

成層圏力学過程を通じた太陽活動の対流圏への影響：  
ENSO サイクルの変調とそのメカニズム

気象研究所 気候研究部 小寺 邦彦

要旨

太陽活動に従って対流圏二年振動の振幅が変わるといような太陽活動による ENSO サイクルの変調の問題について解析を行った。その結果、太陽活動の高い (HS) 低い (LS) で ENSO サイクルに伴う海面水温 (SST) の発展の仕方に違いがあり、LS では翌年の夏には赤道東太平洋の SST 偏差は反転するが、HS では減衰しながら持続する。Niño 3, 4 域の SST とのずらし相関による大気の影響解析の結果から、HS では太平洋上の東西循環の変化が主であるのに対し LS はインド洋域を含むより帯状な広がりを示し、赤道域 - 亜熱帯間の南北循環の変動を伴っていることが分かった。Niño 域 SST の変動に対する応答の違いは対流圏赤道域の基本場の上昇流の大きさに依存していることが示唆される。また、この対流圏赤道域の上昇流の長期変化は成層圏でのプラネタリー波の活動の違いによるブリュワー・ドブソン (BD) 循環の変化と関連して起こっている可能性が示された。以上から、i) 太陽活動の変化に伴い BD 循環が変化し、ii) それに従って対流圏赤道域の上昇流が変化する。iii) この上昇流の強さによって Niño 域の SST に対する大気の影響のパターンが異なる、という 3 つのプロセスが関連していると考えられる。したがって、太陽活動の影響を明らかにするには各プロセスをそれぞれ明らかにする必要がある。

1. はじめに

太陽活動の気候に対する影響については古くより議論が絶えない。一般には太陽活動の変化に対して気温が高くなったり低くなったりというような、比例的な関係が議論される。しかし、それとは異なり太陽活動による内部モードの変調と呼べるような効果が知られている。たとえば成層圏の赤道準二年周期 (QBO) と冬の北極域成層圏の気温の間には太陽活動極小期には QBO が西風相のとき極の気温は低く、東風相の時には暖かいという関係が見られる。しかし、太陽活動極大期には QBO と極域の気温の関係は、逆転または消失する (Labitzke, 1988)。また別の例としては、北大西洋振動は太陽活動の低い時には北大西洋域に限定された局所的な構造をしているが、太陽活動の高い時には半球的な構造を持つ (Kodera, 2002, 2003)。

赤道太平洋の海面水温 (SST) はエルニーニョ・南方振動 (ENSO) に連動して色々な時間スケールで変化しているがどの場合に類似した空間構造をもっている (White and Tourre, 2003)。この中で対流圏二年振動 (TBO) と呼ばれる成分の振幅は 11 年の太陽黒点周期と相関を示し、太陽活動極小期には振幅が大、極小期には小さいという関係がある (Barnett, 1989)。

White and Allan, 2001)。太陽活動とエルニーニョについてはさらに、太陽活動が高い時期は、エルニーニョの発生間隔が長く、低い時期は短くなる事も報告されている (Enfield and Cid, 1991)。これらの結果は、太陽活動が低調な時には、ENSO の位相の反転が起こり易いと言え換えられよう。

これまでの研究では ENSO サイクルと太陽活動の関係は主として統計的な調査であり、どのようにして太陽活動の変化が ENSO サイクルに影響をおよぼすかそのメカニズムについて調べることが是非とも必要である。太陽活動の海洋への影響といえばまず最初に考えられるのは太陽から海洋にはいる放射エネルギーの変化であろう (例えば White et al., 1997)。しかし最近の研究によると、海洋に見られる ~ 10 年の変動の原因は、海洋に入射する太陽のエネルギーの変化ではなく、成層圏における紫外線加熱の変化である可能性が指摘されてきた (White and Dettinger, 2003, personal communication given at the IUGG general assembly)。ここではまずどのような枠組みで太陽活動と ENSO サイクルの関係をとらえるべきか議論する。

## 2 . データ

大気に関するデータは NCAR/NCEP (Kalnay, 1996) による再解析データを、SST はハドレーセンター編纂による HadISST (Rayner et al., 2003) を歴史的海面気圧については Trenberth and Paolino (1980) 編纂のデータを用いる。解析はすべて月平均データを基本データとしている。主な解析期間は近年の約 41 年間、1958-1998 年とし、解析の安定性を見るときは 1919-1998 の 80 年間で 1919-1958 と 1959-1998 の二つの 40 年間にわけて解析する。

太陽活動の指数は 10.7 cm の太陽電波強度 (F10.7) をもちいるが、1900 年代の初期を含む長期間の解析の場合には F10.7 の代わりに太陽黒点数を使用する。本研究では主に夏から冬にかけての期間の年々変動を取り扱うので太陽活動の指数は 7 月 - 12 月の半年平均をもちいる。ここでは 11 年の太陽黒点周期にともなう変動を取り扱っているが、同じ黒点周期の極大といっても 1900 年の初期の値は最近の極大期の半分くらいの大きさしかないのでここでは極大、極小期というより、解析期間の平均値より平均より高い時期 (HS) と低い時期 (LS) と区分けする。

## 3 . 結果

### 3 . 1 大気循環場

ENSO の代表的な変数として Niño 3,4 域 (170°W - 120°W, 5°S - 5°N) の SST を選ぶ。図

1に、7、8月平均の Niño 3,4 (170W - 120W, 5°S - 5°N) の SST の時系列を HS と LS に分けて示す。黒丸は気象庁によるエルニーニョ発生年。この7、8月平均の Niño 3,4 の SST ( $SST_{Niño3,4}$ ) と、上から下に順に、各地点の SST との相関を図2に示す。上から順に、同時(同7 - 8月) 6ヶ月後(翌1 - 2月) 1年後(翌7 - 8月)のずらし相関。HS と LS のどちらの場合でも太平洋域の SST は夏から冬へと発達するが、LS の場合は翌年の夏には逆符号になる。それに対し HS の場合には同符号の偏差が引き続き見られる。LS の場合の SST の偏差が翌年に逆符号になるということは、二年振動の振幅が大きいということに対応している。

図2をよく見ると、太平洋域よりもっと大きな違いがインド洋に見られる。HS の場合はインド洋の SST との関連は少ないが、LS の場合は東太平洋の昇温に従ってインド洋、南シナ海に大きな昇温が見られる。インド洋の SST の変動は対流圏二年振動(TBO)の生成にとって本質的なものであり(Meehl and Arblaster, 2002) また南シナ海 SST の変動は“二年振動タイプの ENSO”を特徴づけるものとして知られている(Ose, 2000)。以上より、太陽活動と ENSO の関連においては夏から冬にかけての太平洋域 - アジア域での SST の発達の仕方の違いが本質的である事がわかる。

さらに詳しい解析を行う前に太陽活動と ENSO の関係が安定しているか 1959-1998 年と 1919-1958 年の二つの独立な 40 年の期間について相関関係を調べる。図3に7 - 8月平均の  $SST_{Niño3,4}$  と各地点の 9 - 10月平均 SST とのずらし相関を示す。いずれの40年間についても HS の場合はインド洋域には相関は見られないが、LS の場合は西インド洋で正、東インド洋で負というインド洋ダイポール・モード(Sasi et al., 1999)の特徴をもつパターンが見られる。

