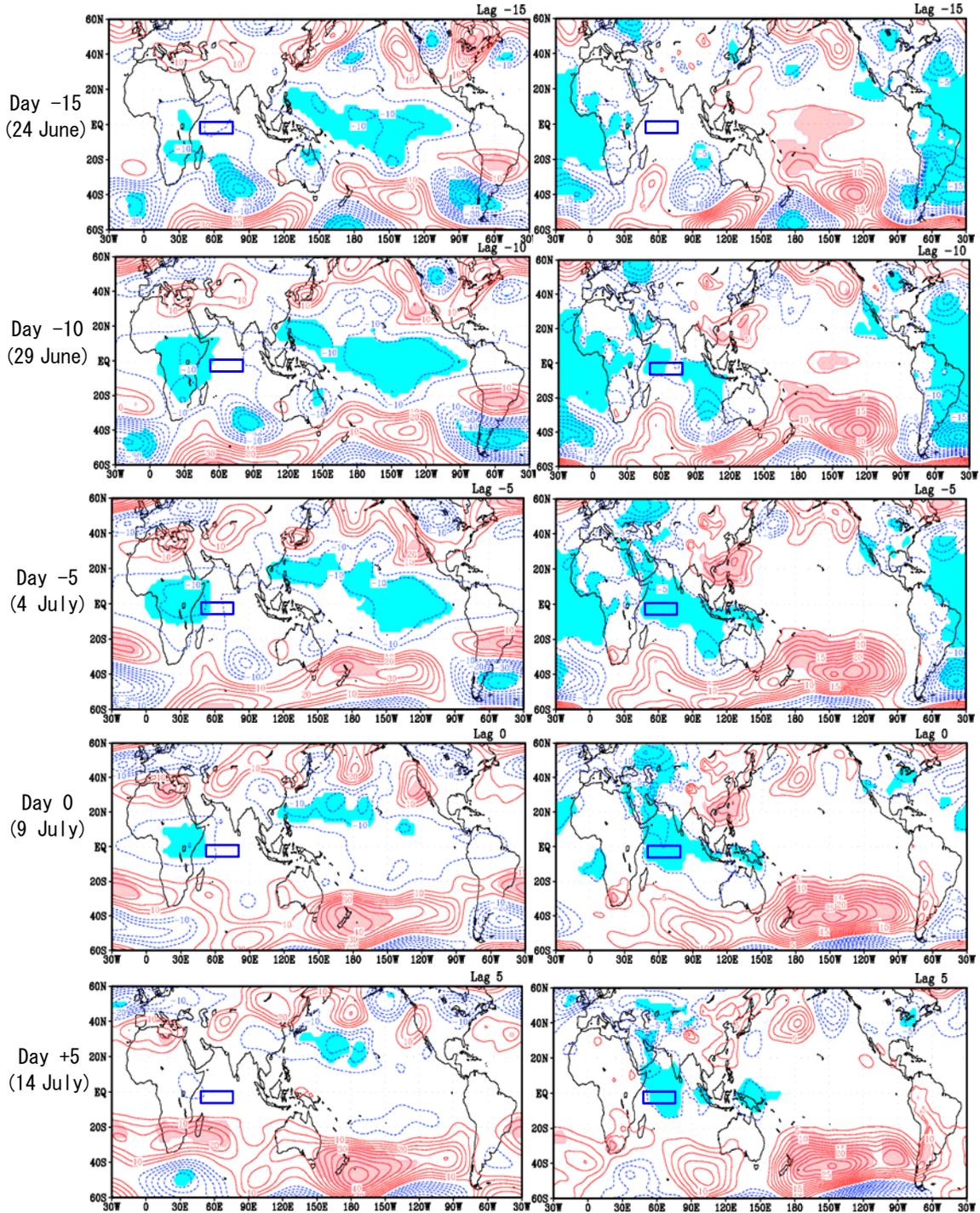


図 14 7 月 9 日を基準日とした WIOLR と 30 日以上低周波フィルターを施した 200hPa 高度、1000hPa 高度とのラグ線形回帰分布図。

(a) 等値線は 30 日以上低周波フィルターを施した 200hPa 高度を表し、等値線間隔は 5 m。各図の陰影域は信頼度 95% で統計的に有意な領域を表している。図中の青い四角形はそれぞれの指数の計算領域を示す。(b) (a) に同じただし要素は 30 日以上低周波フィルターを施した 1000hPa 高度。

