

熱帯対流圏気温の持続性に関する数十年規模変動

久保田 拓志*・寺尾 徹**・岩嶋 樹也

* 京都大学大学院理学研究科

** 大阪学院大学情報学部

要 旨

熱帯対流圏気温の季節規模の持続性について 1949 年から 2000 年までのデータを用いて統計的に調べた。1970 年代後半に気候シフトに関連する背景場の温度上昇が示された。その気候シフトの後では北半球の秋に季節固定した偏差の変動が見られたが、気候シフト以前ではそのような特徴が見られなかった。気候シフト以後についてさらに調べたが、熱帯帯状平均海面水温との対応関係が見られたものの、降水量や海面での熱フラックスに対応するシグナルは見られなかった。

キーワード：数十年規模変動, 熱帯対流圏, 気温, 持続性, エルニーニョ・南方振動

1. はじめに

熱帯対流圏における気温は、数年規模の時間スケールを持つエルニーニョ/南方振動 (ENSO) 現象と対応して変動することがラジオゾンデデータ (Horel and Wallace 1981) や衛星データ (Newell and Wu 1992) で指摘されている。また熱帯対流圏気温が赤道東部太平洋海面水温と 3-6ヶ月ずれて変動していることが示されている (Newell and Weare 1976 ; Yulaeva and Wallace 1994)。

また, ENSO 現象に関して, 北半球の春から次の春まで持続する傾向があり, 統計解析では '春の持続障壁' と呼ばれている (Torrence and Webster 1998)。この特徴は, 大気海洋結合モデルでは予測能力の低下と関連する (Webster and Yang, 1992)。

これらの先行研究をふまえ, 1979 年から 2000 年までの 22 年間のデータを用いた解析で, 対流圏中・上部の熱帯対流圏気温は 12 月から 4 月まで ENSO 現象と同時的に対応しているものの, その偏差の持続性が落ちるのは ENSO 現象の場合と異なり, 北半球の秋であることを示した (Kubota and Terao 2002)。

本研究の目的は Kubota and Terao(2002) をさらに発展させ, より長期のデータを用いることでこの特徴が常に見られるのか, もしくは特定の年代に限られているのかを調べることである。

1970 年代後半に, '気候シフト' と呼ばれる海面水温の上昇が熱帯中・東部太平洋で起きたことが指摘されている (Nitta and Yamada 1989)。これに伴い, 海面水温の上昇域で降水量の増加が示されている (Nitta and Kachi 1994)。また熱帯平均した地表気温でも同様の上昇が観測されている。また ENSO 現象の季節固定に関して, 1980-95 年よりも 1960-79 年の方がはっきりとしていることが Torrence and Webster(1998) で指摘されている。これらの数十年規模変動が, 熱帯対流圏気温に関連するかどうかについて調べることもまた本研究の目的の一つである。

2. データについて

使用した大気データは, National Centers for Environmental Prediction (NCEP) / National Center for Atmospheric Research (NCAR) 再解析データ (Kalnaly et al. 1996) である。NCEP/NCAR 再解

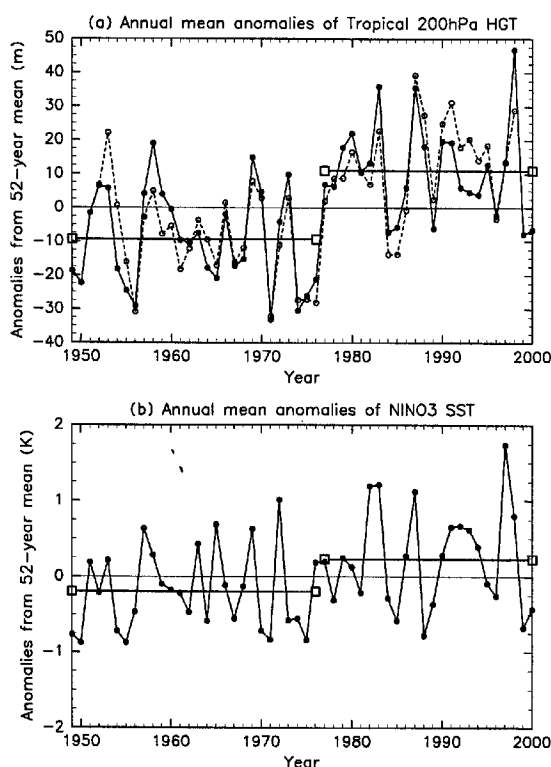


Fig. 1 (a) Time series of annual mean anomalies from the values averaged over 52 years in tropical (15S-15N) zonal mean 200hPa geopotential heights. The solid line and the dashed line indicates the NCEP / NCAR reanalysis data and the radiosonde data (see text). The horizontal light lines with open squares is the values averaged between the years of the left-hand square and the right-hand one. (b) The same as in (a), except for the sea surface temperature (SST) averaged over the NINO3 region (90W-150W, 5S-5N) [the NINO3 SST].

析データでは1978年11月から気温の鉛直プロファイルを得るために衛星データが使用されていることに注意しなければならない。海面水温データはUnited Kingdom Met Office Global sea-Ice coverage and Sea Surface Temperatureを使用した。さらにNCAR Data Support Sectionが提供しているラジオゾンデデータを第3.1節で使用した。また降水量データとしてCPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP)を使用した。このデータは5種類の衛星データにNCEP/NCAR再解析データの降水量をブレンドして作られている(Xie and Arkin 1997)。使用したデータはすべて月平均値である。

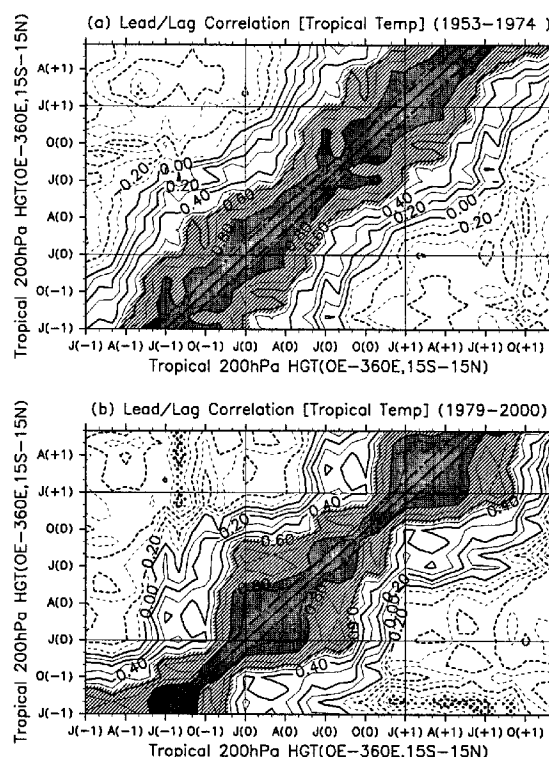


Fig. 2 Lead/lag correlation between the tropical (15S-15N) zonal mean 200 hPa heights. The analyzed period is (a)1953 - 1974, (b)1979 - 2000. The both axes indicate the months of the heights. The heavy solid line and the dash-dot lines indicate the same month and denote the lag-1 month, respectively. The light solid lines denote January. The contour interval is 0.1. Correlation coefficients greater than 0.54 (the 99% significance level) are indicated by shading, and less than -0.54 by stipple. Coefficient values greater than 0.8 or less than -0.8 are emphasized.

