インド洋における海洋変動と夏季アジアモンスーンや大規模循環場との関係について

原田やよい、長谷川寛、牛田信吾、藤川典久（気象庁気候情報課）

１．はじめに

2009年夏季のインドモンスーン領域における対流活動は非常に不活発となった。本稿では、2009年夏季のアジアモンスーン域における対流活動や大気循環場の特徴を報告し、昨年度行ったインド洋の対流活動と大気循環場との関係に関して行った統計調査の結果（原田ら、2008）と比較を行う。また、2009年６月における大気循環場や海面水温の解析結果から、インドモンスーン域において記録的に不活発となった要因について考察する。

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(SST)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を用意した。

原田ら（2008）で行った統計調査では、対流活動の指標として、７日平均値のOLRを5°S－EQ、50°－75°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。WIOLRの指数とJRA-25/JCDAS、COBE-SSTとの時間ラグ回帰係数を計算した。なお、調査手法の詳細については、原田ら（2008）を参照されたい。

３．2009年夏季のアジアモンスーンの特徴

対流活動の指標として図１aに2009年６～９月平均のOLRとその平年偏差を示す。インド亜大陸、インド洋の赤道域やインドネシア付近の広い範囲でOLR正偏差が見られ、特にインド亜大陸の正偏差が明瞭だった。これは、インドモンスーン域では対流活動がかなり不活発であったことを示している。一方、北西太平洋モンスーン域ではOLR負偏差域が分布し、対流活動が活発であり、アジアモンスーンの対流活動の東偏傾向が顕

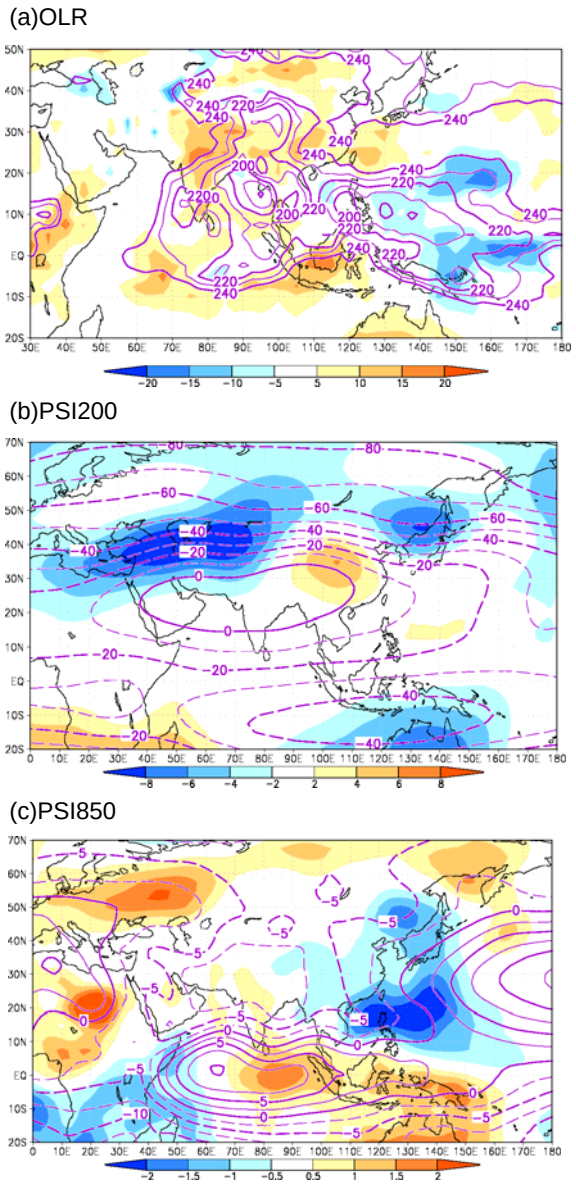


図１　2009年６～９月平均場の(a) OLR(等値線)とOLR平年偏差（陰影）、(b) 200hPa流線関数（等値線）とその平年偏差（陰影）、および（c）850hPa流線関数（等値線）とその平年偏差（陰影）。(a)、(b) および（c）の等値線間隔はそれぞれ 10Wm^{-2}、10 ×10^{6}m^{2} s^{-1}、2.5 ×10^{6}m^{2} s^{-1}。平年値の統計期間は 1979～2004 年。

著だったことを示している。次に対流圏上層の循環を見ると（図１b)、パミール高原付近から中央アジア、地中海に至る明瞭な低気圧性循環偏差が見られている。これはインドモンスーン域における対流活動が不活発だったために、チベット高気圧が平年より南偏していたことに対応しており、同領域の低気圧性循環偏差はインドモンスーンが特に不活発だった６月に最も顕著だった。一方、対流圏下層の循環について見ると（図１c)、対流活動が活発だった北西太平洋域では低気圧性循環偏差が明瞭となっているが、インド亜大陸を中心に高気圧性循環偏差が分布した。このことは同領域で、特に６月において対流活動が平年より不活発でモンスーン低気圧の発達もあまり見られなかったことと整合している。

