

2010 年夏季における中緯度対流圏の昇温 中緯度対流圏の昇温はどのようにもたらされたのか？

小林ちあき¹⁾

1) 気象研究所 気候研究部

1. はじめに

2010 年夏季に日本は記録的な猛暑となった。猛暑に関連した大気循環場の特徴の一つとして、北半球中緯度対流圏の帯状平均層厚換算温度が 1979 年以降、最も高かったことが気象庁異常気象分析検討会により示されており、2009 年夏季から発生し、翌 2010 年春に終息したエルニーニョ現象や 2010 年夏季に発生したラニーニャ現象の影響が指摘されている。この中緯度域の対流圏気温の偏差がもたらされた要因について、大気モデルを使用した実験を行い、考察を行った。

2. 実況の経過と研究の目的

図 1 に 2009 年 1 月から 2010 年 12 月までの、帯状平均 200hPa 高度場年偏差の時系列を、エルニーニョ監視海域の海面水温偏差(NINO3SST)とともに示す。200hPa 高度場は対流圏界面高度と対応しており、対流圏気温を反映しているとみなせる。これをみると、エルニーニョ現象最盛期である 2009 年 12 月から約 3 か月遅れて、熱帯域 200hPa 高度場の正偏差が最も大きくなる様子が分かる。その後、熱帯域で正偏差が徐々に小さくなるのに対し、両半球の中緯度域で正偏差が大きくなっている。2010 年夏季(6 月～8 月、JJA)において、太平洋赤道域の海面水温の状況は負偏差となりラニーニャ現象が発生したが、熱帯大気は依然正偏差を示しており、負偏差となるのは、11 月を過ぎてからだった。

このようにエルニーニョ現象の 2, 3 か月後に、熱帯域高度場の正偏差がピークとなり、引き続き北半球と南半球の両中緯度域で正偏差が大きくなる現象は過去にも何回か起きており、1987-1988 年頃や、1997-1998 年頃にも見られる。いずれの場合も、ラニーニャ現象の影響と思われる熱帯域の負偏差が現

れるよりも前に、両半球中緯度が正偏差となっており、ラニーニャ現象がこの両半球中緯度の正偏差をもたらしとは、考えにくい。そこで、2010 年夏季の中緯度帯における高度場正偏差がラニーニャ現象によりもたらされたのか、否かを、大気モデルを使った再現実験と SST 感度実験で確かめ、正偏差が生じた要因を調べることにした。

3. 再現実験、感度実験の設定と結果

実験に使用した大気モデルは、気象庁の全球大気モデルをもとに気象研究所で開発された大気モデル(革新プログラム後期実験モデル、Mizuta et al. 2011)であり、解像度が TL159L60 のバージョンである。初期値は気象庁客観解析値の 2009 年 1 月 1 日、15 日、2 月 1 日、15 日、3 月 1 日を用いて、5 メンバアンサンブル実験とした。2010 年夏季(6 月～8 月)を対象とするので、いずれも初期値からのリードタイムが 1 年以上あること、及び、計算結果のアンサンブル平均を用いることによって、SST など境界条件の影響を抽出することができると考えられる。

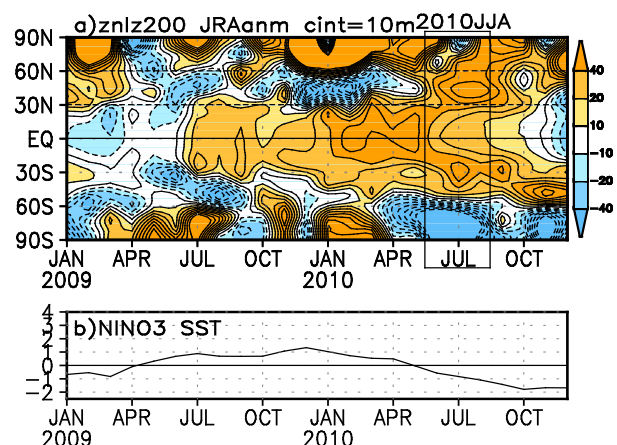


図 1 (a) 帯状平均 200hPa 高度場年偏差時系列と (b) エルニーニョ監視海域(5N-5S、150W-90W)の海面水温偏差時系列(2009 年 1 月から 2010 年 12 月まで)。ともに 1979-2004 年平均値からの偏差。a)は JRA-25 (Onogi et al., 2007) に、b)は HadISST1.1 に基づく。