解析を行った期間は、第3.節では1949年から2000年までの52年間、第4.節では1979年から2000年までの22年間である。

3. 数十年規模の時間スケールでの違い

3.1 熱帯対流圏気温の気候シフト

本研究はENSO現象と同程度の時間スケールにおける背景場からの偏差に注目した研究であるが、数十年規模の時間スケールでは、背景場そのものが変動していることに注意しなければならない。ここで背景場はENSO現象より充分長い時間スケール

Table 1 Radiosonde stations which data are used in this paper.

Station	Latitude	Longitude	Period
Cocos Island	S12.11	E96.5	4/1952 – 5/1988
Curacao	N12.11	W68.58	6/1956 – 7/1996
Darwin	S12.26	E130.52	5/1943 – 5/1988
Pago-Pago	S14.2	W170.43	4/1966 – 12/1998
Truk Caroline Island	N7.27	E151.5	7/1951 – 12/1998

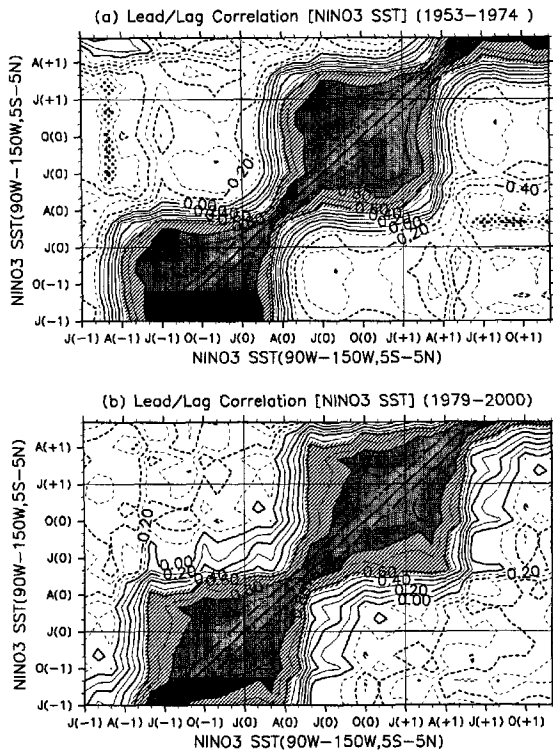


Fig. 3 The same as in Fig. 2, except for the NINO3 SST.

で平均した気候学的な値を意味する。この小節では、熱帯対流圏気温の背景場の数十年規模変動について記述する。

Fig. 1(a) は、熱帯 (15S-15N) 帯状平均 200hPa ジオポテンシャル高度の年平均値に対する、52 年平均値からの偏差の時系列を示している。なお、200hPa ジオポテンシャル高度を対流圏気温の指標とする。実線は NCEP/NCAR 再解析データ、点線は熱帯に位置する観測点のラジオゾンデデータの時系列を表す。ラジオゾンデデータは、Table 1 で示されている、Cocos 諸島、Curacao、Darwin、Pago-Pago、Truk Caroline 諸島の 5 点の平均値を用いた。これ

らの点はいずれも、南北緯度 15 度より赤道側に位置し、また同じ地点で長期間にわたり継続して観測されている。

Fig. 1(b) は、ENSO 現象の指標である NINO3 領域 (90W-150W, 5S-5N) で平均した海面水温に対する Fig. 1(a) と同様の図である。

Fig. 1 から、熱帯対流圏気温の数年規模の変動は、ほぼ ENSO 現象に対応していることがわかる。NCEP 再解析データの熱帯対流圏気温と NINO3 領域で平均した海面水温の相関係数は 0.62 で、99% 有意水準の値 (0.35) を大きく上回っている。

Fig. 1(a) で特に注目すべき点は、再解析データとラジオゾンデデータの両方に対して、1949-1976 年平均値より 1977-2000 年平均値の方が大きいことである。この特徴は、一様に温暖化した結果というよりむしろ、1970 年代後半に温度上昇が起こった結果のように見える。NINO3 領域で平均した海面水温を用いた Fig. 1(b) においても同様の特徴が示されている。

対応する先行研究として、気候シフトと呼ばれる熱帯海面水温の上昇 (Nitta and Yamada 1989 ; Wang 1995 ; Zhang et al. 1997) や熱帯降水量の増大 (Nitta and Kachi 1994) が 1970 年代後半を境にして起こっていることを指摘した研究が挙げられる。Fig. 1(a) で示されている熱帯対流圏気温の上昇もまた、これらの変動量と対応した結果であると筆者は推測する。この気候シフトが熱帯対流圏気温の季節固定に関連している可能性が考えられ、それについて考察していく。

3.2 持続性に関する数十年変動

背景場が変動しないとすると、1949-2000 年平均値と 1979-2000 年平均値は一致するので、それぞれの平均値からの偏差もまた一致する。ところが、前小節で示したように背景場が変動するので、どのような平均値を用いて、それからの偏差の変動を調べ

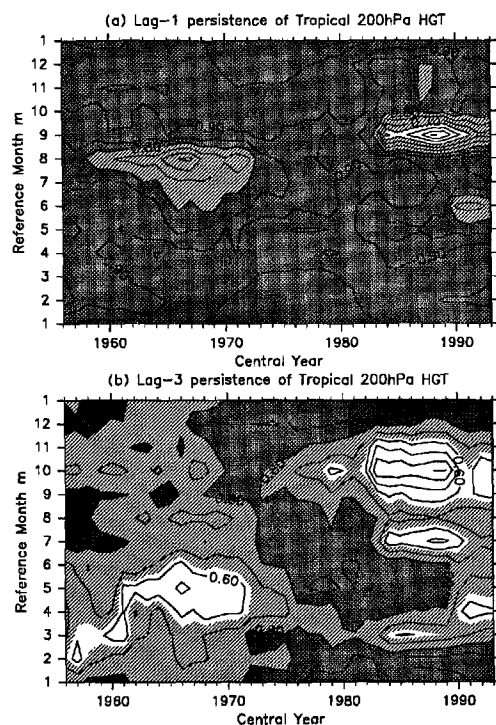


Fig. 4 Correlation between the tropical (15S-15N) zonal mean 200 hPa heights on a month m and (a) the next month $m+1$, (b) lag-3 month $m+3$. The vertical line indicates the reference month m . Correlation coefficients are calculated over 15 years (a central year denoted by the horizontal axis, 7 years just before the central year, and 7 years just after the central year). The contour interval is (a)0.05 (b)0.1. Shaded areas indicate the same as in Fig. 2, except that the 99% significance level is 0.64.