の分布は、太平洋熱帯域での不活発な対流活動に対する Matsuno-Gill 応答が顕在化していることを示している。同時期の対流圏下層を見てみると (図 14 (b) Day -10)、高気圧性循環に対応する下層の正の高度偏差がフィリピン北部から東シナ海にかけて見られ、統計的に有意となっている。この高気圧は、熱帯域からゆっくりと北上した赤道ロスビー波がこの緯度帯で、何らかの作用により強められたと考えられ、ベンガル湾からインドネシアの対流活動が活発化したことが高気圧を強める作用をしていた可能性が考えられる。直接的な大気循環場への影響を考えることは難しいが、ベンガル湾やインドネシアの対流活動は、南シナ海からマレー半島の東風を強めることによって、フィリピン付近の対流圏下層の高気圧の強化に寄与している可能性がある。

4. まとめと今後の課題

インド洋西部において対流活動が活発となった時の前後に現れやすい、アジアモンスーン域における対流活動や循環場、海面水温の特徴は、6月前半を基準とした場合と6月下旬から7月上旬を基準日とした場合とでは大きく異なることを示した。

6月前半には、インド洋西部の対流活動ピーク前に太平洋におけるエルニーニョ現象衰退期のような SST 分布が見られたほか、インド洋赤道域とアラビア海における明瞭な高 SST が見られた。インド洋赤道域とアラビア海の高 SST は、持続的なものではなく、対流活動ピーク時のおよそ2週間前から急速に発達するという特徴が見られた。インド洋で対流活動不活発に対する応答が持続したことが SST の上昇の一因と推察される。これに加えてインド洋西部の対流活動ピーク後には、アジアモンスーン域における対流活動が不活発で、低緯度に対流活動による加熱が集中しやすいことを示す特徴が見られた。

一方、7月においては、太平洋においてラニーニャ現象衰退時のような海面水温分布、インド洋西部の対流活動に先行したインドネシア付近の対流活動活発、南シナ海からインドネシアにかけての明瞭な水蒸気フラックスが特徴的であり、アジアモンスーン領域における季節内振動と見られる対

流活動の北進も見られた。一方、太平洋側では、対流不活発に対する応答が明瞭でそれによってフィリピン周辺の対流圏下層の高気圧が生成され、ベンガル湾やインドネシア付近の対流活動によって強化されやすいことも示唆された。インド洋西部の対流活動ピーク後には、この強化された高気圧の北東象限に明瞭な準定常ロスビー波束の伝播に対応する波列も確認された。

今後の課題として、アジアモンスーン域における季節内振動より長周期の変動を抽出して解析していく必要がある。また、本調査では、海洋のデータとして SST のみを用いたが、今後は表層水温の特徴も併せて調査して、太平洋の ENSO 衰退期的な SST 分布と6月前半におけるインド洋からアラビア海における急速な SST の昇温との関係について調査していきたい。

参考文献

- 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. Meteorol. Soc. Japan*, 85, 369 - 432.
- Annamalai, H., P. Liu, S. P. Xie, 2005: Southwest Indian Ocean SST Variability: Its local effect and remote influence on Asian monsoons. *J. Climate*, 18, 4151 - 4167.
- Jiang, X., T. Li, B. Wang, 2004: Structures and mechanisms of the northward propagating boreal summer intraseasonal oscillation. *J. Climate*, 17, 1022 - 1039.
- Yang, J., Q. Liu, S. P. Xie, 2007: Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, 34, L07808.
- 岩崎聡子, 山崎孝治, 渡部雅浩, 2008: 帯状平均場の予測可能性. 平成 20 年度京都大学防災研究所特定研究集会「異常気象と長期変動」研究会要旨.
- 遠藤, 2005: 2003 年冷夏の解析～2002/03 エルニーニョ現象後の夏～. *気象研究ノート* 第 210 号, 99-110.
- 気象庁, 2006: 気候系監視報告別冊第 12 号.