

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 (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高度場平年偏差の時系列を、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たとは、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

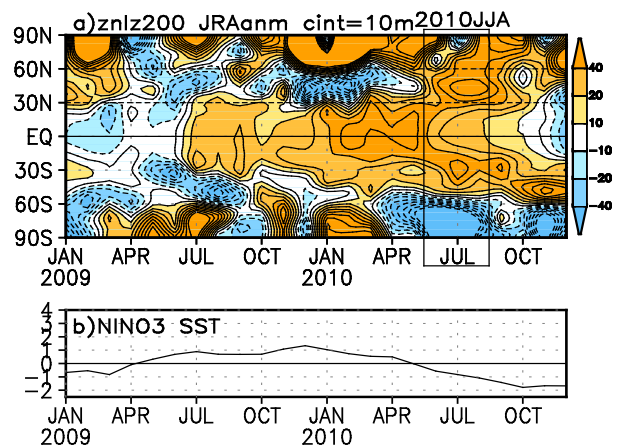


図1 (a) 帯状平均200hPa高度場平年偏差時系列と(b) エルニーニョ監視海域(5N-5S、150W-90W)の海面水温偏差時系列(2009年1月から2010年12月まで)。ともに1979-2004年平均値からの偏差。a)はJRA-25(Onogi et al., 2007)に、b)はHadISST1.1に基づく。

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。

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、実況の半年偏差と比較する。

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。実況の半年偏差時系列(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。

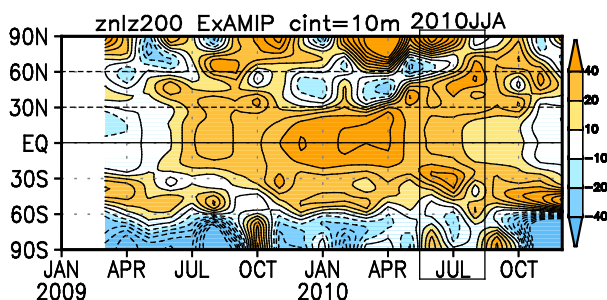


図2 大気モデルを用いた再現実験(ExAMIP)の帯状平均200hPa高度場と気候値実験(ExCLM)との差の時系列(2009年1月から2010年12月まで)。

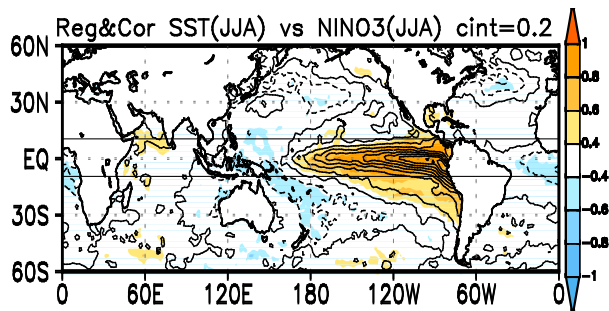


図3 JJA平均NINO3SSTの年々変動に対するSST偏差への同時回帰分布(コンター)および相関分布(陰影)。10Nと10Sに横線。

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の高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 に中緯度域の高偏差は現れない。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高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、両半球中緯度大気の高偏差は 10N-10S の範囲の SST 偏差が原因とはいえ、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高偏差は、どのようにもたらされたのか、次節でその考察を行う。