るのかを明瞭にする必要がある。本研究は ENSO 現象と同程度の時間スケールである数年規模の変動に関する熱帯対流圏気温の変動に関心がある。従って今後、数年規模より十分に長い、気候シフトの時間スケールより短い期間の平均値とそれからの偏差に注目する。前小節で解析を行った 52 年平均値からの偏差とは異なるので注意が必要である。

前節の気候シフトを踏まえ、1953 年から 1974 年までと 1979 年から 2000 年までの、それぞれ 22 年間の期間に区分し、期間の平均値からの偏差の変動を調べる。Fig. 2 は熱帯帯状平均 200hPa 高度の、(a)1953-1974 年の期間、(b)1979-2000 年の期間における、縦軸と横軸の表す月に関する時系列の相関係数を示している。Fig. 2 の $\Delta(0)$ は基準年 $Y(0)$ の Δ 月、 $\square(-1)$ [$\square(+1)$] は基準年の前年 $Y(-1)$ [基準

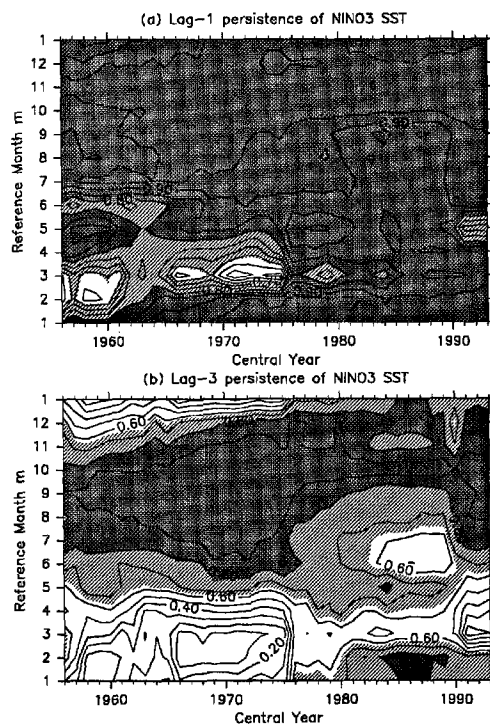


Fig. 5 The same as in Fig. 4, except for the NINO3 SST.

年の翌年 $Y(+1)$ の月を表す。

気候シフト後の Fig. 2(b) では、11 月からその後の 9 月まで統計的に有意な正の相関係数が持続し、その後の 9-11 月で相関係数が急激に減少する。これは 11 月から 9 月まで偏差が持続し、その後の 9-11 月でその関係が崩れることを示している。

一方、気候シフト以前の Fig. 2(a) では、Fig. 2(b) で見られるようなはっきりとした特徴が見られない。同じ月を表す実線にはほぼ平行に分布しているが、北半球の春にゆるやかな季節固定が示されている。

ENSO 現象の指標として、NINO3 領域で平均した海面水温を使用し、Fig. 2 と同様の解析を行った。その結果が Fig. 3 である。

ENSO 現象が北半球の春に位相固定した特徴は、1979-2000 年より 1953-1974 年の方がよりはっきりとしていることが Fig. 3 からわかる。この結果は Torrence and Webster(1998) の結果と一致する一方、Fig. 2 とは全く対応せず、非常に興味深い。

Fig. 2 や Fig. 3 では、気候シフトを基準にして期間を区切ったが、偏差の季節固定に関する解析に対してそれが適切であるかどうか、確認する必要がある。

Fig. 4(a) は、ある月 m と次の月 $m+1$ の熱帯 (15S-15N) 帯状平均 200hPa 高度の相関係数を示している。ここでは横軸が示す年の前後 7 年、合計 15 年で相関係数を計算している。Fig. 2(a) の斜めの一点鎖線は 1ヶ月ずらした月の組み合わせを表しているが、それと同様の組み合わせである。ただし、この解析では基準の期間が横軸に沿って変わり、偏差は 15 年平均した月平均値からのずれと定義される。偏差の季節依存に関連する相関係数を調べ、同様の特徴が見られる年代を特定する。

まず Fig. 4(a) で、80 年代以降で数年にわたり 9 月に相関係数が特に小さいという特徴が示されている。有意水準を下回るのはこの月のみである。これは 9 月と 10 月で偏差が特に異なることを意味し、持続性が落ちていることを表している。この特徴は Fig. 2(a) の結果と一致する。さらに 60 年代から 70 年代はじめに 6-8 月で相関係数が小さくなる特徴が見られる。ただし、相関係数が特定の季節で落ちる特徴は 80 年代以降と比べて弱い。

次に Fig. 4(b) は、ある月 m と 3ヶ月後の月 $m+3$ で調べた Fig. 4(a) と同様の図を示している。この図でも 80 年代以降と 60 年代で異なった特徴が見られる。80 年代以降では 7, 9-11 月が、60 年代では 4-6 月が基準月のとき、相関係数が有意水準を下回る。

Fig. 4(a) と Fig. 4(b) ではともに、気候シフトの前後で異なった特徴があり、また気候シフト以前、もしくは以後において十年規模の時間スケールではほぼ同様の変動をしていることがわかる。これは NINO3 領域で平均した海面水温を用いた同様の図 Fig. 5 でも共通している。従って 1953-1974 年と 1979-2000 年という期間の設定は、偏差の位相固定に関する解析でも妥当であることがわかる。

以上をまとめると次のようになる。1970 年代後半の気候シフトの前後で、熱帯対流圏気温の偏差の季節固定に関して違いが見られた。熱帯対流圏気温と正相関の関係にある赤道東太平洋海面水温と異なった対応関係を示す。気候シフト以前では、ENSO 現象の春の季節固定が非常に明瞭であるが、熱帯対流圏気温でははっきりとせず、わずかに春に弱い季節固定が見られる。一方、気候シフト以後では、ENSO 現象の季節固定は比較的弱くなるが、熱帯対流圏気温は秋に季節固定を示す。

4. 気候シフト以後の特徴について

4.1 熱帯対流圏気温と熱帯海面水温の偏差の持続パターン

前節の Fig. 2 で、1970 年代後半の気候シフト以後で、熱帯対流圏気温が北半球の秋からその後の秋まで持続する傾向が見られた。本節では、1979 年から 2000 年までの 22 年間について焦点を当て、解析を進める。