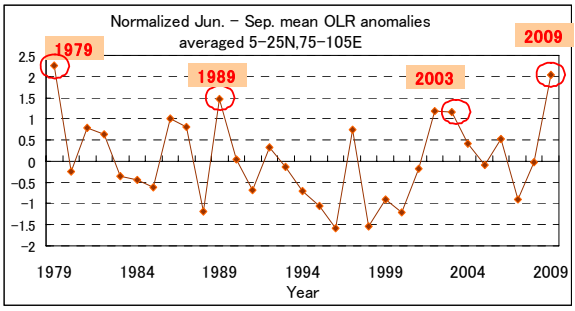
図２には６～９月および６月のOLRを5°-20°N、50°-105°Eの領域で平均し、規格化した値の年々変動を示す。2009年は、６～９月平均では1979年に次ぐ２位、６月平均でも1997年に次ぐ２位となり、極めて顕著な値であったことがわかる。また６月平均において明瞭な対流不活発を示した年は、1983年、1993年、1997年、2003年といずれも日本のいずれかの地域において、夏の天候が不順となった年であることが非常に興味深い。

４．インド洋の対流活動に関する統計調査結果について

原田ら（2008）で行った統計調査では、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（SST）の特徴に大きな違いが見られた。

特に、５月末から６月前半には、インド洋赤道域で高 SST、西部太平洋でも高 SST が統計的に有意となっていた。またインド洋西部の対流活動活発ピークに先行して、対流圏下層ではアラビア海、ベンガル湾で高気圧が発達し、その南方で水蒸気フラックスの収束が強まり、より赤道域に近い緯度帯で対流活動が活発化し始めるという特徴が見られた。更に、インド洋西部の対流活動活発ピーク後には、ベンガル湾における北進モードの弱化、オンセットの遅れが

(a)June - September



(b)June

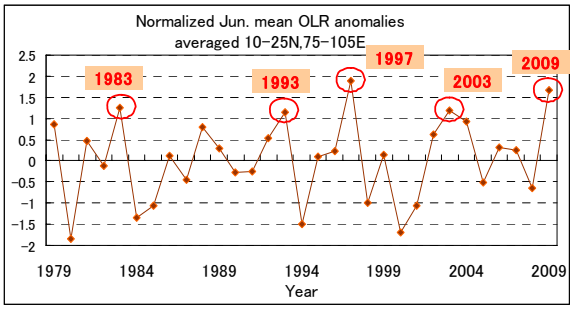


図２　インドモンスーン領域（5°-20°N、50°-105°E）で領域平均、規格化した OLR 平年偏差。規格化に用いた標準偏差の計算期間は 1979～2008 年。

見られた。

次節で詳細に述べるが、インド洋西部における対流活動がそれほど活発ではなかったことを除くと、これらの統計調査で見られた特徴は、2009 年６月に見られた特徴と良く一致していた。

５．2009年６月の特徴と統計調査結果との比較

図３ａ～３ｄに、2009 年６月８日～14 日平均の循環場や SST 等の平年偏差図を、図４には６月５日～11 日を基準期間とした WIOLR ピーク 15 日前のラグ線形回帰係数分布図をそれぞれ示す。2009 年６月下旬から７月上旬にかけては、インド洋赤道域で対流活動が活発になったこと、上記の６月８日～14 日という期間は対流活動活発ピークのおよそ２週間前という時期にあたる。

2009 年６月８日～14 日平均の 1000hPa 高度平年偏差を見ると、５m 以上の領域がインド洋から太平洋の熱帯域で広く見られている。これは、インドネシア付近を中心とした対流活動不活発に対する応答の発達に対応している。また、アラビア海で正偏差