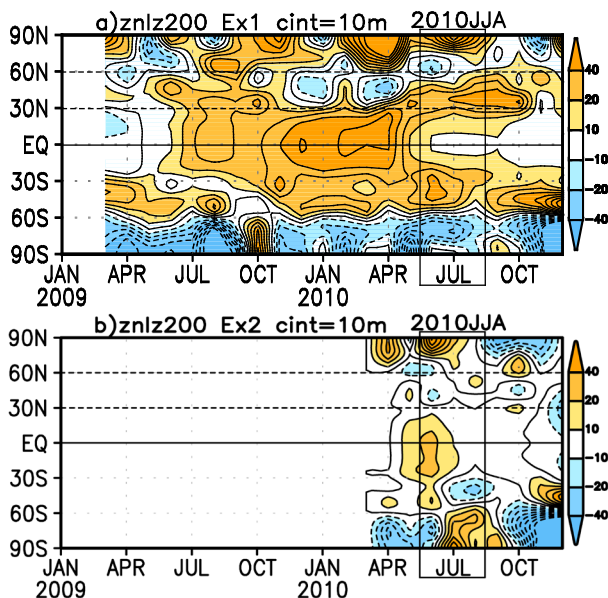


図 4 SST 感度実験による帯状平均 200hPa 高度場と気候値実験 (ExCLM) との差の時系列 (2009 年 1 月から 2010 年 12 月まで)。a) は感度実験 1 であり、2010 年 3 月までは再現実験と同じ偏差。b) は感度実験 2 であり、2010 年 3 月まで気候値実験との差はゼロである。

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高偏差は、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、中緯度大気の高偏差は 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、大気の中緯度の高偏差をもたらし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 NINO3 SST 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 は顕著な高偏差を示しており、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高偏差をもたらし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変えて、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。

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 の海域	記号
30N-10S, 0-360E	10N-10S+北半球亜熱帯域	Ex2tn
10N-30N, 0-360E	北半球亜熱帯域のみ	Ex2tnx
30N-10N, 30E-110E	北インド洋亜熱帯域のみ	Ex2ix
30N-10N, 110E-180	北西太平洋亜熱帯域のみ	Ex2px
30N-10N, 100W-0	北大西洋亜熱帯域のみ	Ex2ax
30N-10N, 30E-110E と 30N-10N, 100W-0	北インド洋と北大西洋亜熱帯域	Ex2iax
30N-10N, 30E-110E と 30N-10N, 110E-180	北インド洋と北西太平洋亜熱帯域	Ex2ipx
30N-10N, 100W-0 と 30N-10N, 110E-180	北大西洋と北西太平洋亜熱帯域	Ex2apx

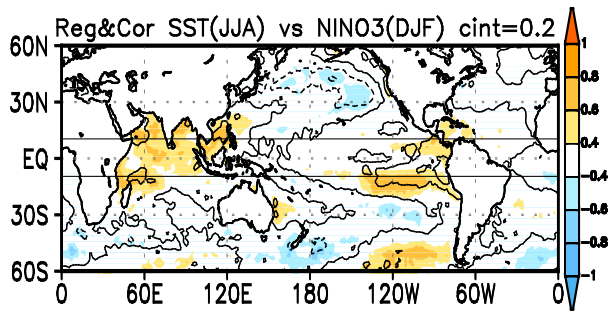


図5 DJF 平均 NINO3SST の年々変動に対する次の JJA 平均 SST 偏差へのラグ回帰分布(コンター)およびラグ 相関分布(陰影)。10N と 10S に横線。

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は、北半球亜熱帯域全域に観測 SST を与えた実験の場合に良く再現されていた。個別の海域に観測 SST を与えた実験では、いずれも北半球中緯度域の正偏差を明瞭には再現しなかったが、2 つの亜熱帯域に観測 SST を与えた実験では、観測 SST を与えた実験は、北大西洋亜熱帯域を含む場合に、明瞭な北半球中緯度域の正偏差を示した。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 偏差であり、北大西洋亜熱帯域が重要な役割を果たしていたと考えられる。また、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。

ここまで SST と中緯度大気の高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られるべきであろう。そこで、これ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原因である可能性がある。海域別に SST 偏差を与えた追加の感度実験の結果をみると、太平洋赤道域におけるラニーニャ型の対流偏差分布は、赤道域にも観測 SST を与えた実験(Ex2tn)にのみ再現されている。北半球亜熱帯域のみに観測 SST を与えた実験(Ex2tn x)において、ラニーニャ型の対流偏差分布は再現されていないが、この実験では、中緯度大気の高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原因には、ラニーニャ型の対流偏差分布ではなく、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高高度場の正偏差は、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。