秋から次の秋まで持続する特徴から、北半球の秋にはじまる 1 年を熱帯での気候学的な単位年とみなすことができる。この単位年の年平均値を熱帯年インデックス (TYI) とし (Kubota and Terao 2002), TYI を基準とし、偏差の時間発展に留意しながら各変動量との対応関係について調べる。なお、TYI を前年 10 月から 9 月までの期間で平均した熱帯 (15S-15N) 帯状平均 200hPa 高度と定義する。本小節ではまず、200hPa 高度と海面水温の偏差の空間的模式について考察する。

Fig. 6 は TYI と 200hPa 高度の相関係数 (陰影) と TYI に対して回帰された 200hPa 高度偏差 (等値線) を示している。200hPa 高度は、(a) ENSO 現象が開始しているが、熱帯対流圏気温が対応していない期間 [Jul(-1)-Sep(-1)], (b) ENSO 現象と熱帯対流圏気温が同時的に対応している期間 [Oct(-1)-Mar(0)] と、その後の 3ヶ月ごと [(c) Apr(0)-Jun(0), (d) Jul(0)-Sep(0), (e) Oct(0)-Dec(0)] で時間平均されている。

まず、Fig. 6(a) では、統計的に有意な正の相関係数が熱帯中央太平洋に限られ、0.8 をこえる領域はない。回帰された偏差も 10m をこえる領域は中央太平洋の小さな領域に限られている。

その後の Fig. 6(b) では、20S-20N でほぼ東西一様に統計的に有意な正の相関係数が広がっている。この相関パターンは Newell and Wu(1992) の図 4b や Yulaeva and Wallace(1994) の図 4 とほぼ同様である。回帰された偏差は熱帯のほとんどの領域で 10m を上回っている。特に熱帯中・東部太平洋では 20m 以上の領域があり、15N と 15S の 2 つのピークがある。この回帰パターンは Yulaeva and Wallace(1994) の図 6 と同様である。

Fig. 6(c) と Fig. 6(d) は、ENSO 現象の終息後の熱帯対流圏気温の変動を示している。Fig. 6(c) と Fig. 6(d) ではともに、熱帯全体で統計的に有意な正の相関係数が見られる。これは Fig. 6(b) で

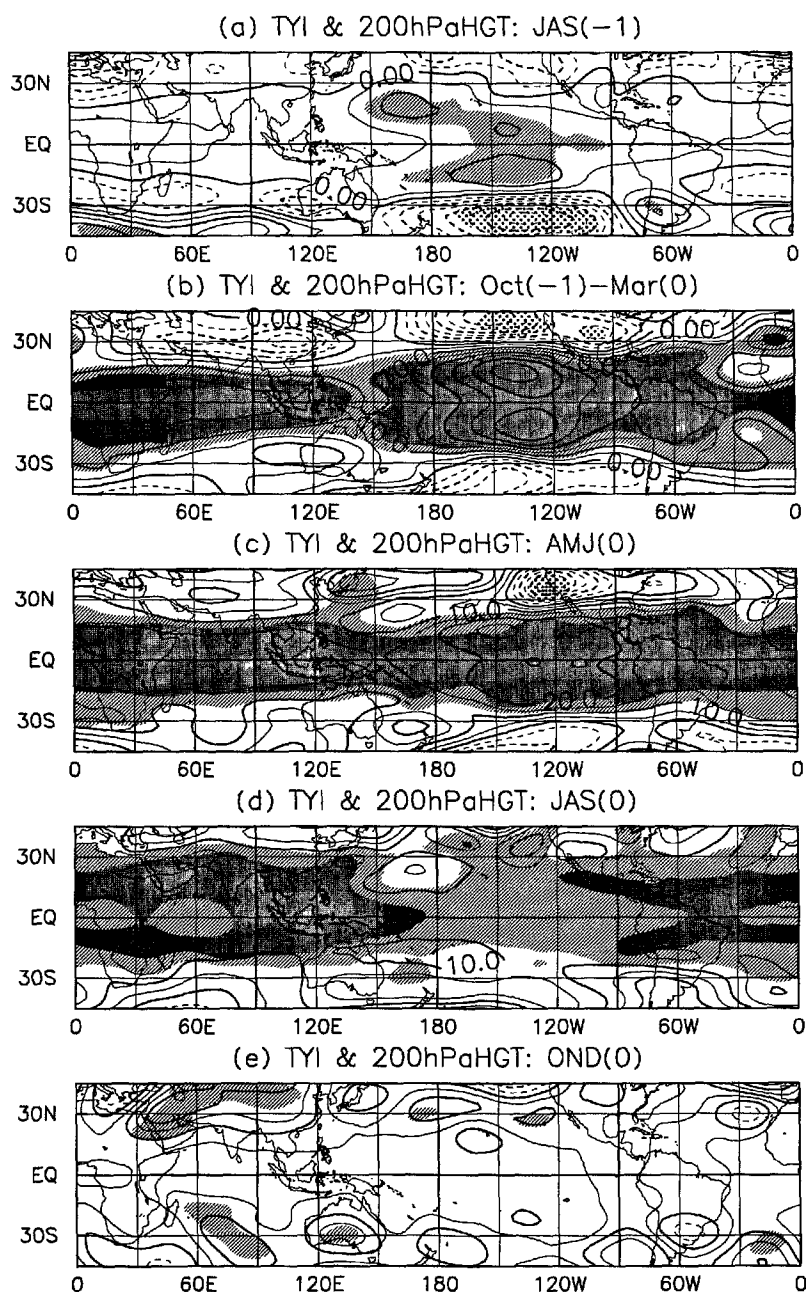


Fig. 6 Maps of the lagged correlation coefficients between the TYI (the reference variable, see text) and 200 hPa heights (the target variables) indicated by the shading. The contours indicate 200 hPa height anomalies regressed upon the TYI. The heights are averaged over (a) Jul(-1)–Sep(-1), (b) Oct(-1)–Mar(0), (c) Apr(0)–Jun(0), (d) Jul(0)–Sep(0) and (e) Oct(0)–Dec(0). The contour interval is 5m. Shaded areas indicate the same as in Fig. 2.