また、境界条件としては、HadISST1.1(Rayner et al. 2003) 月平均海面水温と海氷被覆率を観測 SST、ICE として（モデル中では時間内挿値を）用いた。観測 SST、ICE を大気モデルに与えた実験を再現実験 (ExAMIP) とする。一方、気候値 SST、ICE (1979 年－1998 年の平均値) を与えた実験を気候値実験 (ExCLM) とし、結果の差を境界条件による強制の影響とみなすこととし、実況の平年偏差と比較する。

2009 年 1 月から 2010 年 12 月までの、帯状平均 200hPa 高度場の再現実験と気候値実験との差の時系列を図 2 に示す。実況の平年偏差時系列(図 1)と比較すると、再現実験ではタイミングのずれや振幅の差はあるものの、エルニーニョ現象最盛期から約 3 か月遅れて熱帯域で高度場正偏差が最も大きくなり、その後、熱帯域の正偏差が小さくなり、両半球中緯度域で正偏差が大きくなっている様子が再現されている。このため、両半球中緯度に広がる正偏差は、海面水温などの外部強制によって生成されていると考えることができる。

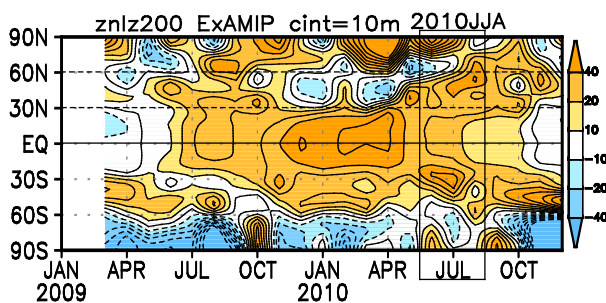


図 2 大気モデルを用いた再現実験(ExAMIP)の帯状平均 200hPa 高度場と気候値実験(ExCLM)との差の時系列 (2009 年 1 月から 2010 年 12 月まで)。

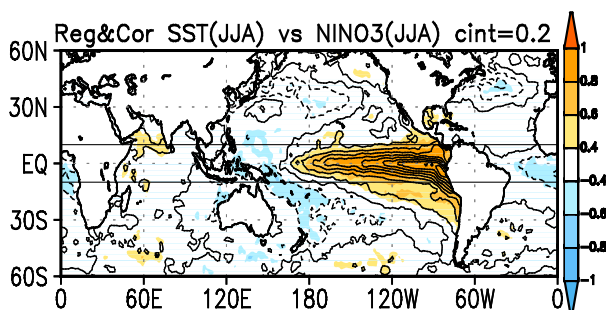


図 3 JJA 平均 NINO3SST の年々変動に対する SST 偏差への同時回帰分布(コンター)および相関分布(陰影)。10N と 10S に横線。

また、ここで使用した大気モデルは、2010 年 JJA に顕著だった両半球中緯度域の正偏差を再現できるモデルであることも確認できた。これを用いて、両半球中緯度の正偏差がラニーニャ現象によってもたらされたのか、与える SST を変えた感度実験を行う。