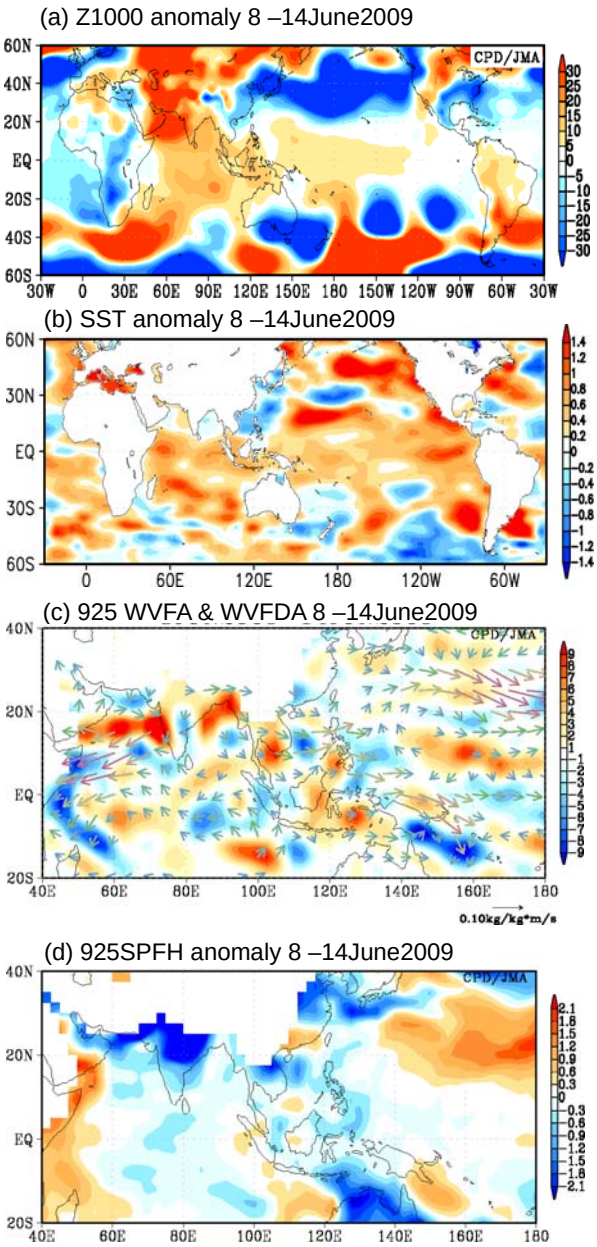


図３　2009 年６月８日～14 日平均の(a)1000hPa高度平年偏差(m)、(b)SST平年偏差(℃)、(c)925hPa水蒸気フラックス平年偏差(kg kg^{-1} m s^{-1})とその収束・発散平年偏差(×10^{-8}kg kg^{-1} s^{-1})、および(d)925hPa比湿平年偏差(kg kg^{-1})。
(c)の矢印のベクトルのスケールは図の右下を参照。平年値の統計期間は 1979～2004 年。

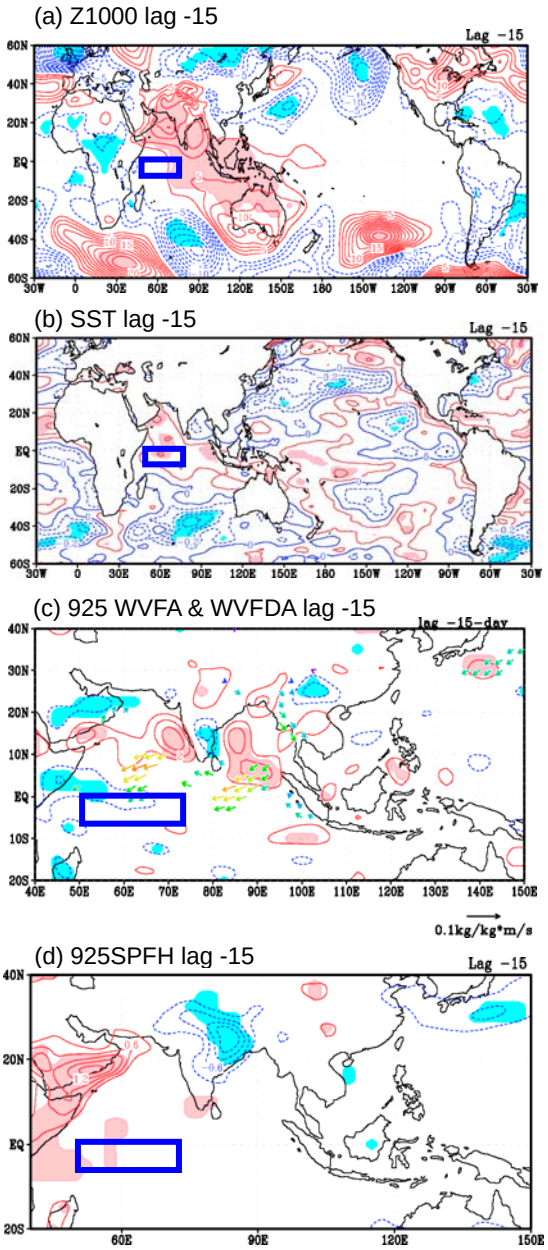


図４　６月５日を基準日とした WIOLR と(a)1000hPa 高度、(b)SST、(c)925hPa 水蒸気フラックスとその収束・発散、および(d)925hPa 比湿との 15 日前ラグ線形回帰係数分布図。
(a) 等値線は 1000hPa高度の回帰係数を表し、等値線間隔は 2.5m。(b)等値線はSSTの回帰係数を表し、等値線間隔は 0.1℃。(c)ベクトルは 925hPa水蒸気フラックスの回帰係数を表し、信頼度 95%で統計的に有意な値のみ描画している。等値線は 925hPa水蒸気フラックスの収束・発散の回帰係数を表し、等値線間隔は 1×10^{-8}kg kg^{-1} s^{-1}。ベクトルのスケールは図の右下を参照。(d) 等値線は 925hPaにおける比湿を表し、等値線間隔は 0.3 kg kg^{-1}。図中の青い四角形はWIOLRの領域(5°S－EQ、50°－75°E)を表し、陰影域は信頼度 95%で統計的に有意な領域を表す。