示された ENSO 現象に関連する偏差がその後の 6ヶ月で持続していることを意味する。その後の Fig. 6(e) で統計的に有意な相関係数は熱帯では見られない。

Fig. 6(d) で 10S や 10N で赤道より相関係数が

高いのは興味深い。また Fig. 6(d) では統計的に有意な正の相関係数の北限が 30N 付近と上記の (a), (b), (c) より北まで広がっている。この緯度帯はチベット高気圧のような上部対流圏高気圧の領域まで達している。この相関係数の広がりにはハドレー循環

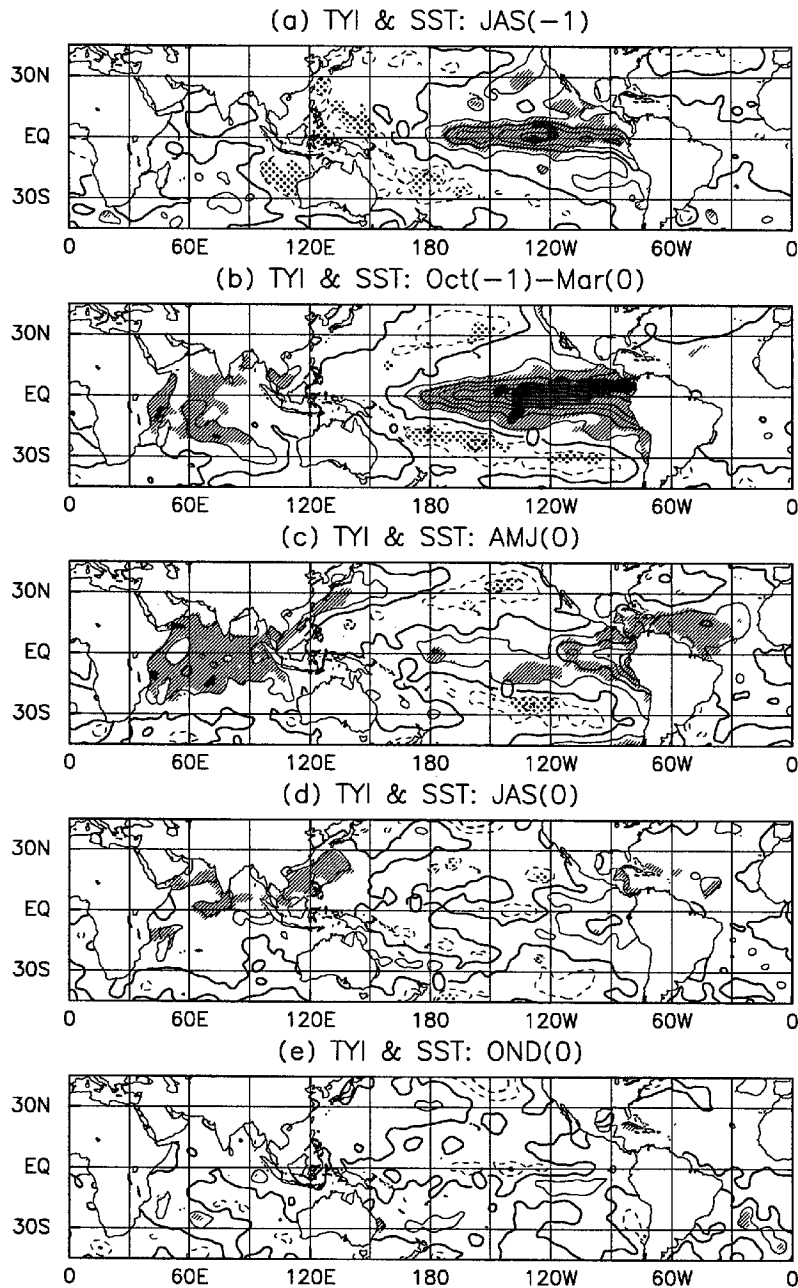


Fig. 7 The same as in Fig. 6, except that the SST is taken as the target variable. The contour interval is 0.20K.

の季節変動と関連があると考えられる。

一方, Fig. 7 は海面水温を用いた Fig. 6 と同様の図である。NINO3 領域を含む, 赤道中・東部太平洋に注目すると, 統計的に有意な正の相関係数が Fig. 7(a) や Fig. 7(b) で示されている。このパターンはこれまでの ENSO 現象に関する研究 (e.g. Wallace et al. 1998) と同様である。TYI に対して回帰された海面水温偏差に関して Fig. 7(b) で 1K

を上回るような域がある。その後, Fig. 7(c) でペルー沖に統計的に有意な正の相関係数の領域が見られるが, Fig. 7(d) では統計的に有意な相関係数は見られない。

次にこれまで本研究で調べていなかった赤道東太平洋以外の海洋に関して注目する。これまで赤道東太平洋のピークの 3-6ヶ月後に離れた海洋で正偏差が見られることがすでに指摘されている (Klein et

al. 2000)。Fig. 7で特に目立つのは、インド洋である。Fig. 7(b)で有意な正の相関係数が見られ、Fig. 7(c)でも同様に示されている。Fig. 7(d)では北インド洋に限られるけれども正相関が見られる。ただし、回帰された偏差は東太平洋にくらべて小さく、0.2Kを上回る程度であり、赤道東太平洋に比べて変動は非常に小さいことがわかる。インド洋の他には、南シナ海 [Fig. 7(c),(d)] や北大西洋 [Fig. 7(c)] で統計的に有意な正の相関係数が見られる。ともに回帰された偏差は小さい。Fig. 7(e)では統計的に有意な相関係数は見られない。

4.2 鉛直方向の違い

この小節では、熱帯対流圏気温と ENSO 現象の関係に関する鉛直方向の違いに注目する。Fig. 8の陰影は、同じ月の NINO3 領域海面水温と熱帯気温の相関係数に対する鉛直時間断面図を示す。なお、縦軸に示されている気圧面でデータが存在する。

Fig. 8において1000hPaから850hPaまでの気温と700hPaから150hPaまでの気温ではっきりとした違いがある。100hPaから50hPaまでの気温に相関係数の有意なシグナルはない。1000hPa–850hPaの熱帯対流圏気温に対する相関係数は、10月を除いたすべての月で99%有意水準を上回る。この結果は1000hPa–850hPaの熱帯対流圏気温が赤道東部太平洋海面水温とほぼ同時的に変動していることを示す。一方、700hPa–150hPaの熱帯帯状平均気温がNINO3領域海面水温と同時的に変動しているのは、12月から4月までである。相関係数の最大値は600–250hPaの1月である。

Fig. 8の等値線は、熱帯帯状平均気温の標準偏差を表す。まず、150hPaより地表側に注目すると、対流圏下層より対流圏中・上部で大きい。また対流圏中・上部の気温がNINO3領域海面水温と有意な正相関であるとき(12–4月)の方が、そうでないとき(7–10月)より標準偏差が大きい。2月の250hPa面で最大値である。200hPa高度は1000hPaから200hPaまでの平均気温にほぼ正比例するので、標準偏差が大きい対流圏中・上部の変動が強く反映されることがわかる。

また、100hPa付近の黒丸は熱帯における22年平均の対流圏界面を示している。150hPaと100hPaの間で気温の標準偏差が急激に大きくなり、100hPaより上の成層圏では150hPaより下の対流圏より3–4