感度実験 1 (Ex1) は、2010 年夏季にラニーニャ現象が発生しなくても中緯度大気は正偏差になるかどうかを調べるために行う。図 3 に JJA 平均のエルニーニョ監視海域の海面水温偏差(NINO3SST)の年々変動に対する SST 偏差分布への同時回帰分布および相関分布を示す。JJA の NINO3SST と相関が高い海域は、ほぼ赤道域 10N-10S の間に分布していることが分かる。このことから、この範囲の SST 偏差をラニーニャ現象の影響による SST 偏差とみなすことにする。2010 年 4 月までは、再現実験(ExAMIP)と同様に観測 SST を与え、その後、10N-10S の範囲を気候値 SST、その他の領域を観測 SST とした SST 分布を大気モデルに与えることにより、夏にラニーニャ現象が発生しない設定とする。

また、感度実験 2 (Ex2) は、ENSO がニュートラルな状態から 2010 年 JJA の程度のラニーニャ現象が発生した場合に、中緯度大気は正偏差になるかどうかを調べるために行う。こちらは、2010 年 4 月までは気候値 SST を与え、2010 年 5 月以降は 10N-10S の範囲を観測 SST、その他の領域を気候値 SST とした SST 分布を大気モデルに与えることにより、ENSO がニュートラルな状況から夏にラニーニャ現象が発生する設定とする。

これらの感度実験と気候値実験(ExCLM)との差を図 4 に示す。感度実験 1 (Ex1) の結果では、両半球の中緯度大気は 2010 年 JJA に正偏差になっている。すなわち、10N-10S の範囲の SST の強制によって両半球の中緯度大気は正偏差がもたらされているわけではないことになる。一方、感度実験 2 (Ex2) の結果では、2010 年 JJA に中緯度域の正偏差は現れない。すなわち、10N-10S の範囲で 2010 年 JJA の程度の SST 偏差が生じたとしても、両半球の中緯度大気に正偏差がもたらされるわけではない、ということになる。このように、いずれの結果からも、両半球中緯度大

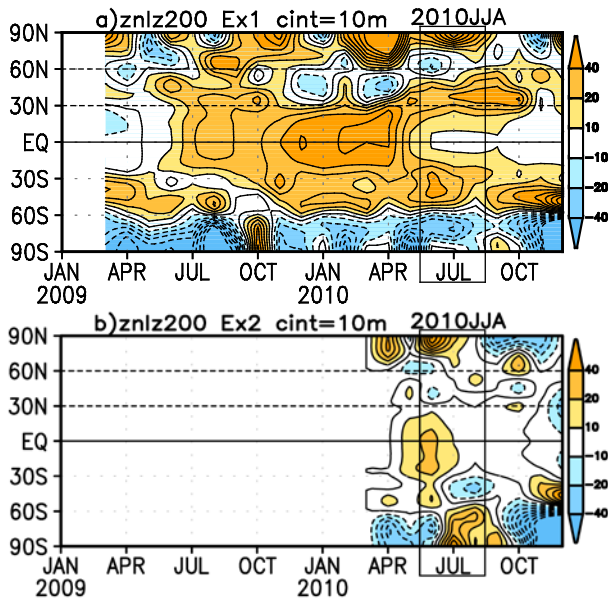


図4 SST 感度実験による帯状平均 200hPa 高度場と気候値実験 (ExCLM) との差の時系列 (2009 年 1 月から 2010 年 12 月まで)。a) は感度実験 1 であり、2010 年 3 月までは再現実験と同じ偏差。b) は感度実験 2 であり、2010 年 3 月まで気候値実験との差はゼロである。

気の正偏差は 10N-10S の範囲の SST 偏差が原因とはいえず、ラニーニャ現象によりもたらされたのではない、ということが示された。では、両半球中緯度大気の正偏差は、どのようにもたらされたのか、次節でその考察を行う。

4. 考察

前節で示したように、2010 年 JJA における両半球中緯度域の正偏差は、10N-10S の範囲の SST 偏差によってもたらされたわけではなく、ラニーニャ現象によってもたらされたとは言い難い。では、中緯度大気の正偏差は 2010 年春に終息したエルニーニョ現象によってもたらされたのだろうか？しかし、大気自体に季節を超えて影響を及ぼす長いメモリがあるとは考えにくい。エルニーニョ現象の影響は、赤道域以外の SST 偏差に残っており、それが、大気の中緯度の正偏差をもたらしているのではないかと考えられる。それでは、どこの海域の SST 偏差によってもたらされたのだろうか？