### 3.2 大気循環場

ENSO と関連した循環場に太陽活動の影響がどのような違として現れるか同じく SST と大気の変数とのずらし相関を計算する事により調べる。図4に7、8月平均  $SST_{Niño3,4}$  と赤道(5°S - 5°N)上の各経度・高度の2ヶ月平均気温のずらし相関を示す。上から下へ、7 - 8月、10 - 11月、1 - 2月平均気温相関図。HS の場合、夏には暖かい東大西洋の上で対流圏上部の気温が高くなるが、逆に、海洋大陸付近は気温が下がっている。秋になると、海洋大陸付近では地表付近の気温も減少し、東太平洋域とのシーソー・パターンが明瞭になる。冬になると上部成層圏の温暖化は海洋大陸付近をのぞく赤道域全体に広まってくる。LS の場合も夏には気温の上昇域は主に東太平洋であるが、HS と異なり海洋大陸付近での気温の低下は見られない。そして、秋から冬へと季節の進行とともに気温の上昇域は赤道域全体に広がる。さらに、HS とは異なりインド洋域でも気温の上昇は海面まで及んでいる。

Niño 3,4 域の SST との関係の HS、LS による違いは帯状平均気温にもはっきりと現れている

(図5) HS の場合は東太平洋の昇温と海洋大陸域の低温がうち消しあうので帯状平均場の気温には冬になるまで SST との相関は認められないが、LS の場合には全域で気温の上昇が起こるので夏から気温の上昇が帯状平均場でも認められる。

気温場の違いは SST と関連した積雲対流活動あるいは上昇流の違いから理解できる。図6に図4と同じく  $SST_{Ni\tilde{n}o\ 3,4}$  とのずらし相関計数を赤道上 ( $5^{\circ}S - 5^{\circ}N$ ) 各経度・高度の気圧座標系鉛直流 ( $\omega$ ) について図示する。HS では夏には東太平洋域と海洋大陸・インド洋域間のシーソーが顕著であるが LS では東太平洋域の上昇域に対する海洋大陸域の下降域は発達しておらず、インド洋域できわめて弱いがむしろ上昇傾向がみられ、秋にはこの上昇域は顕著になり冬まで引き続き発達する。HS でも秋になると上昇域がインド・アフリカ域に現れるが、冬の到来とともに消えてゆく。

$SST_{Ni\tilde{n}o\ 3,4}$  と赤道東の東西風との相関を見ると(図7) HS では夏には主に太平洋域の下層で西風、上層で東風の上下対の相関域が見られるのに対し、LS の場合には太平洋域に加えインド洋上でも、下層で東風、上層で西風の二対が見られる。秋には双方ともインド洋域で相関が見られるが、HS の場合冬になるとインド洋上、特に地表付近の相関は弱まる。これに反し、LS の場合インド洋上のセルは引き続き存続する。上昇流の解析結果(図6)と合わせる、HS の場合  $SST_{Ni\tilde{n}o\ 3,4}$  の変動は太平洋赤道東の東西循環(東ウォーカー循環)、HS の場合は太平洋セルに加え、インド東の東西循環(西ウォーカー循環)の変化をもたらすといえる。

赤道東の東西循環ばかりでなく、子午面循環にも明瞭な違いが見いだされる。図8に  $SST_{Ni\tilde{n}o\ 3,4}$  と各緯度・高度の帯状平均  $\omega$  との相関を示す。HS の場合夏には赤道を離れた南北  $10^{\circ}$  くらいの上昇流と相関があるが赤道東の  $\omega$  と相関が現れるのは秋以降である。これに反し、LS では夏から赤道東の  $\omega$  との相関がみられ、また秋、冬においても赤道東の上昇流と一貫して強い相関を示す。この赤道東の上昇流との相関は、図5の帯状平均気温の相関図とほぼ対応しており、赤道東の SST の偏差と対応して赤道東の帯状平均場で上昇流が変化するとき、赤道対流圏の気温も変化することが理解される。

### 3.3 中緯度

これまでは赤道域の循環場について主に調べてきたが、ENSO の影響は赤道域の SST の変化にともなう大気加熱により生み出される強制ロスビー波の南北伝播により中高緯度に影響をおよぼす (Hoskins and Karoly, 1981)。ところで、図4, 6を見ると、赤道域の循環場は HS と LS で非常に異なっており中高緯度への影響も大きく異なることが予想される。図9に7-8月平均  $SST_{Ni\tilde{n}o\ 3,4}$  と各緯度経度の1-2月平均(上)500hPa高度場、(下)地表2m気温との相関を示す。HS では大太平洋・北アメリカパターン(PNA)に似た波列が北太平洋・北米大陸上に見られ、地表気温の偏差も同地域で際だっている。しかし LS では波

の構造ははっきりとしない。また太平洋上の中心は西にあり、PNAよりはむしろ西太平洋でアリューシャン域と日本の南東域でのシーソーモードである西大平洋パターン(WP)に近い形をしている。また地表気温の偏差場も西太平洋域で顕著である。

このような、中高緯度への ENSO に対する応答の太陽活動への依存性が安定したものかどうか調べるために図3と同じく1919年から1998年の80年間のデータを二つの期間にわけて、7 - 8月平均  $SST_{Ni\tilde{no} 3,4}$  と各緯度経度の翌年の1 - 2月平均海面気圧(SLP)との相関係数を計算した(図10)。どちらの期間においても、HS では PNA に対応して東太平洋・カリブ海に大きな応答が見られるが、LS では弱い西太平洋での南北シーソーが見えるのみといえる。

#### 4 . 太陽活動との関連

上記の解析結果から ENSO に関連した循環場は、太陽活動の高低(HS、LS)に応じて大きく変化する事が分かった。それではどのようなプロセスを通して太陽活動の影響が海面まで及ぶのかを考えよう。これまでの解析から太陽活動の影響に応じて赤道上の循環パターンが変化する事が分かったが、海面水温との関連を見る上で上昇速度は非常に重要なものであるが直接観測される量ではない。そこで、対流圏上部の帯状平均気温を代表的変数と考えこれについてより詳しく解析を行う。図11aに7 - 8月平均  $SST_{Ni\tilde{no} 3,4}$  と9 - 10月平均300 hPa 帯状平均気温( $T_{eq,300}$ )の散布図を示す。1958 - 1998の全期間での  $SST_{Ni\tilde{no} 3,4}$  と  $T_{eq,300}$  との相関係数は0.41である。太陽活動に応じて二つのグループに分けるとLSでは0.74と高い相関があるのにHSでは相関がないどころか逆符号に(-0.15)になってしまう(図11b)。