倍大きい。しかし、150hPaより上では統計的に有意な正の相関係数が見られない。実際、100hPa面での気温とNINO3領域海面水温の同じ月の相関係数は-0.15と0.33の間の値でしかない。これは、対流圏界面までの平均気温に正比例する対流圏界面高度は、150hPaより下の変動と無相関な150hPaから100hPaまでの気温の変動に大きく影響されることを意味する。従って、本研究で注目している変動の指標として対流圏界面高度は適さないことがわかる。

対流圏下層(1000hPa–850hPa)と中・上層(700hPa–150hPa)気温の違いについて、TYIを基準とした解析で経度方向に関して調べる。Fig. 9は、陰影がTYIと熱帯気温(ずらす変動量)のずらし相関係数を表し、等値線がTYIに対して回帰された熱帯気温を表す経度時間断面図である。気温は15Sと15Nの間で南北平均され、(a)1000hPa–850hPa、(b)700hPa–150hPaで平均されている。

下層気温を用いたFig. 9(a)は熱帯海面水温をずらす変動量とした同様の図(図省略)と非常に似ている。東太平洋上の対流圏下層気温に対する相関係数は、8月(-1)に有意水準に達し、4月(0)まで持続される。インド洋上の有意な相関係数は11月(-1)から10月(0)まで示されている。さらに、南アメリカ大陸上に有意な正の相関係数が2月(0)から7月(0)まで見られる。海洋大陸上に有意な相関はない。回帰係数の最大値は1月(0)に140W付近で見られる。

一方、対流圏中・上層気温を用いたFig. 9(b)は、11月(-1)から9月(0)までほぼ東西一様に正の相関係数が示されている。さらに中央太平洋に先駆シグナルがあり、中央太平洋上の高度は、他の地域に2–3ヶ月先駆けて9月(-1)–10月(-1)に有意水準を上回っている。回帰係数の最大値が130W付近の中央太平洋みられ、他の地域より2倍程度大きい。時期は2月(0)である。

このFig. 9(b)は熱帯200hPa高度をずらす変動量とした同様の図(図省略)と非常に似ている。Fig. 8で示されているように、対流圏中・上層の気温の変動は対流圏下層の気温の変動よりずっと大きい。従って、200hPa高度の変動は対流圏中・上部の気温の変動を強く反映していると考えられる。回帰係数の最大値は130W付近で2月(0)に見られ、熱帯対流圏下層気温を用いたFig. 9(a)から1ヶ月遅

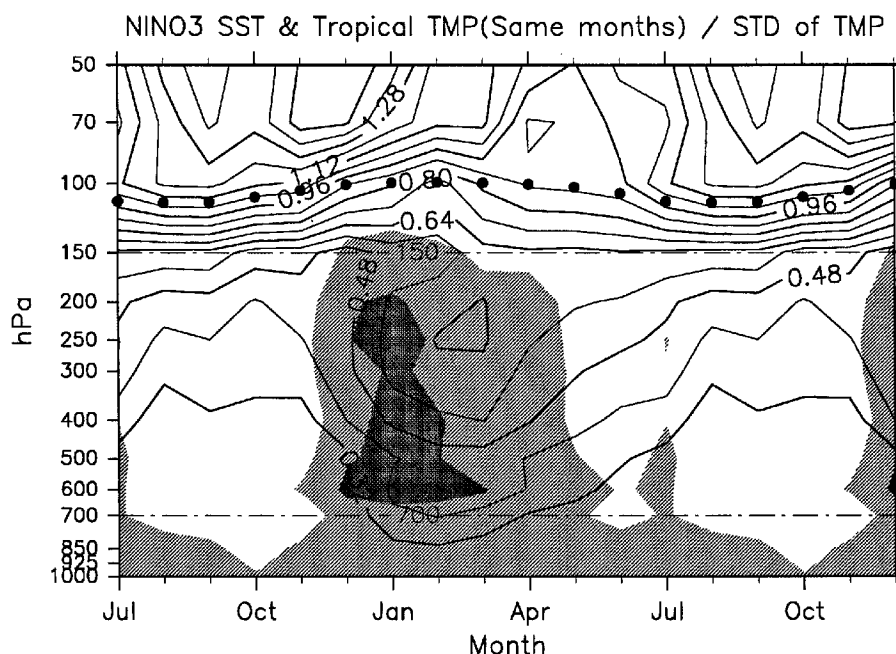


Fig. 8 Time-height diagram of the simultaneous correlation coefficients between the NINO3 SST and tropical temperatures for each month indicated by the shading. The contours indicate standard deviations of the temperatures. The temperatures were zonally averaged between 15S and 15N. Shaded areas indicate the same as in Fig. 2. The contour interval is 0.08K. Solid circles denotes monthly tropical (15S-15N) zonal mean tropopause pressures averaged over 22 years.

れている。

Fig. 8 と **Fig. 9(b)** を総合すると、700hPa から 150hPa までの熱帯気温は 12 月から 4 月の間に赤道東部太平洋海面水温と同時的に対応し、その後、ENSO 現象の春の持続障壁を越えて、9 月まで気温が持続することがわかる。

4.3 熱帯対流圏気温の持続に関連する重要な要素

熱帯中・上部気温が北半球の秋から次の秋まで持続する傾向はなぜ引き起こされるのであろうか。それについて考察してみる。

まず、**Fig. 7** で示されているように、赤道東太平洋以外の海洋による影響である。インド洋、北太平洋、南シナ海で赤道東部太平洋での ENSO 現象が終息した後に、シグナルが見られている。この対応関係について調べたのが **Fig. 10** である。**Fig. 10** は TYI (基準) と変動量のずらし相関係数を示している。ずらす変動量はそれぞれ、帯状平均され 15S と 15N の間で南北平均されている。ここでは熱帯帯状平均海面水温のグラフに注目する。TYI と熱帯帯状平均海面水温の相関係数は 9 月 (-1) から 6 月 (0) まで統計的に有意な正の値を持続している。そ

の後の 7 月 (0)、8 月 (0) も有意水準よりわずかに下回るものの、0.5 をこえている。

気温の変動には非断熱加熱量、例えば、海面での熱フラックスと、暖かい海面水温によって誘起される対流活動による潜熱解放が大きく影響を与えると考えられる。**Fig. 10** は熱帯 (15S-15N) 帯状平均した海面での熱フラックス (顕熱フラックスと潜熱フラックスの和) と降水量に対する同様の相関係数を示しているが、どちらも統計的に有意な相関係数はない。

一方、可降水量に対する同様の解析は、11 月 (-1) から 9 月 (0) まで統計的に有意な正の相関係数が見られる。この期間は 200hPa 高度に対する同様の解析と同じである (図省略)。これは、飽和水蒸気量が気温に関連することや、放射的な効果、すなわち温室効果に水蒸気が大いに影響することと結びついていると考えられる。