図 5 に、DJF (12 月～2 月) 平均 NINO3SST の年々変動に対する、次の JJA の SST 偏差分布へのラグ回帰、

ラグ相関分布を示す。これをみると、インド洋亜熱帯域や南シナ海に、ENSO とラグ相関が高い海域が存在している。これはエルニーニョ現象がピークとなった後の春から夏にかけて、インド洋海面水温の高温偏差が夏まで持続する現象 (Xie et al., 2009) と整合するものである。一方、2010 年 JJA における北大西洋亜熱帯域の SST は顕著な正偏差を示しており、標準偏差の 2 倍を超えていた。エルニーニョ現象とのメカニズム的な関係は不明であるが、北大西洋亜熱帯域の SST 偏差が大気の中緯度正偏差をもたらしている可能性も考えられる。そこで、前節で行った感度実験 (Ex2) のバリエーション実験として、SST 観測値を与える範囲を広げる方式を用いて、追加の感度実験を行った。5 月以降の SST 観測値を与える範囲は表 1 のとおりである。

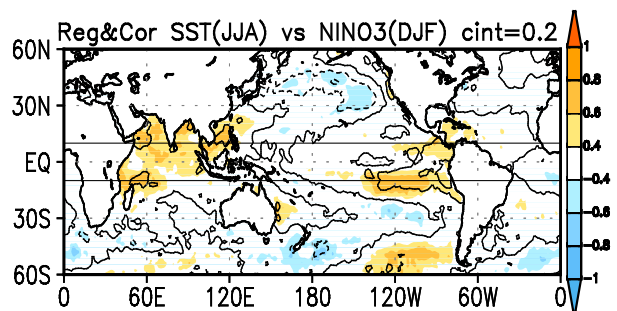


図5 DJF 平均 NINO3SST の年々変動に対する次の JJA 平均 SST 偏差へのラグ回帰分布 (コンター) およびラグ相関分布 (陰影)。10N と 10S に横線。

表1 追加 SST 感度実験において 2010 年 5 月以降観測 SST を与える範囲

観測SSTの範囲	観測SSTの追加海域	記号
30N-10S,0-360E	北半球亜熱帯域	Ex2tn
10N-30S,0-360E	南半球亜熱帯域	Ex2ts
10N-10S,0-360Eと30N-10N,30E-110E	北インド洋亜熱帯域	Ex2i
10N-10S,0-360Eと30N-10N,110E-180	北西太平洋亜熱帯域	Ex2p
10N-10S,0-360Eと30N-10N,100W-0	北大西洋亜熱帯域	Ex2a

各実験の帯状平均 200hPa 高度場の気候値実験との差の時系列 (図略) を見ると、北半球中緯度域の正偏差を明らかに再現するのは、北半球亜熱帯域に観測 SST を追加して与えた実験 Ex2tn のみであり、北インド洋亜熱帯域や、北大西洋亜熱帯域に観測 SST を与えた実験結果は、明瞭な北半球中緯度域の正偏差を示さなかった。このことから、夏季の北半球中緯度大気に正偏差をもたらすのは、北半球亜熱帯の

SST 偏差であることは言えるが、どの海域の SST 偏差が貢献しているのかは、この実験からでははっきりとはいえなかった。亜熱帯域の SST 偏差パターンが全体として影響している可能性も考えられる。

以上、SST と中緯度大気の高度場正偏差との関係を示してきたが、これらをつなぐメカニズムとして、対流活動が橋渡しをしていると考えるのは妥当であろう。そこで、ここまで行った実験で再現された対流活動についても考察する。