太陽活動との関連を理解するには、まず  $SST_{Ni\tilde{no} 3,4}$  と  $T_{eq,300}$  の関係がどのような大気・海洋のパラメータに依存しているかを調べる必要がある。図4に見るようにHS、LSで大きな違い現れるのは、海洋大陸 - インド洋上の気温・循環場なので、まず考えられる事はインド洋のSSTの高低にNiño 3,4のSSTと対流圏気温の関係が依存しているということである。そこで、データを赤道インド洋(50°E - 95°E, 5°S - 5°N)の7 - 8月平均SSTの高低で2グループに分け、それぞれで散布図を作成した(図11c)。相関係数はインド洋SSTが高いグループは0.24,低いグループは0.44と違いは見られるがその差は太陽活動指数を用いた場合と比べて非常に小さい。

ところで、SSTの変動は主に積雲対流の変化を通して大気に影響を与えるので、SSTが高くなる場合と低くなる場合とは当然違ってくる。この効果を見るために、Niño 3,4のSST自身の高低すなわち、図10aの縦軸の右と左で2グループに分けると、高温(エルニーニョ)側では0.47,低温(ラニーニャ)側では0.07と両者に明確な差が現れる。しかしまだ太陽活

動の場合に比てその差は小さい。

上で述べたように SST が変化しても積雲対流活動が変化しなければその影響は小さい。従って、大気の収束・発散場の違いが SST の効果を大きく規定している可能性がある。そこで赤道付近 ( $5^{\circ}\text{S} - 0^{\circ}$ ) の 7 - 8 月平均帯状平均の  $\omega$  ( $\omega_{2.5\text{S}}$ ) の大・小によってデータを 2 グループに分けて上と同様な解析を行うと、 $\omega_{2.5\text{S}}$  の大きい (上昇流小) グループでは相関係数は 0.04 であるのに対し  $\omega_{2.5\text{S}}$  の小さい (上昇流大) のグループでは相関係数は 0.63 にあがり太陽活動の高・低でのグループ分けとほぼ比較しうる結果が得られる (図 11d)。

$\omega_{2.5\text{S}}$  の大小のグループ分けで太陽活動の高・低で見られるた循環場の特徴が再現されるかどうか調べてみた。図 12 に 7 - 8 月平均の  $\text{SST}_{\text{Niño } 3,4}$  と 9 - 10 月平均場との相関、上から下に順に、帯状平均の気温、 $\omega$ 、そして赤道平均の気温、 $\omega$ 、東西風を示す。左は上昇流が弱いグループ、右は上昇流が強いグループに対応している。太陽活動指数で分けた場合とほぼ同様な特徴、上昇流が弱いグループでは、東大平洋と海洋大陸間のシーソーが主で赤道上の帯状平均場 (気温、 $\omega$ ) の変動は小さく、上昇流が強いグループでは赤道上で  $\omega$  の変動と気温場に帯状の構造がみられる。大平洋に加えインド洋上にも東西循環の変動が見られる。この結果から、太陽活動の変化は赤道付近の  $\omega$  の変化を仲介として、ENSO サイクルに影響を及ぼしているという可能性が推測される。

それでは、次にどのようなプロセスを通して太陽活動の変化が夏の赤道付近の  $\omega$  に影響を及ぼすのかを見るために 7 - 8 月平均  $\omega_{2.5\text{S}}$  と各緯度・高度の (上) 7 - 8 月帯状平均気温、或いは (下)  $\omega$  との相関係数を 1958 - 98 年の期間にいて計算した (図 12a)。興味深いことに赤道付近の上昇流は、対流圏の気温ではなく成層圏の気温と相関がある。ここまでの解析では、IGY (1958 年) 以降の再解析データを用いたが、低緯度・南半球の成層圏の観測が整備されてきたのは 1968 年以降である。従って、相関場の空間構造をより明瞭に見るため 1968 年以降の期間について、また、11 年の太陽周期の影響を主に考えているので、年々の変動を 1 : 2 : 1 の重みの低周波フィルターで減衰させてから相関係数を計算する (図 10b)。相関場の基本的なパターンは図 10a と同じであるが南半球高緯度では負、北両半球中緯度で正という南北非対称がより際だっている。こうした温度変化のパターンは、夏の北半球で上昇、冬の南半球で下降という Brewer-Dobson (BD) 循環の変調に対応していることが考えられる。

ところで BD 循環の変動は主として冬半球のプラネタリー波の変動によって引き起こされている (Holton et al., 1995; Randel et al., 2002)。そこで BD 循環との関連を調べるために 20 hPa、 $60^{\circ}\text{S}$  におけるエリアッセン・パルム (E - P) フラックスの鉛直成分 ( $F_{z,60\text{s}}$ ) と各高度緯度の帯状平均気温、 $\omega$  との相関係数を計算した。なお他の図との比較を容易にするために符号を逆にして、 $-F_{z,60\text{s}}$  との相関として図示してある。波による減速が弱くなると BD 循

環も弱まるので南半球高緯度成層圏で低温偏差、赤道域、北半球で高温偏差が認められる。また  $\omega$  に関しては対流圏赤道付近 ( $5^{\circ}\text{S} - 0^{\circ}$ ) に正の相関が認められ、BD 循環と対流圏赤道付の  $\omega$  との関係が確認される。

一方これまでの研究から太陽活動の変化は紫外線加熱の変化を通して冬半球の下部中間圏・成層圏界面の西風ジェット変動をもたらし、これが対流圏から伝播してくるプラネタリー波との相互作用を通じて極夜ジェットの変動を引き起こすと同時に BD 循環を変化させる可能性が示されている (たとえば、Kodera and Kuroda, 2002)。

太陽活動指数 ( $F_{10.7}$ ) を  $F_{z,60s}$  の代わりに用いて計算しても、対流圏赤道域の  $\omega$  との正相関が同様に見いだされる (図 1 2 d)。赤道域・北半球の成層圏気温との正相関は同様に見られるが、南半球成層圏の負相関の値はずっと小さい。この違いは、南半球極域の気温に長期トレンドが存在するためと考えられる。とにかく成層圏亜熱帯域・北半球の気温と対流圏赤道域の  $\omega$  とに図 1 2 c と同様なパターンが見いだされることから、太陽活動の影響は BD 循環の変化を通じて対流圏に及んでいると考えられる。

## 5 議論

太陽活動による ENSO サイクルの変調の問題について解析を行った。その結果、太陽活動の高い (HS) 低い (LS) で ENSO サイクルに伴う SST の発展に違いがあり、LS では翌年の夏には赤道東太平洋の SST 偏差は反転するが、HS では減衰しながら持続する (図 1)。この結果は、LS には赤道東太平洋の SST の二年振動の振幅が大きいという Bennett (1989) の結果と整合している。また、図 2、3 から夏から秋にかけてのインド洋域の応答の違いがこのような ENSO サイクルの違いを生み出していることが示唆される。この結果は、対流圏二年振動におけるインド洋の役割 (Meehl and Arblaster, 2002) からよく理解できる。