次に経度時間断面図で TYI との対応を調べてみる。**Fig. 11** はずらす変動量を熱帯平均した (a) 可降水量、(b) 降水量、(c) 海面での熱フラックスとした **Fig. 9** と同様の図である。

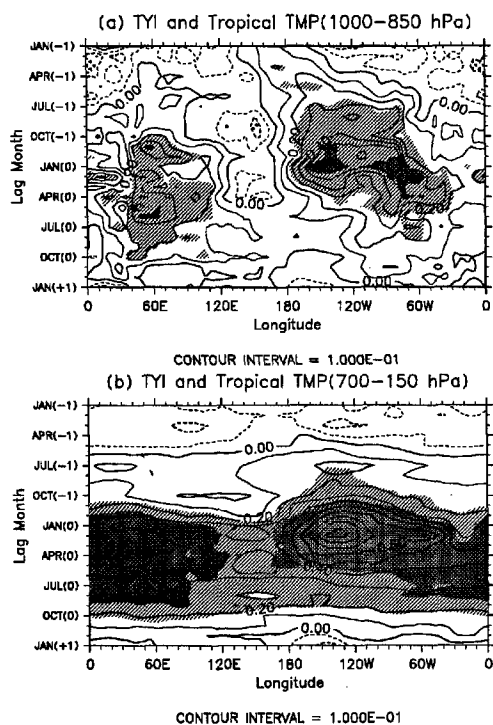


Fig. 9 Longitude-time diagram of the lagged correlation coefficients between the TYI (the reference variable) and tropical temperatures (the target variables) indicated by the shading. The contours indicate temperature anomalies regressed upon the TYI. The temperatures were averaged between 15S and 15N, and averaged over levels (a)1000 hPa through 850 hPa, and (b)700 hPa through 150 hPa. The contour interval is 0.10K.

可降水量は下層気温の図, **Fig. 9(a)** に似ている。帯状平均値は 200hPa 高度と似た変動であったが, **Fig. 6** で示されたような東西一様性は見られない。水蒸気の 50%以上が 850mb より下に存在するので (Peixoto and Oort 1992), 下層気温の変動が可降水量に大きく影響していると考えられる。なお, データが提供されている 1000hPa から 300hPa までの比湿を調べると, 0.8 を上回る相関係数が見られるのは 1000-850hPa だけであるが, 各気圧面で同様の相関パターンが示される (図省略)。

次に **Fig. 11(b)** は降水量に対する図である。4 月 (-1) に 170E 付近で, その後, 7 月 (-1) から 4 月 (0) まで熱帯中・東部太平洋上で有意な正の相関係数が示されている。180 から 90W まで降水量の正偏差が東向きに移動しているように見える。海洋大陸上で 8 月 (-1) から 2 月 (0) まで有意な負の相関係

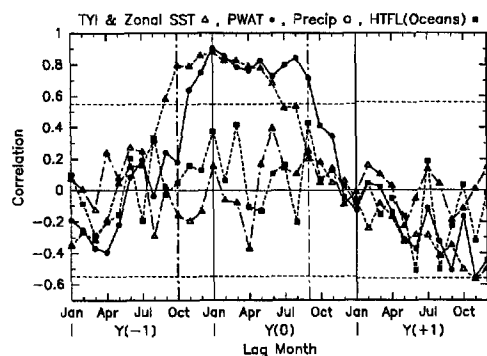


Fig. 10 Lagged correlation coefficients between the TYI (the reference variable) and the target variables. The target variables are SST (open triangles), heat flux at ocean surfaces (solid squares), precipitation (open circles) and precipitable water (solid circles). Each target variable was averaged zonally between 15S and 15N, except for the precipitation between 16.25S and 16.25N due to the grid points. Short-dashed horizontal lines indicate 99% significance level. Long-dashed vertical lines indicate the averaged period of the TYI.

数が見られる。熱帯中・東部の正相関の変動は海洋大陸上の負相関の変動と相殺し, **Fig. 10** での帯状平均値ではあらわれてこない。インド洋上では 10 月 (-1) でわずかに有意な正の相関係数が示されている。10 月 (-1) から 1 月 (-1) でそれ以前との違いは見られない。回帰された偏差に関しても急激に大きくなるというような特徴は見られない。また, 4 月 (-1) 以降に有意な相関係数は見られない。

Angell(2000) は, 組織化された対流活動には海面水温がある一定の値を上回ることが必要で, 季節変化と偏差の合計の値を考慮することで, ENSO 現象と熱帯対流圏気温の時間的なずれを説明できるという仮説を立てた。しかし **Fig. 11(b)** は Angell の仮説と一致するような海面水温の偏差から遅れた対流活動は見られない。

最後に **Fig. 11(c)** は海面での熱フラックスに対する図である。この図は **Fig. 11** の中で最も統計的に有意な相関係数が見られない。12 月 (-1) から 2 月 (0) までの 120W 付近で統計的に有意な正の相関係数が示されているのみである。

陸面の影響に関しては, 下層気温を用いた **Fig. 9(a)** が関連する。というのも, 陸面の影響が下層気

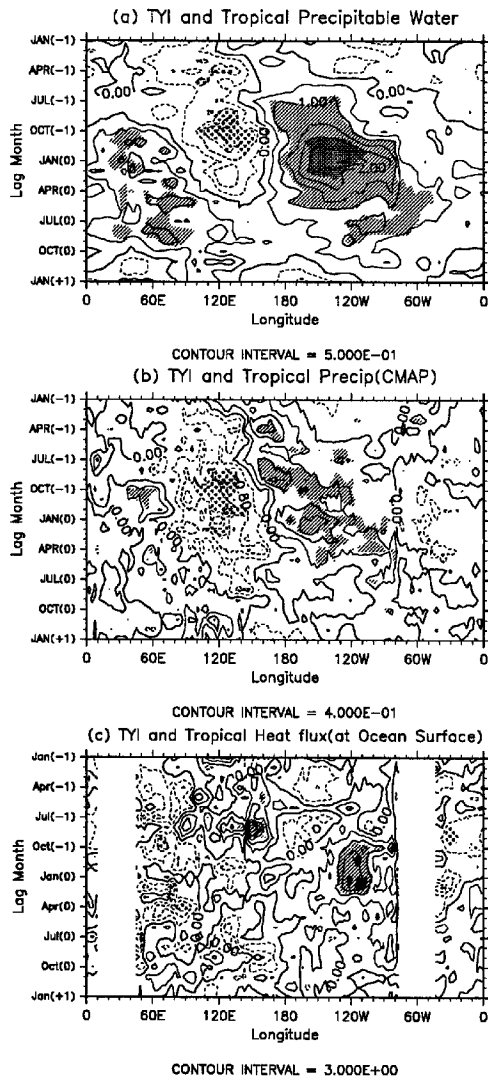


Fig. 11 The same as in Fig. 9, except that (a) the tropical precipitable water, (b) the tropical precipitation, or (c) the tropical heat flux at ocean surfaces is taken as the target variable. The contour interval is (a) 0.60 kg/m^2 , (b) 0.40 mm/day , (c) 0.25 W/m^2 .