の値が 30m を超えており、同領域で地上高気圧の顕在化が顕著であったことに対応している。図４a の 1000hPa 高度のラグ回帰係数分布図と比較すると、インド洋からインドネシア付近、アラビア海からベンガル湾にかけての分布は定性的によく似ている。

SST 平年偏差（図３b）とラグ線形回帰係数分布図（図４b）を比較すると、インド洋赤道域における高温偏差の分布や、統計的に有意ではないものの、ベンガル湾における低温偏差が見られる点が良く似ている。また西部太平洋赤道域にも高温偏差が見られている点も、類似点として挙げられる。Jiang et al. (2004)は、インドモンスーン域における境界層の水蒸気分布の南北傾度（北にいくほど水蒸気が多くなる分布）が北半球夏季のインドモンスーン域における対流活動活発域の周期的な北進にとって重要な要素のひとつであると指摘している。図３bや図４bに示したようなSST偏差分布は水蒸気の南北傾度を弱めてしまうと考えられ、対流活動活発域の北進を弱める方向に作用する可能性がある。

次に、対流圏下層の水蒸気フラックスやその収束・発散について比較する。2009 年６月８日～14 日平均では（図３c)、アラビア海上での高気圧の発達に対応して、水蒸気フラックスの南向き偏差がアラビア海からインド洋西部で明瞭となっている。また、アラビア海では発散偏差、インド洋西部では収束偏差が明瞭となっている。これらの特徴は、アラビア海からインド洋西部にかけては、ラグ線形回帰係数分布図（図４c）と比較して良く似ている。

更に、対流圏下層の比湿の分布について見ると、2009 年６月８日～14 日平均では（図３d)、インド北部の比湿の負偏差（乾燥偏差）が顕著となっている。一方、ラグ線形回帰係数分布図（図４d）を見ると、インド北部で乾燥偏差が分布しているという点ではよく一致している。しかしながら、2009 年６月８日～14 日平均においては(図３d)、アラビア海まで乾燥偏差が広がっている点が異なっている。

2009 年６月８日～14 日平均の循環場やSST の平年偏差図と WIOLR ピーク 15 日前のラグ線形回帰係数分布図を比較した結果、両者の大まかな特徴な特徴は非常に良く一致していた。特に、対流活動不活発に対する応答の発達後に、インド洋西部の対流圏下層で水蒸気収束が起こり、その後インド洋西部で対流活動が活発となる、という時間的な関係が共通して見られた。インド洋西部の対流活動のピークに対して対流活動不活発に対する応答が先行していたことは、アジアモンスーンの開始期の年々変動と熱帯の海洋の年々変動との関係を考察する上で非常に重要であると言える。また、2009 年６月に関しては、アラビア海における地上高気圧の顕在化、インド北部からアラビア海の対流圏下層において、広範囲に乾燥偏差が見られたことが特徴的であった。

６．統計調査結果と比較した結果の考察

6.1 対流活動不活発に対する応答と SST 東西分布との関係について

前節で述べた、2009 年６月に見られた熱帯域の対流活動不活発に対する応答と SST の東西分布との関係について考察する。図５に赤道から 10°N にかけて南北平均した６月平均の SST 平年偏差の東西分布の比較を示す。比較に用いたのは、図２b で示した通り、６月にインドモンスーン領域で特に対流活動が不活発となった､1993 年､1997 年、2003 年および 2009 年である。図中の平年の分布（図５の緑線）と比較すると、100°E 付近のスマトラ島西方海上からカリマンタン島の 115°E にかけての SST が高く、平年に比べて東西勾配が急になっている点が共通している。また 1993 年を除くと、メラネシア付近の SST も平年より高く、スマトラ島付近と逆向きの東西勾配が急である。言い換えれば、インド洋東部と西部太平洋の SST が平年より高く、相対的にミンダナオ島の南海上 SST が低いということである。また他のインドモンスーン不活発年の対流圏下層では、６月のいずれかの時期に、インドネシア付近を中心とした対流活動不活発に対する応答の発達が見られていた（図６)。また佐藤（2008）は、大気海洋結合を仮定した浅水方程式系を解くと、低 SST の領域と重なって高気圧が発達する赤道ケルビン波の不安定モードが解のひとつとして存在することを示した。インドモンスーン不活発年における、対流活動不活発に対す