LS では Niño 3, 4 の昇温に引き続きインド洋でも昇温が起こるが HS ではあまり変化が見られない。HS では東太平洋と海洋大陸付近とのシーソーが顕著で、東西循環の偏差場は大太平洋域でほぼ閉じてしまっている。これに反し LS では、インド洋上にもう一つセルが発達する。秋から冬にかけて Niño 3, 4 に関する気温の偏差場はより帯状になるが、HS では大太平洋域の変動が突出している。赤道上の熱源は、東西循環とともに南北循環を引き起こす。局在化した熱源に対する大気の線形的な応答は Gill パターンとして知られているが現実の大気の SST 偏差への応答は水蒸気の輸送や、大気と海洋の相互作用のためこれとは違ったものになる。今回の解析の結果からは同じような SST の偏差に対して二つの異なる大気の応答が示唆される。一つ (大太平洋モード) は、太平洋上の東西循環に変化が主で、もう一方 (大太平洋 - インド洋モード) はインド洋域を含むより帯状な広がりを示し、赤道域 - 亜熱帯間の南北循環の変動が伴う。この二つのモードの出現には赤道域の上昇流の平均的な強さの違いが関与して

いる可能性がある（図12）。

太陽活動の影響は赤道域の上昇流を変化させることによって、二つのモード間の発現確率が変わる事によると考えられる。大平洋 - インド洋モードが発現するときはインド洋域の SST が変わり、翌年のアジアモンスーンの強度が変化し、ENSO の極性が逆転し二年振動が発生しやすくなると考えられる。大平洋モードの時は ENSO に伴う赤道域の循環場の変化は主に大平洋域に限定され、局在した熱源により励起されたロスビー波によって東太平洋・北米大陸セクターの中高緯度に PNA タイプのテレコネクションパターンが現れやすくなる。ENSO に関連した中緯度の冬の気圧パターンの太陽活動による違いについては 1920 年からの 40 年、その後の 40 年ともに同様な結果（図9）が得られ、インド洋の SST との関係の結果（図3）と整合して過去 80 年間は安定した関係を示している。

以上まとめると、太陽活動と ENSO サイクルの関係を明らかにするには次の各プロセスをそれぞれ明らかにすることが必要である。

- i) 太陽活動の変化に応じてどのように BD 循環が変化するか？
- ii) BD 循環の変化に応じてどのように対流圏赤道域の  $\omega$  が変化するか？
- iii) 対流圏赤道域の平均的な  $\omega$  の大きさに応じてどのように ENSO の応答が異なるか？

太陽活動の大気への影響としては、7 - 8 月における成層圏の気圧高度・気温の変化がもっとも顕著な現象として知られている（例えば Labitzke, 2002）。この変化は対流圏からではなく成層圏・さらにその上からの力学的効果によって起きていると考えられている（van Loon, and Shea, 2000; Kodera and Kuroda, 2002）。これらの結果は、図13の太陽活動・BD循環の変化の結果とうまく適合している。

太陽活動の変化による BD 循環の変化については Hood and Soukharev (2003) によるオゾンデータの解析のほか、Mattheth et al. (2003) のによる大循環モデル実験からもその可能性が示されている。BD 循環の変化が対流圏の上昇流の変化にどのような影響を与えるかについては、明確な観測事実はないが 2002 年に起きた南半球の成層圏大昇温の時には BD 循環の変化に対応して北半球にあった対流活動の中心が、赤道上移動した可能性がある（Kodera, 2003; 私信、EGS2003 年大会）。また季節は異なるが上述の Mattheth et al. (2003) の実験でも BD 循環の変化にあわせて対流圏赤道域で上昇流の変化が現れており、今後さらに詳しい解析が望まれる。

対流圏赤道域の  $\omega$  の変化に応じてどのように ENSO の応答が異なるかについては何も知られていないが少し関係すると考えられるものでは、秋のインド洋大ダイポールモード発達先駆現象として 7 月における西大平洋域の局所ハドレー循環の存在（Kajikawa et al. , 2003）



がある。今回の解析でも、秋に大平洋からインド洋に変動が及ぶ時にはやはり夏にハドレー・タイプの変動場が存在していることがわかる（図8上図）。また、図9の結果と関連して、ENSOと関連した中高緯度のテレコネクションには、WPとPNAの二つがあることが知られているが（Horel and Wallace）必ずしも同時に二つのパターンが現れるのではなく、中高緯度のレスポンスが東太平洋・北米大陸域で大きい場合と西太平洋域で大きい二つ場合があることが地表気温と500hPa高度の値特異値解析の結果(Koide and Kodera, 1999)から示されている。このような違いは赤道域での降雨のパターンの違から理解できるとされている（Ose, 2000）。しかしSSTの変化に対してどう降雨が変化するかは大気の循環場との相互作用の結果でありそれを支配する要因をさらに明らかにしていく必要がある。

## 参考文献

- Barnett, T.P., 1989: A solar-ocean relation: Fact or fiction. *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 803-806.
- Enfield, D.B., and L.S. Cid, 1991: Low-frequency changes in El Niño Southern Oscillation. *J. Climate*, **4**, 1137-1146.
- Hood, L.L., and B.E. Soukharev, 2003: Quasi-decadal variability of the tropical lower stratosphere: The role of the extratropical wave forcing. *J. Atmos. Sci.*, in press.
- Holton, J.R., P.H. Haynes, M.E. McIntyre, A.R. Douglass, R.B. Rood, and L. Pfister, 1995: Stratospheric-troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, **33**, 403-439.
- Horel, J.D., and J.M. Wallace, 1981: Planetary-Scale Atmospheric Phenomena Associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813-829.
- Hoskins, B.J., and D.J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179-1196.
- Kajikawa, Y., T. Yasunari, and R. Kawamura, The Role of the local Hadley circulation over the Western Pacific on the zonally asymmetric anomalies over the Indian Ocean. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **81**, 259-276.
- Kalnay, E., et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kodera, K., 2002: Solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation: Implication in the spatial structure of the NAO. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2001GL014557.
- Kodera, K., 2003: Solar influence on the spatial structure of the NAO during the winter 1900-1999, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(4), 1175, doi:10.1029/2002GL016584.
- Kodera, K., and Y. Kuroda, 2002: Dynamical response to the solar cycle, *J. Geophys. Res.*, **107**(D24), 4749, doi:10.1029/2002JD002224, 2002.
- Koide, H., and K. Kodera, 1999: A SVD analysis between the winter NH 500-hPa height and surface temperature fields, *J. Meteorol. Soc. Japan.*, **77**, 47-61.
- Labitzke, K., and H. van Loon, 1988: Association between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: The troposphere and stratosphere in the northern hemisphere in winter, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **50**, 197-206.
- Labitzke, K., 2002: The global signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere: Differences between solar maxima and minima. *Meteorologische Zeitschrift*, **10**, 83-90.
- Matthes K., U. Langematz, L. Gray, K. Kodera, K. Labitzke, 2003: Improved 11-Year Solar Signal in the FUB-CMAM. *J. Geophys. Res.*, in press.
- Meehl, G.A., and J.M. Arblaster, 2002: The tropospheric biennial oscillation and Asian-Australian monsoon rainfall. *J. Climate*, **15**, 722-744.
- Ose, T., 2000: A Biennially Oscillating Sea Surface Temperature and the Western Pacific Pattern. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 93-99.
- Randel, W., R.R. Garcia, and Fei Wu, 2002: Time-dependent upwelling in the tropical lower stratosphere estimated from the zonal-mean momentum budget. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2141-2152.
- 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.
- Saji, N.H., and B.N. Goswami, P.N. Vinayachandran, and T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360-363.