温にシグナルを与えず、対流圏中・上層のみに影響を与えようとは考えにくいからである。Fig. 9(a)では南アメリカ大陸上の下層気温に有意な正の相関係数が2月(0)から7月(0)まで示されている。アフリカ大陸上で組織だった相関は見られない。2月(0)から7月(0)という時期から、陸面の影響が対流圏中・上層の熱帯気温と ENSO 現象の対応関係のずれに対する決定的な役割を果たしているとは考えられない。

従って、熱帯帯状平均海面水温と熱帯対流圏気温

のほぼ同時的な正の相関係数は Fig. 10 で示されたものの、海面水温と熱帯対流圏気温をつなぐと考えられる海面上の熱フラックスや降水量で、ENSO 現象に関する領域以外では、対応する相関関係は見られないことがわかった。

5. まとめ

1949 年から 2000 年までの 52 年間で、熱帯対流圏気温偏差の季節固定に関する数十年規模スケールの変動について調べた。

まず、NCEP/NCAR 再解析データと熱帯で観測されたラジオゾンデデータの両方で、1949-1976 年平均值より 1977-2000 年平均の熱帯対流圏気温の方が大きい特徴が見られ、他の変動量ですでに指摘されている気候シフトと同様の特徴が示された。

これをふまえて、1953-1974 年と 1979-2000 年の 22 年間の期間に区分して解析を行った。熱帯対流圏気温に関して、1979-2000 年では北半球の秋に季節固定する特徴がはっきりと見られるが、1953-1974 年でははっきりとした特徴は見られず、北半球の春に緩やかに季節固定する (Fig. 2)。一方、ENSO 現象の指標に関しては、ともに北半球の春に季節固定しているものの、1979-2000 年より 1953-1974 年の期間の方がより明瞭である (Fig. 3)。

次に 1979 年以後に期間を限定して、熱帯対流圏気温の偏差の季節固定について考察した。熱帯対流圏気温は 20S から 20N までの緯度で、ほぼ東西一様に変動している。ただ、緯度の北限、南限は季節によって変動する。海面水温では赤道東太平洋以外の海洋、すなわち、インド洋、北大西洋、南シナ海で、赤道東太平洋から 3-6 ヶ月遅れた対応する変動が見られた。

鉛直方向の違いに注目すると、1000hPa から 850hPa までの熱帯気温はその下の海面水温と同時的な変動をしているが、700hPa-150hPa の熱帯気温は 12 月から 4 月の間に赤道東部太平洋海面水温と同時に対応し、その後、ENSO 現象の春の持続障壁を越えて、9 月まで持続することがわかった。

次に熱帯対流圏気温の季節固定する要因を考察した熱帯帯状平均海面水温は、1 ヶ月先行するものの、熱帯対流圏気温とほぼ同様の変動をすることがわかった。しかし、海面水温と対流圏気温を結びつけると考えられる降水量や熱フラックスに関して、ENSO 現象に関する領域以外では、対応する相関関

係は見られない。一方、帯状平均可降水量に関しては対流圏気温と同様の変動が見られるが、経度方向のパターンは海面水温と密接に関連しているようである。

謝辞

図の作成には地球流体電脳ライブラリを使用した。

参考文献

- J. D. Horel and J. M. Wallace. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 109, pp. 813–829, 1981.
- E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 77, pp. 437–471, 1996.
- S. A. Klein, B. J. Soden, and N.-C. Lau. Remote sea surface temperature variations during ENSO : Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, Vol. 12, pp. 917–932, 1999.
- T. Kubota and T. Terao. The seasonal-scale persistence of tropical tropospheric temperature associated with the El Niño/Southern Oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2002. Submitted.
- R. E. Newell and B. C. Weare. Ocean temperatures and large scale atmospheric variations. *Nature*, Vol. 262, pp. 40–41, 1976.
- R. E. Newell and Z.-X. Wu. The interrelation between temperature changes in the free atmosphere and sea surface temperatures changes. *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, pp. 3693–3709, 1992.
- T. Nitta and M. Kachi. Interdecadal variations of precipitation over the tropical Pacific and Indian oceans. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 72, pp. 823–831, 1994.
- T. Nitta and S. Yamada. Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 67, pp. 375–382, 1989.
- J. P. Peixoto and A. H. Oort. *Physics of climate*. American Institute of Physics, 1992.
- C. Torrence and P. J. Webster. The annual cycle of persistence in the El Niño/Southern Oscillation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 124, pp. 1985–2004, 1998.
- P. Xie and P. A. Arkin. Global precipitation : A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 78, pp. 2539–2558, 1997.
- J. M. Wallace, E. M. Rasmusson, T. P. Mitchell, V. E. Kousky, E. S. Sarachik, and H. von Storch. On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, pp. 14241–14259, 1998.
- B. Wang. Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. *J. Climate*, Vol. 8, pp. 267–285, 1995.
- P. J. Webster and S. Yang. Monsoon and ENSO : Selectively interactive systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 118, pp. 877–926, 1992.
- M. Yanai, S. Esbensen, and J.-H. Chu. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 30, pp. 611–627, 1973.
- E. Yulaeva and J. M. Wallace. The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from the microwave sounding unit. *J. Climate*, Vol. 7, pp. 1719–1736, 1994.
- Y. Zhang, J. M. Wallace, and D. S. Battisti. ENSO-like interdecadal variability : 1900–93. *J. Climate*, Vol. 10, pp. 1004–1020, 1997.

Interdecadal variations in the persistence of the tropical tropospheric temperature

Takuji KUBOTA*, Toru TERAOKA**, Tatsuya IWASHIMA

*Graduate School of Science, Kyoto University

**Faculty of Informatics, Osaka Gakuin University

Synopsis

Seasonal-scale persistence of tropical tropospheric temperature is investigated statistically using NCEP/NCAR reanalysis data from 1949 to 2000. The tropical tropospheric temperature was increased in the late 1970s, which is called the 'climate shift'. After the climate shift, the phase locked to the annual cycle of the tropical tropospheric temperature is found in the boreal autumn. On the other hand, Before the climate shift, the phase locked to the annual cycle is weakly found in the boreal spring.

Keywords : *interdecadal variation; tropical tropospheric temperature; persistence*