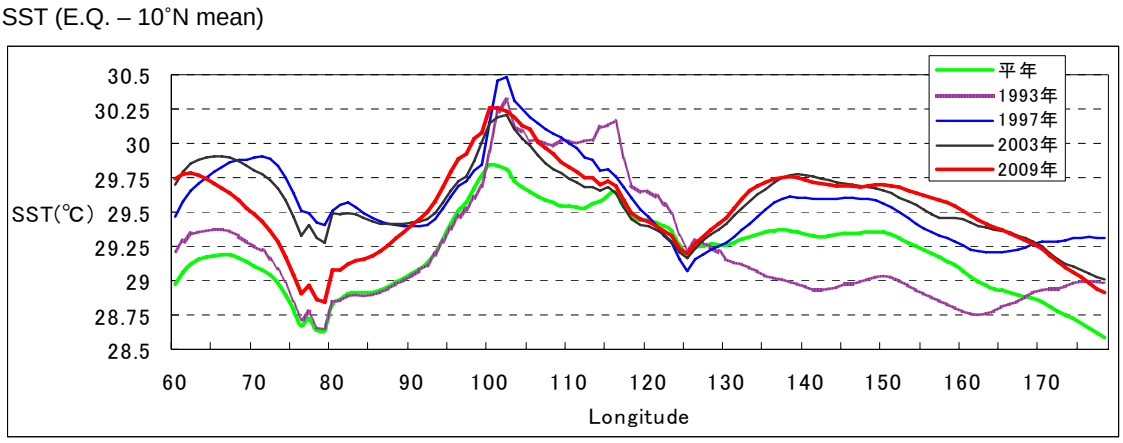


図５　EQ－10°N で南北平均した SST 平年偏差(℃)の東西分布の比較
平年値の統計期間は 1971～2000 年。

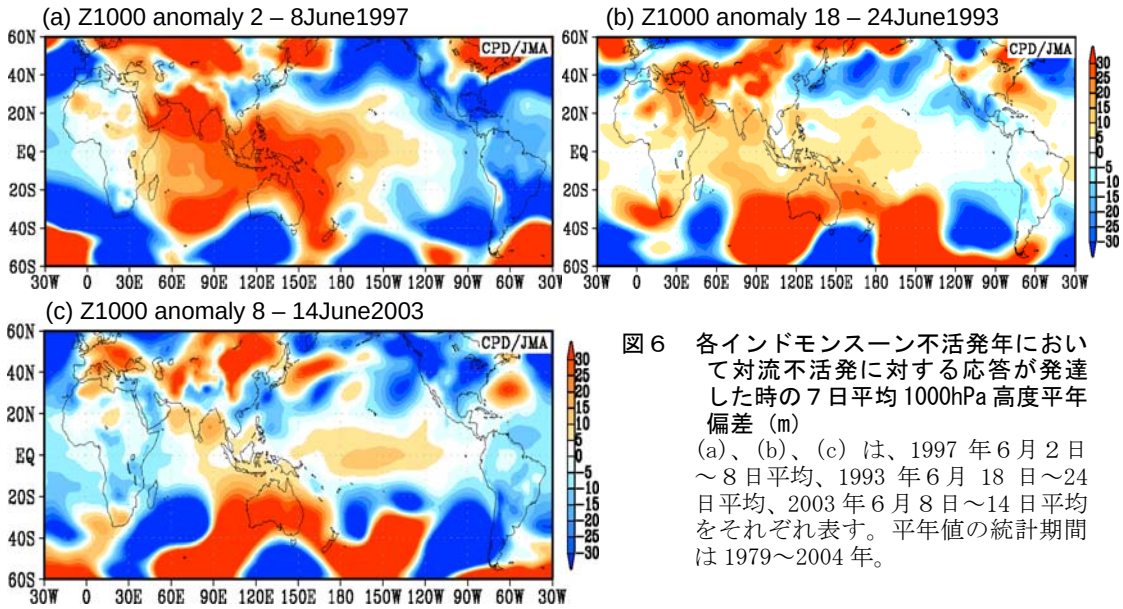


図６　各インドモンスーン不活発年において対流不活発に対する応答が発達した時の７日平均 1000hPa 高度平年偏差（m）
(a)、(b)、(c) は、1997 年６月２日～８日平均、1993 年６月 18 日～24 日平均、2003 年６月８日～14 日平均をそれぞれ表す。平年値の統計期間は 1979～2004 年。

る応答の発達過程を詳しく見ると、いずれもインドネシア付近から比較的小さなスケールの高圧部の発達が始まり、また発達速度についても２、３日のうちに半球スケールまで達していることから、上述の赤道ケルビン波の不安定モードの発達に対応していると推察される。当然のことながら、MJO の東進に伴い、対流活動活発に対する応答の発達も見られることはある。しかしながら、不活発に対する応答に比べると、その発達は弱く、特にインド洋から北進する際に、衰退してしまう事例がよく見られた（図省略）。