- Trenberth, K.E., and D. A. Paolino Jr., 1980: The Northern Hemisphere sea-level pressure data set: Trends, errors and discontinuities. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 855-872.
- van Loon, H, and D. J. Shea, 2000: The global 11-year solar signal in July-August, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2965-2968.
- White, W.B., and R.J. Allan, 2001. A global QBO wave in surface temperature and pressure and its decadal modulation from 1900 to 1997. *J. Geophys. Res.*, 106, 26,789-26,803.
- White, W. B., and Y. M. Tourre, 2003: Global SST/SLP waves during the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(12), 1651, doi:10.1029/2003GL017055.
- White, W.B., J. Lean, D.R. Cayan and M.D. Dettinger, 1997: Response of global upper ocean temperature to changing solar irradiance. *J. Geophys. Res.*, 102, 3255-3266.

## 図の説明

図1 標準化した7 - 8月平均Niño 3,4域(170°W - 120°W, 5°S - 5°N) SSTの時系列。  
(上) HS、(下) LS。赤丸はエルニーニョ発生年。

図2 7 - 8月平均  $SST_{Ni\tilde{no}3,4}$  と、各地点の2か月平均 SST との相関。上から順に、同時(同7 - 8月)、6ヶ月後(翌1 - 2月)、1年後(翌7 - 8月)の各地点の SST とのずらし相関。等値線は0.1おき、絶対値0.4以上のみ図示。

図3 7 - 8月平均  $SST_{Ni\tilde{no}3,4}$  と各地点の9 - 10月平均 SST とのずらし相関。(上)1959 - 1998年、(下)1919 - 1958。左) HS、(右) LS。等値線は0.1おき、絶対値0.4以上のみ図示。

図4 7 - 8月平均  $SST_{Ni\tilde{no}3,4}$  と赤道上(5°S - 5°N)の各経度・高度の2ヶ月平均気温のずらし相関。上から下へ、7 - 8月、10 - 11月、1 - 2月平均気温相関図。(左) HS、(右) LS。等値線は0.1おき、絶対値0.4以上のみ図示。

図5 図4に同じ、ただし各緯度・高度の帯状平均気温との相関。

図6 図4に同じ、ただし赤道上各経度・高度の $\omega$ との相関。

図7 図4に同じ、ただし赤道上各経度・高度の東西風との相関。

図8 図4に同じ、ただし各緯度・高度の帯状平均 $\omega$ との相関。

図9 (上)7 - 8月平均  $SST_{Ni\tilde{no}3,4}$  と各緯度経度の翌1 - 2月平均500 hPa 高度との相関。(下)上に同じ、ただし各緯度経度の翌1 - 2月平均2 m 気温との相関。(左) HS、(右) LS。等値線は0.1おき、絶対値0.4以上のみ図示。外周円は20°N。

図10 図3に同じ、ただし7 - 8月平均  $SST_{Ni\tilde{no}3,4}$  と各地点の翌1 - 2月平均 SLP とのずらし相関。(上)1960 - 1998年、(下)1919 - 1958。外周円は20°N。  
(左) HS、(右) LS。

図11 (a)標準化した  $SST_{Ni\tilde{no}3,4}$  と  $T_{eq,300}$  の散布図。(b) (a)に同じ、ただし太陽活動でグループ分け。(左) HS、(右) LS。

(c) (b)に同じ、ただし赤道インド洋 SST でグループ分け。(左) 高温、(右) 低温。

(d) (b)に同じ、ただし  $\omega_{2.5S}$  でグループ分け。(左) 大、(右) 小。

図12 図4-9に同じ、ただし  $\omega_{2.5S}$  の大小でグループ別けした7-8月平均の  $SST_{Ni\tilde{n}o\ 3,4}$  と9-10月平均の変数との相関。上から下に順に、帯状平均気温、帯状平均  $\omega$ 、赤道気温、赤道  $\omega$ 、赤道東西風との相関係数である。左は上昇流が弱いグループ、右は上昇流が強いグループ。

図13 (a)7-8月平均  $\omega_{2.5S}$  と各緯度・高度の7-8月帯状平均気温。期間1958-1998年。(b)(a)に同じ、ただし1968-1998年についての低周波成分の相関係数。(c)(上)(b)に同じ、ただし  $-F_{z,60s}$  と気温の相関。(下)  $-F_{z,60s}$  と  $\omega$  との相関。(d)(b)に同じ、ただし  $F_{10.7}$  との相関。等値線は0.1おき、絶対値0.4以上のみ図示。

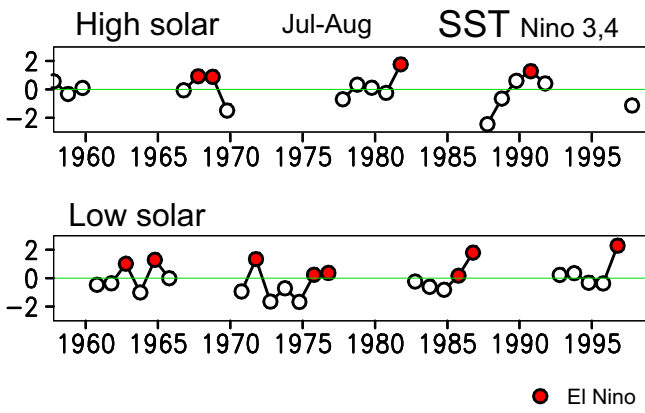
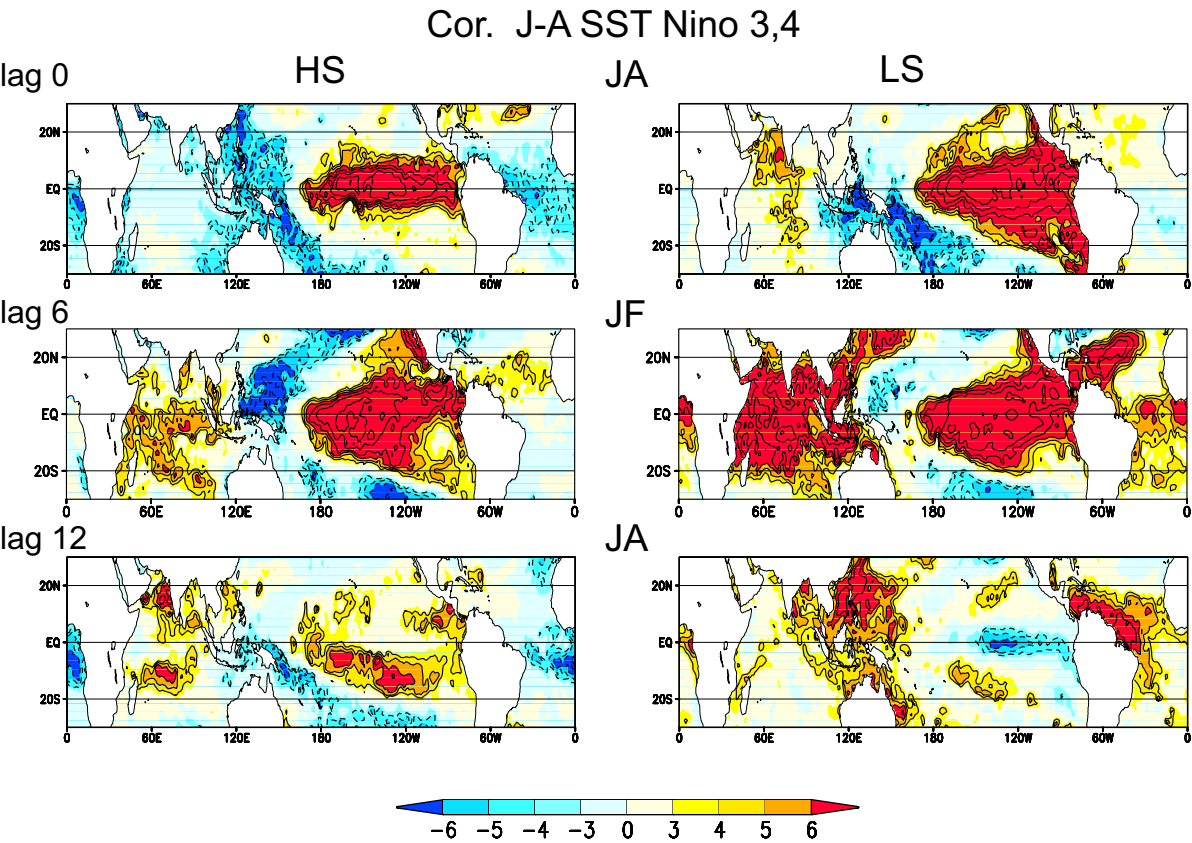