図 6 に、大気モデルをつかった再現実験と SST 感度実験の 2010 年 JJA における OLR の気候値実験からの差の分布を示す。再現実験 (ExAMIP) では、アラビア海からパキスタン付近にかけての領域とカリブ海付近で対流活動が活発な様子と、太平洋赤道域で不活発な様子が良く再現できている。また、感度実験 1 (Ex1) は、太平洋赤道域で不活発な様子を再現していないが、アラビア海からパキスタン付近にかけての領域とカリブ海付近で対流活動が活発な様子は再現している。感度実験 1 (Ex1) は、2010 年夏季における両半球中緯度大気の正偏差を再現していたことから、これらの領域の対流活動が、両半球中緯度大気の正偏差の原因である可能性がある。海域別に SST 偏差を与えた 5 つの追加感度実験の結果をみると、北インド洋亜熱帯域に SST 偏差を与えた場合 (Ex2i) は、アラビア海からパキスタン付近にかけての領域で対流活動が活発、北大西洋亜熱帯に SST 偏差を与えた場合 (Ex2a) は、カリブ海付近で対流活動が活発になっているものの、どちらも中緯度大気の高度場正偏差を再現していなかった。しかし、北半球亜熱帯域全域に SST 偏差を与えた実験 (Ex2tn) は、アラビア海からパキスタン付近にかけての領域とカリブ海付近の両方で対流活動が活発であることを再現しており、北半球中緯度大気の高度場正偏差を再現していた。このことから、北半球中緯度大気の正偏差の再現には、アラビア海からパキスタン付近にかけての領域とカリブ海付近の両方の対流活動が活発であることが必要であったと考えられる。

6. まとめ

2010 年夏の猛暑に関連した循環場の特徴である北半球中緯度大気の昇温の要因を調べるため、大気モデルを使った再現実験と SST による感度実験を行った。2010 年 JJA の帯状平均 200hPa 高度場の中緯度域の正偏差は、観測 SST を大気モデル与えた実験で再現することができた。このことから、中緯度域の高度場正偏差は、海面水温などの外部境界条件による強制により生じていたと考えられる。SST 感度実験から、2010 年 JJA の北半球中緯度の高度場正偏差は、北半球の亜熱帯域の SST によってもたらされており、(太平洋赤道域に限定された) ラニーニャ現象によってもたらされたのではない、と考えられる。

2010 年春に終息したエルニーニョ現象と北半球中緯度の高度場正偏差の関係は直接説明できた訳ではないが、SST の統計関係としてエルニーニョ現象終了後も、JJA までインド洋亜熱帯域で SST 正偏差が続く傾向があり、2010 年の JJA においても、インド洋熱帯域で SST が正偏差であった。このため、アラビア海からパキスタンにかけて対流活動が活発化していたと考えられる。また、2010 年 JJA は、北大西洋亜熱帯域で SST の正偏差が顕著であったため、カリブ海付近での対流活動が活発化だった。これらの両方の対流活動偏差が、2010 年の JJA の北半球中緯度帯 (少なくともその低緯度側 (30N-45N) の範囲) の高度場正偏差をもたらしたのではないかと考えられる。

今回の解析は、2010 年 JJA に起きた北半球中緯度の帯状平均高度場に着目した解析であり、エルニーニョ現象後の夏季に、このような現象が必ず起きるというわけではない。エルニーニョ現象後の夏季の一般的な大気の特徴については、過去事例の解析を行うなど、今後の研究の課題としたい。