6.2 アラビア海の顕著な地上高気圧と下降流偏差の発達過程について

2009 年６月の特徴として挙げられたアラビア海の顕著な地上高気圧の成因について考察を行う。

2009 年６月上旬には、カスピ海付近で対流圏下層に寒気を伴った高気圧が顕在化しインド方面へと南東進した（図７、大きい青字 H)。カスピ海方面からの高気圧の南下はパキスタンより南では不明瞭となるが、低相当温位塊については（図７、陰影)、インド北部への侵入が明瞭に見られている。更に、アラビア半島上においても、スケールの小さな高気圧の南下が見られている。

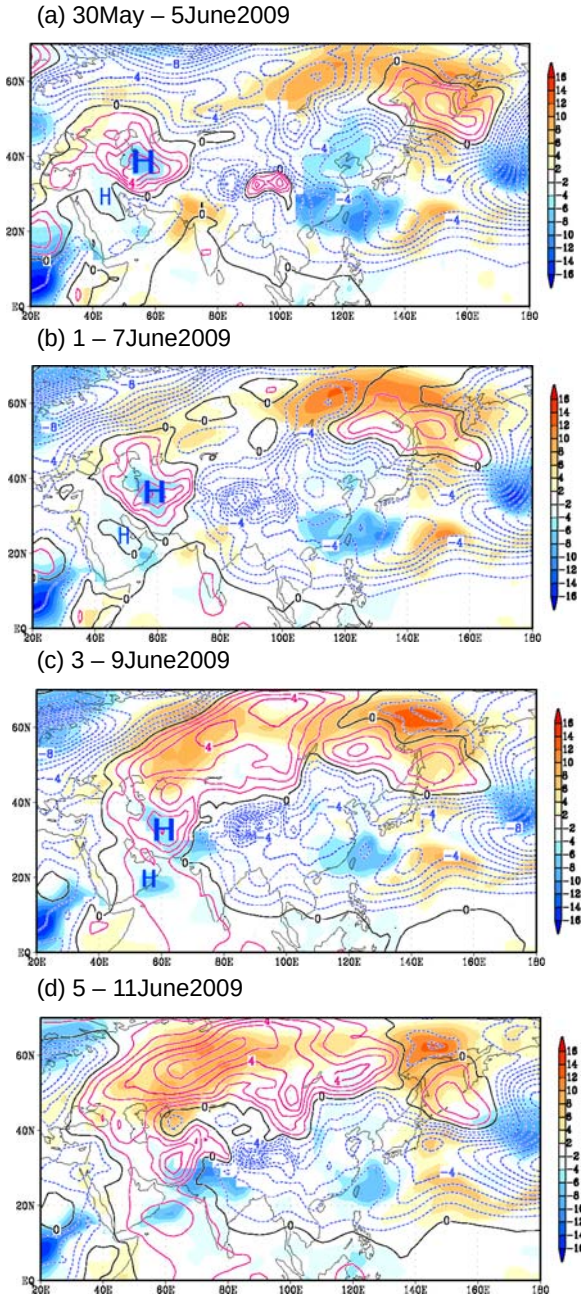


図７　2009 年６月上旬に見られた対流圏下層の寒気を伴った地上高気圧が南下する様子。
等値線は海面気圧平年偏差を表し、等値線の間隔は 1hPa。陰影は 850hPa 相当温位平年偏差（K）を表す。平年値の統計期間は 1979～2004 年。 図中の H は高気圧の中心位置を表している。