Fig. 1



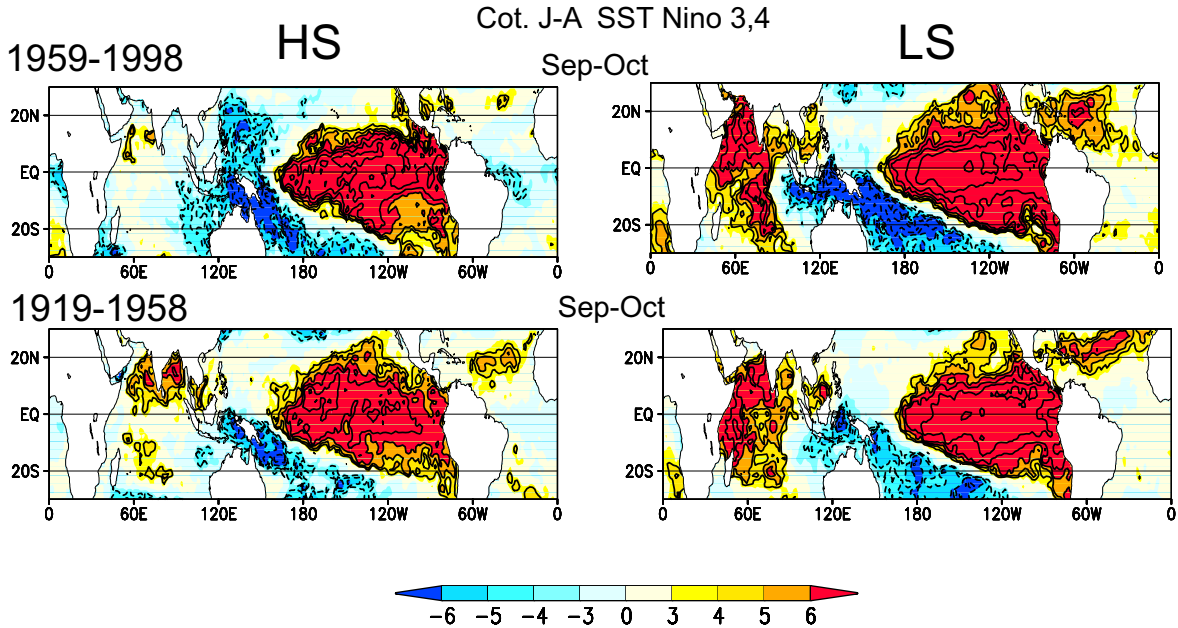
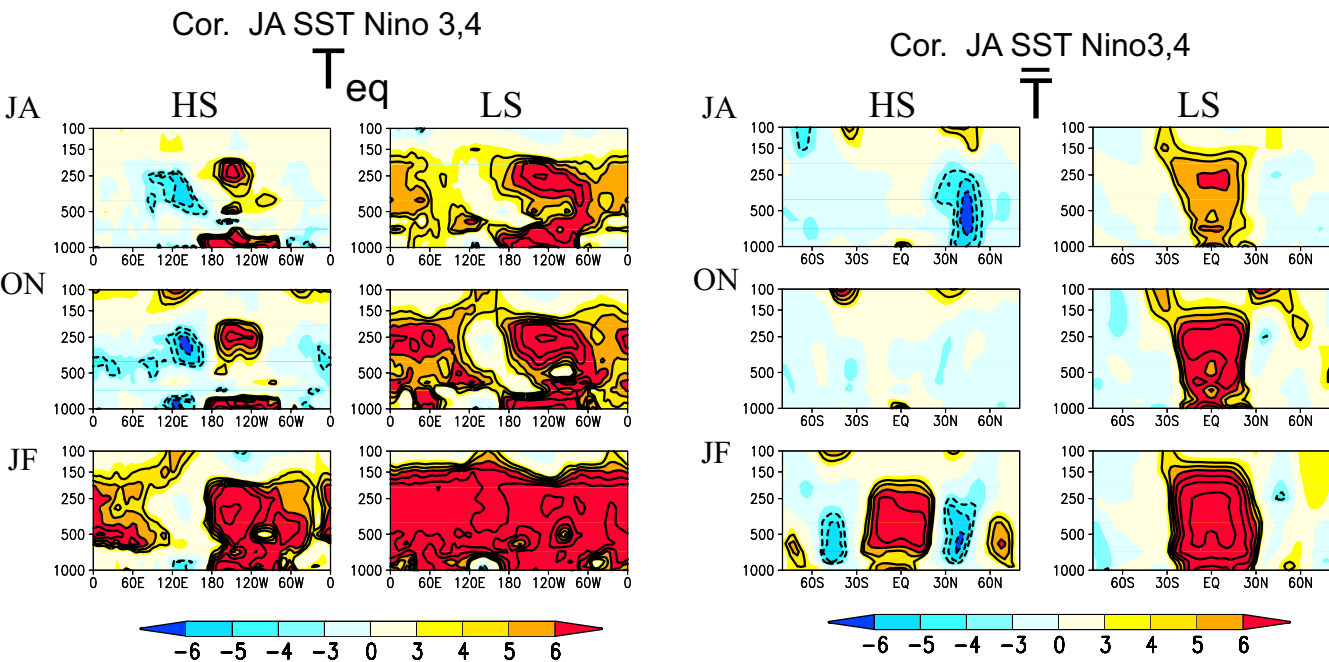