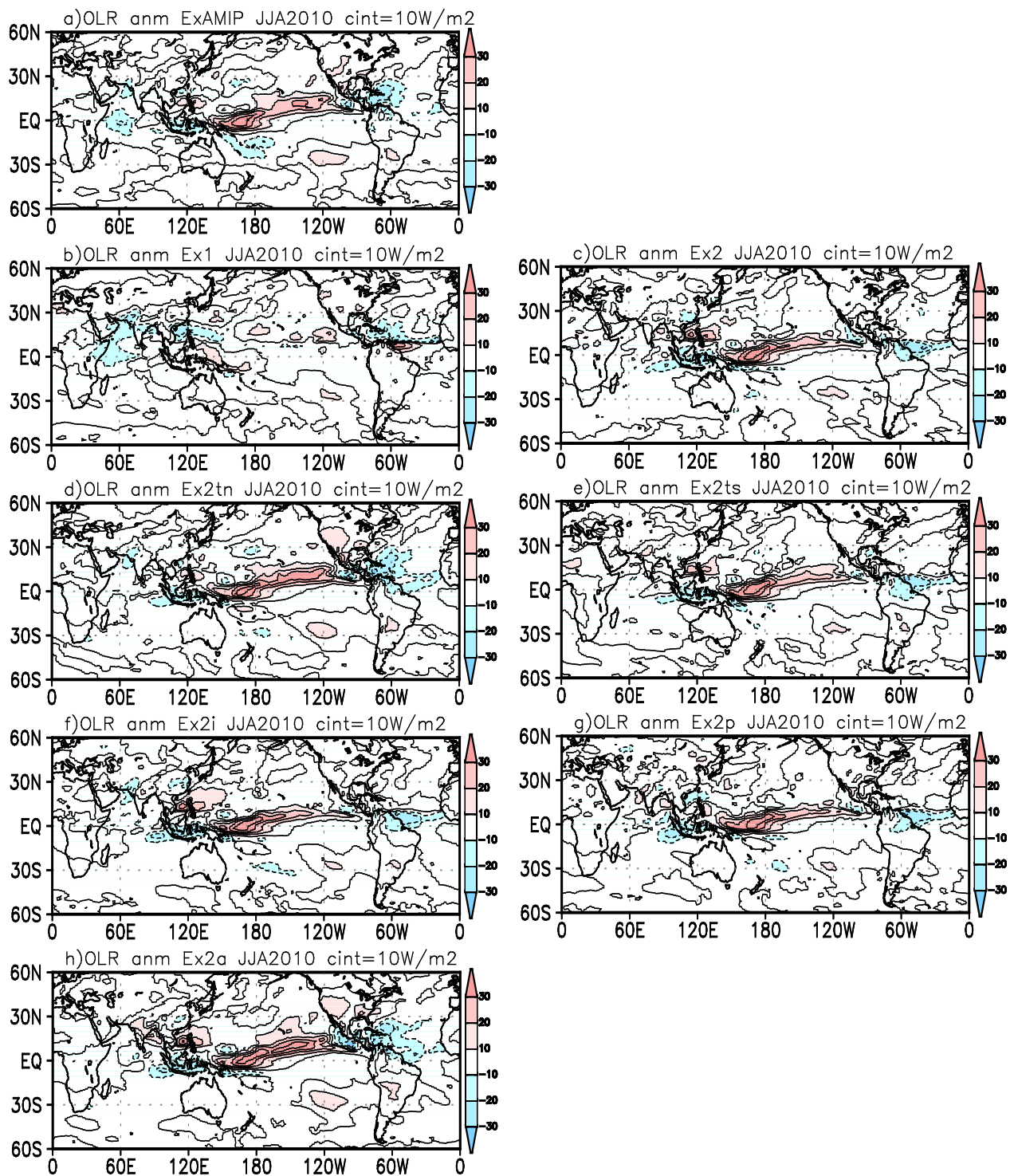


図6 再現実験および SST 感度実験、追加 SST 感度実験による 2010 年 JJA 平均 OLR 偏差。a) Ex2AMIP、b) Ex1、c) Ex2、d) Ex2tn、e) Ex2ts、f) Ex2i、g) Ex2p、h) Ex2a。中緯度域の高度場正偏差を再現した実験は、Ex2AMIP、Ex1、Ex2tn。

参考文献

- Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, H. Endo, T. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki, and A. Kitoh, 2011: Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. J. Meteor. Soc. Japan, submitted.
- 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. Jpn 85: 369-432.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, J. Geophys. Res., 108(D14), 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, T. Sampe, 2009: Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the Summer following El Niño. J. Climate, 22, 730-747. doi: 10.1175/2008JCLI2544.1