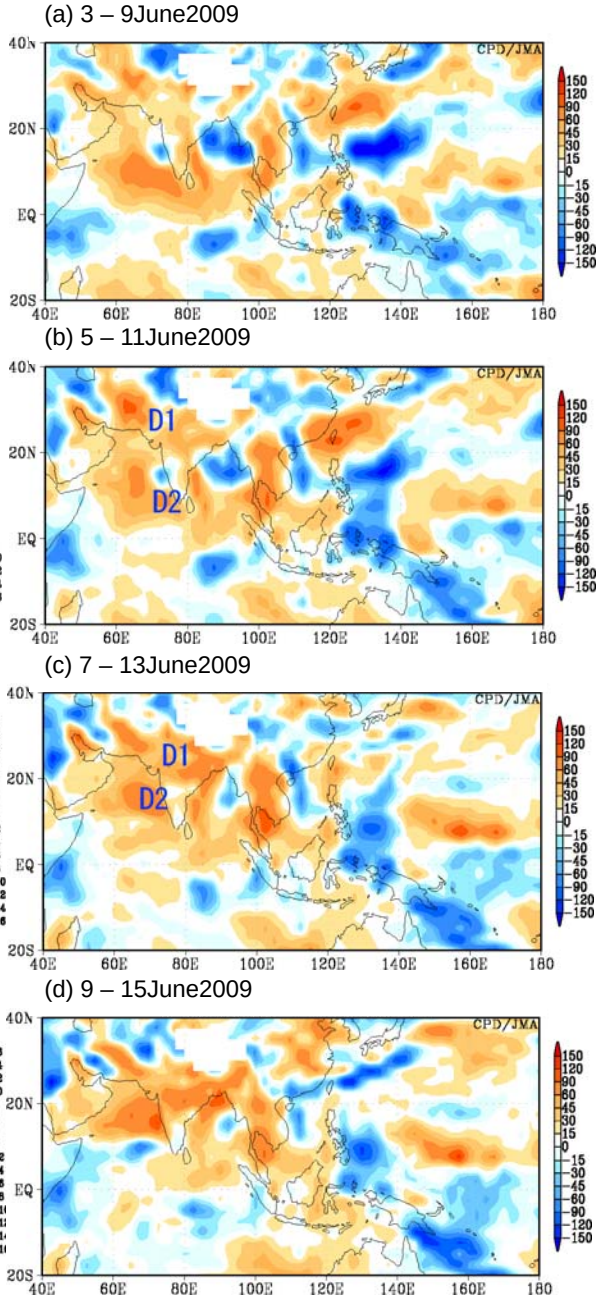


図８　2009 年６月上旬後半から中旬前半に見られた対流圏中層の鉛直流の様子。
陰影は鉛直流平年偏差（hPa day^{-1}）を表す。平年値の統計期間は 1979～2004 年。図中の D1 はカスピ海方面から南下してきた下降流偏差域、D2 は対流活動不活発に対する赤道ロスビー応答によって生成された下降流偏差域をそれぞれ表している。

この高気圧も寒気を伴っており、６月上旬後半にはアラビア海へ到達している（図７d）。これら低相当温位塊の侵入が見られた後、インド北部やアラビア海で下降流が強まった（図８、D1）。

一方、赤道域から対流活動不活発に対する赤道ロスビー応答により形成された下降流偏差（図８、D2）が、アラビア海を北上した。下降流偏差域を対流圏下層の負渦度偏差域に置き換えて考えると、対流活動不活発に対する赤道ロスビー応答が北進する直前に、アラビア海からインド北部が乾燥化していたことは、負渦度偏差の発達とい

う点で非常に重要である。Jiang et al.（2004）の提唱する、水蒸気分布の南北傾度による対流活動活発域の北進メカニズムという観点から考えると、インド洋赤道域で SST が高い時に、アラビア海からインド北部が乾燥化することは、インド洋から同領域にかけて、水蒸気分布の南北傾度が弱まることになる。したがって水蒸気の収束域の北進が阻害され、結果的に負渦度偏差がより強められることを意味する。対流活動が赤道域で活発化することでそれに吹き込む北風偏差が強まり、アラビア海の対流圏下層の発散が強められることによって地上高気圧が顕在化したというプロセスも考えられる。しかしながら、実際の経過を見た限りでは、アラビア海の地上高気圧の顕在化は、赤道付近の対流活動活発化より先行していた。過去のインドモンスーン不活発年の経過についても確認したが、いずれも赤道付近の対流活動活発化に先行して、ベンガル湾やアラビア海で高気圧の顕在化が見られていた。

以上より、2009 年６月に見られたアラビア海における地上高気圧の顕在化には、カスピ海やアラビア半島方面からの乾燥空気の流入と対流活動不活発に対する応答の北進が重要なプロセスであったと考える。

更に、アラビア海で地上高気圧が顕在化したことが、対流圏上層の循環にどのように影響したかを考察する。図９等値線に示すように、アラビア海からパキスタン付近にかけての相対渦度の分布は、平年と大きく異なっている。まず平年では（図９b)、30°N付近の対流圏上層から圏界面にかけて負の相対渦度が卓越しており、チベット高気圧に対応している。一方、2009 年は（図９a)、負の相対渦度の中心は 20°N 付近まで南偏し、30°－40°N 帯では正の相対渦度が顕著となっており、チベット高気圧の発達の遅れを示している。この顕著な正の相対渦度の発達した領域と、水平収束により正の相対渦度が生成された領域とは概ね良く一致していた。また、他の渦度変化傾向を表す項は全て符号が逆であったことから（図省略)、対流圏上層における水平収束の強化が、正の相対渦度の強化の主要因と考えられる。