Fig. 3



Cor. JA SST Nino 3,4

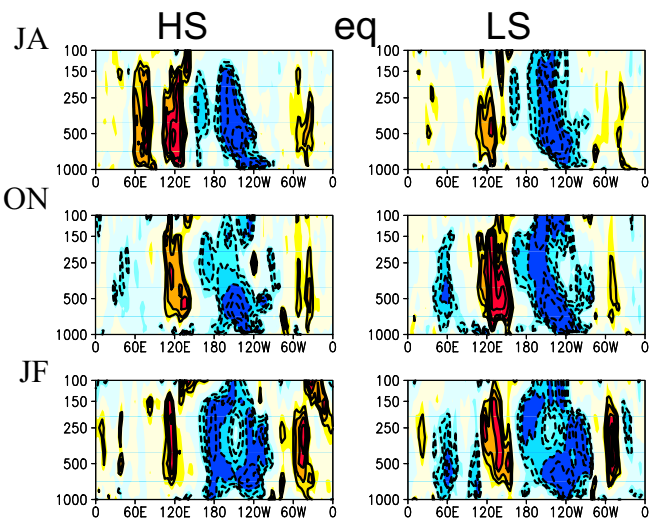


Fig. 6

Cor. JA SST Nino 3,4

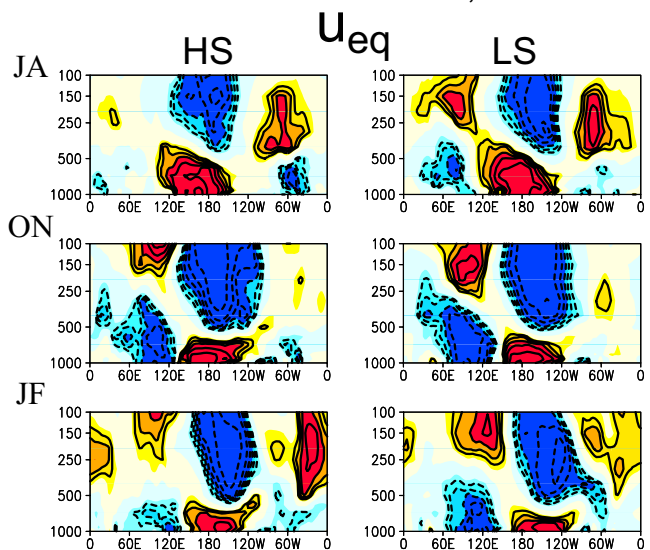


Fig. 7

Cor. JA SST Nino 3,4

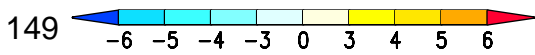
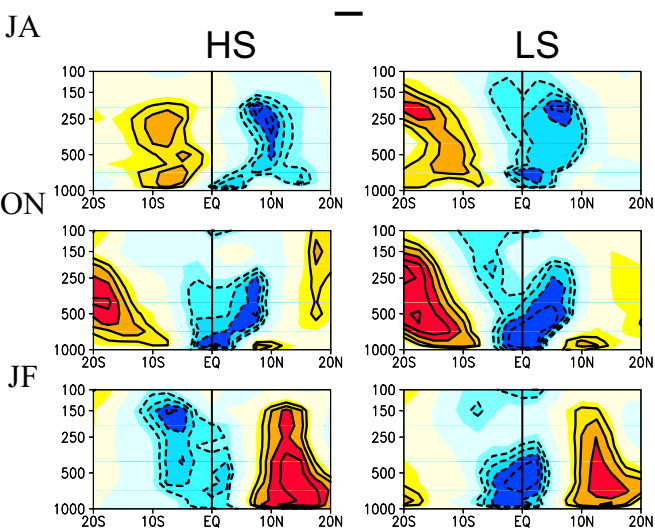