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

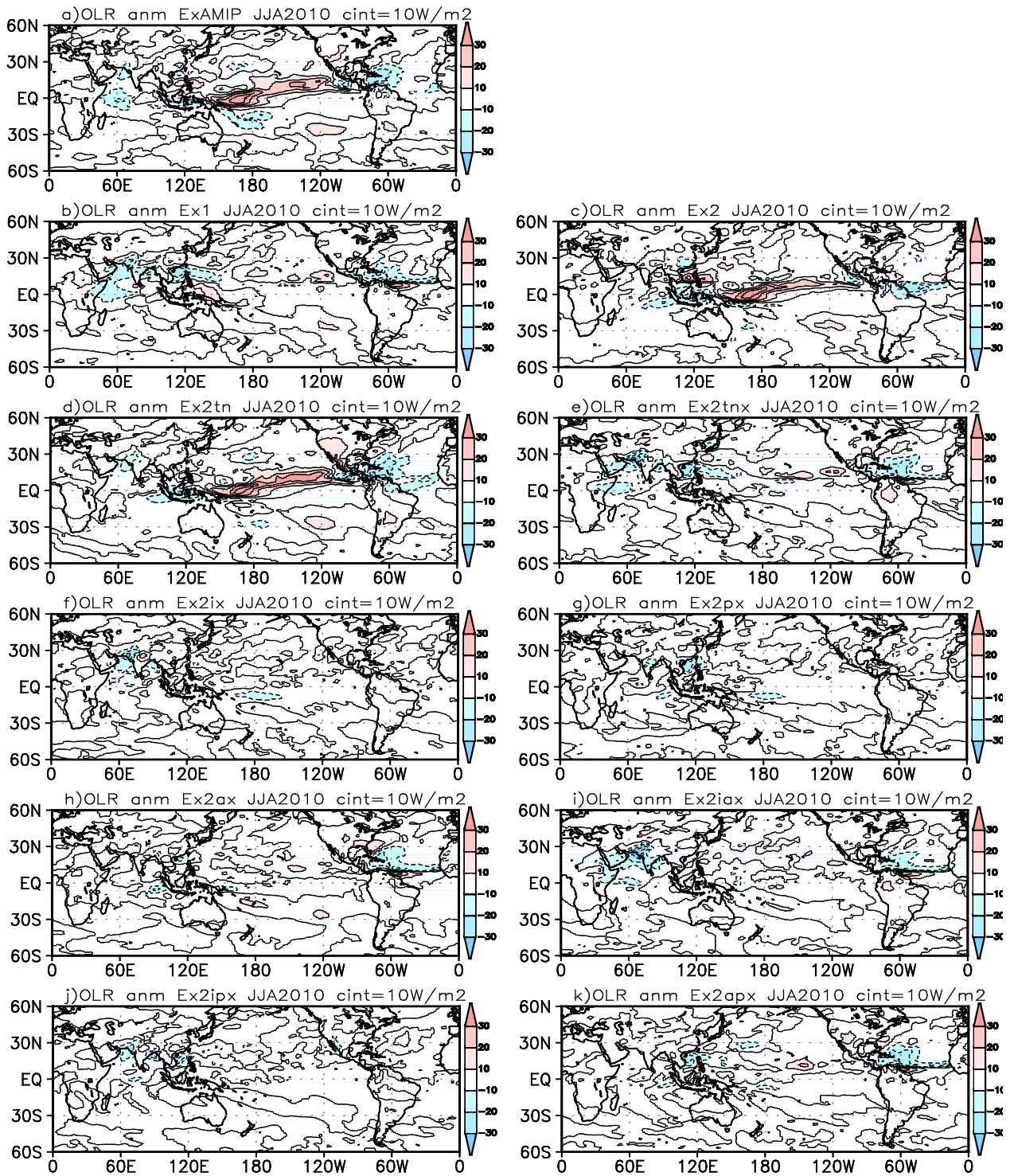


図6 再現実験および SST 感度実験、追加 SST 感度実験による 2010 年 JJA 平均 OLR 偏差。a) Ex2AMIP、b) Ex1、c) Ex2、d) Ex2tn、e) Ex2tnx、f) Ex2ix、g) Ex2px、h) Ex2ax、i) Ex2iax、j) Ex2ipx、k) Ex2apx。