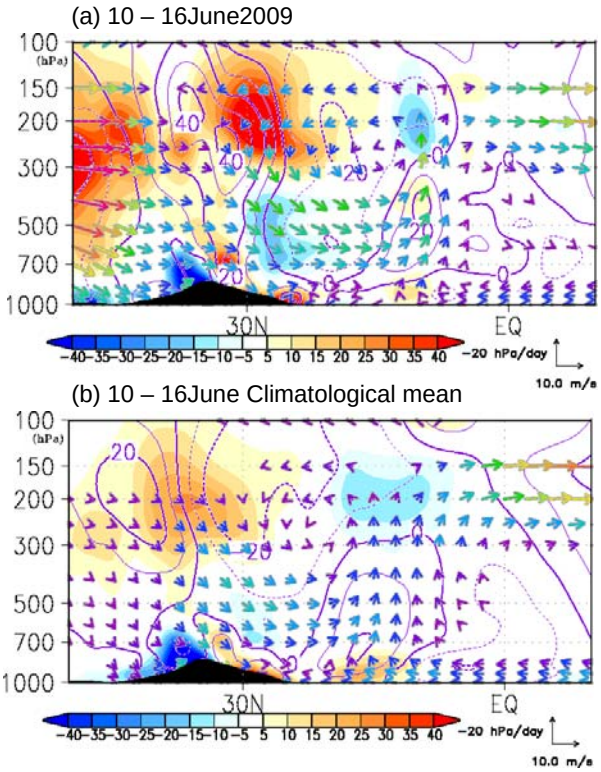


図９　60°－70°Eで平均した風ベクトル、相対渦度（等値線）および発散による渦度時間変化傾向（陰影）の緯度-高度断面図。
（a）は 2009 年６月 10 日～16 日平均、(b) は平年の６月 10 日～16 日平均をそれぞれ表す。ベクトルの水平成分、鉛直成分は風の南北成分（m s^{-1})、鉛直流平年偏差（hPa day^{-1}）をそれぞれ表す。ベクトルのスケールは図の右下を参照。等値線は相対渦度を表し、等値線間隔は 10×10^{-6} s^{-1}。陰影は発散による渦度の時間変化傾向（$\times10^{-6}$ s^{-1} day^{-1}）を表す。平年値の統計期間は、1979～2004 年。

７．まとめと今後の課題

2009年６月のインドモンスーン域における対流活動は非常に不活発となり、OLR 領域平均値で比較すると、1997 年に次ぐ顕著なものであった。また対流圏の循環場やSSTに見られた特徴は、原田ら（2008）で行った統計調査の結果と良く一致していた。

SST に関しては、インド洋赤道域のみならず、西部太平洋でも平年より高く、フィリピンのミンダナオ島付近との間に平年より東西の SST 勾配が大きくなっており、インドネシア付近を中心とした対流不活発に対する応答の発達が見られた(佐藤、2008)。

更に 2009 年６月の大きな特徴として、アラビア海における高気圧の発達が顕著であったことが挙げられる。これについては、赤道域からの対流活動不活発に対するロス

ビー応答の発達に加えて、カスピ海やアラビア半島方面からの乾燥空気(低相当温位)の流入が寄与していたと考えられる。

これまでの先行研究では、ユーラシア大陸上の春の積雪分布とインドモンスーン域の６月の降水量との関係を論じたものが多かった。例えば、Yasunari and Tokioka (1991)は、ユーラシア大陸の積雪が多い場合と平年の場合と境界条件を変化させて行った数値実験の結果を比較し、その中で多雪の場合の方が、アジアモンスーンが弱まることを指摘している。また Liu and Yanai (2002)は ENSO の影響を取り除くと、1974 年以降は、ユーラシア大陸の春の積雪とインドモンスーン域の６月～９月の降水量との負の関係が統計的に有意となることを示した。またユーラシア大陸西部の積雪分布の変動が少雪年と多雪年との間で最も大きいことを指摘している。更に Buermann et al. (2005)は冬の AO とその後の６月のインドモンスーン域の降水との統計的な関係を示している。

しかし、残念ながら、ユーラシア大陸の春の積雪や冬の AO が、インドモンスーン域の降水に対して、どのような物理的プロセスや現象によって影響を及ぼすかは、未だ明確に示されてはいない。一方、本調査で指摘した、カスピ海付近で顕在化した対流圏下層寒気を伴った高気圧の発達には、その上流のヨーロッパにおいて、対流圏上層のブロッキング高気圧の発達、それに伴った対流圏下層における寒気塊の形成が大きく寄与している（図省略)。従って、ユーラシア大陸の春の積雪域の季節変化の遅速との関連も含めた、中・高緯度帯における現象を考慮しつつ、インドモンスーンの季節進行の遅速のメカニズムを調査・検証していく必要がある。

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. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369 - 432.

Jiang, X., T. Li, B. Wang, 2004: Structures and mechanisms of the northward propagating boreal summer intraseasonal oscillation. *J. Climate*, **17**, 1022 - 1039

Liu, X. and M. Yanai, 2002: Influence of Eurasian spring snow on Asian summer rainfall. *International J. Climatology*, **22**, 1075-1089.

Yasunari, T. and A. Kito, 1991: Local and remote response to excessive snow mass over Eurasia appearing in the Northern spring and summer climate - A study with the MRI,GCM -. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **69**, 473 - 487.

佐藤尚毅, 2008: 大気海洋結合のある浅水波方程式系において導出された位相速度の遅い東進モード. 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.

原田 やよい, 長谷川 寛, 牛田 信吾, 藤川 典久, 2008: 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. 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.