Fig. 8



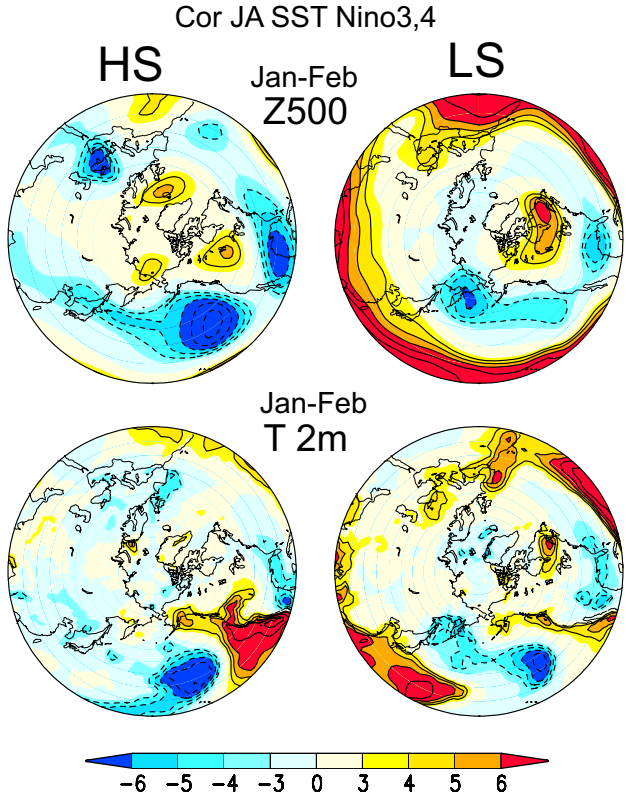


Fig. 9

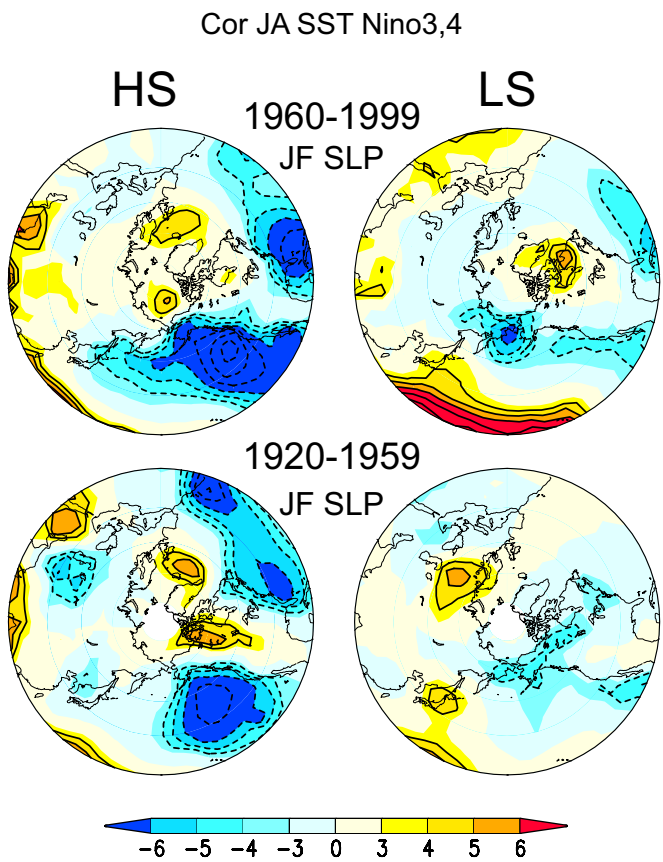
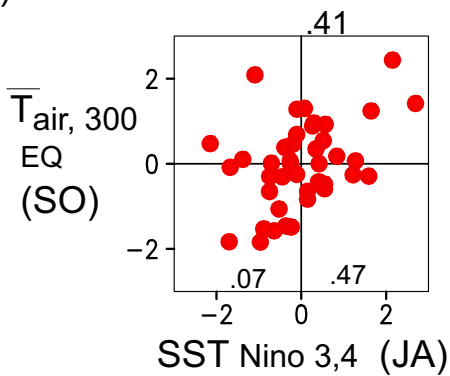
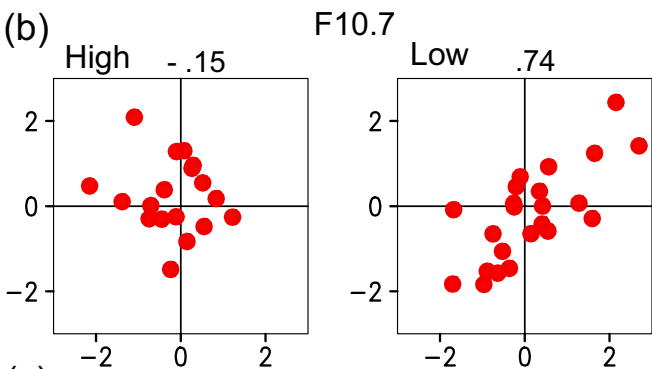


Fig. 10

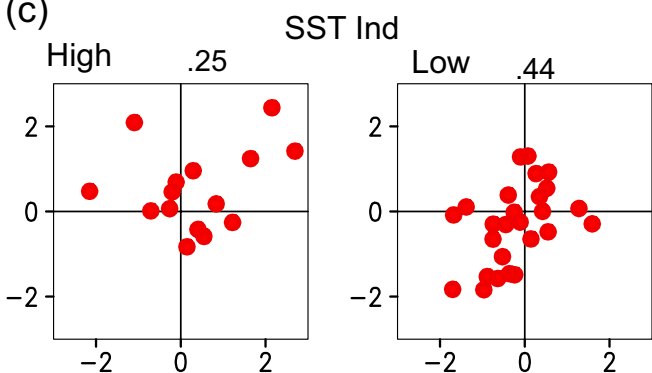
(a)



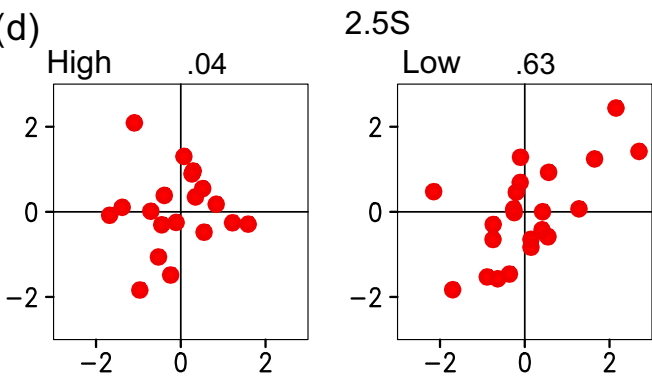
(b)



(c)



(d)



Sep-Oct

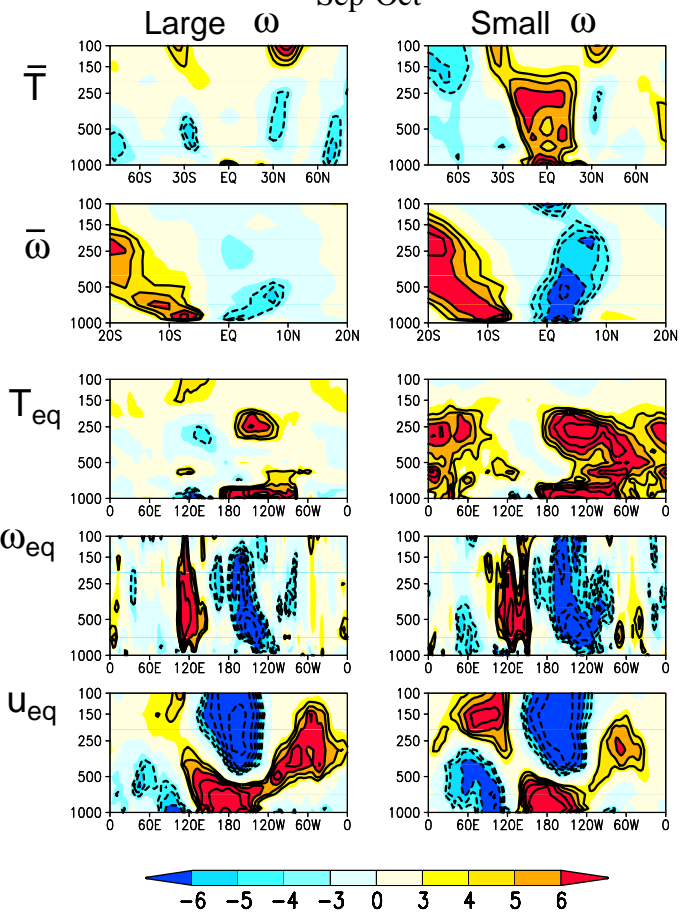


Fig. 12

Jul-Aug

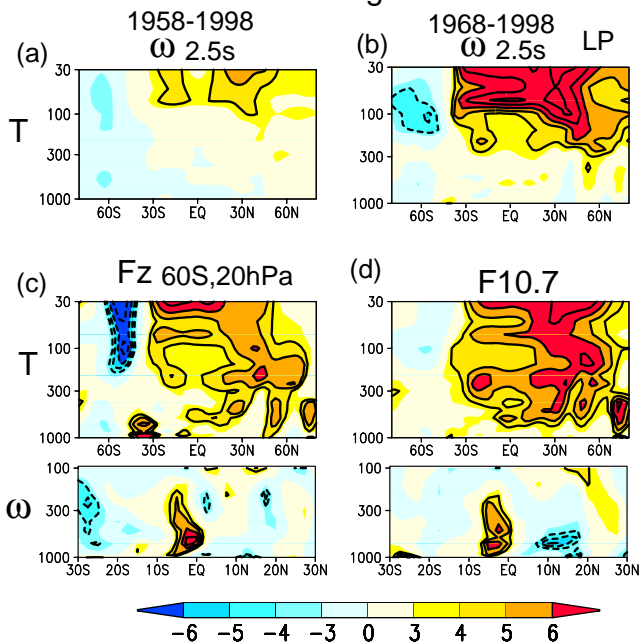


Fig. 13