

エルニーニョ・南方振動に関連する熱帯対流圏温度場の 季節規模持続性に関する研究

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

熱帯対流圏温度場の季節規模の持続性について 1980 年から 1998 年までの NCEP/NCAR 再解析データを用いて統計的に調べた。1000–850 hPa の高さでの熱帯気温はその下の熱帯海面水温と同時的に対応して変動している。一方、700–150 hPa の高さでの熱帯対流圏温度場は、冬にエルニーニョ・南方振動 (ENSO) 現象と対応した後、ENSO 現象の春の持続障壁を乗り越えて、秋までは東西一様に持続する傾向があることがわかった。この特徴から秋にはじまる 1 年を熱帯の単位年とみなし、その年平均値を熱帯年インデックス (TYI) と定義した。

キーワード：エルニーニョ・南方振動, 熱帯対流圏, 温度, 持続性

1. はじめに

エルニーニョ・南方振動 (ENSO) 現象は熱帯対流圏の気候変動に対して大きく影響を及ぼす (例えば Wallace et al., 1998)。ENSO 現象に関連する変動が熱帯対流圏温度場の時系列で見られることがすでに指摘されている。ラジオゾンデデータを用いた Horel and Wallace(1981) は、熱帯の至る所の 200hPa 高度と赤道東太平洋海面水温の間で冬の相関関係があることを示した。また熱帯対流圏平均温度が赤道東太平洋海面水温から 3–6ヶ月ずれて変動していることがラジオゾンデデータから指摘されている (Newell and Weare, 1976 ; Angell, 1981 ; Pan and Oort, 1983)。さらに衛星データを用いて、Yulaeva and Wallace(1994) は ENSO 現象の時系列と熱帯対流圏平均温度の時系列の 3ヶ月のずれを示した。

しかしこれまでの研究にはいくつかの問題点が見られる。ラジオゾンデデータの場合、観測点が熱帯でまばらにしかないので空間パターンを十分に示すことができない。一方、衛星データを用いた解析では鉛直分解能が粗いため対流圏温度の鉛直方向の違

いを調べることができない。また熱帯対流圏温度場と、大西洋やインド洋のような太平洋以外の海面水温との関係はこれまで議論されていない。

熱帯対流圏温度場に関する研究をさらに発展させるために、本論文は「季節進行」に着目する。多くの ENSO に関連する現象が年サイクルに位相固定していることがこれまでの研究で指摘されている (Rasmusson and Carpenter, 1982 ; Wright, 1985)。ENSO 現象のデータ解析やモデル計算において春に「持続障壁」もしくは「予報障壁」が存在することが提案されている。統計解析で ENSO 現象の指標が春に持続性が落ちる (Torrence and Webster, 1998) ことや、大気海洋結合モデルで予報能力が春に減少する (Webster and Yang, 1992) ことが報告されている。この特徴をふまえて ENSO サイクルと熱帯対流圏温度場の関係をさらに調べる必要がある。

また ENSO 現象とアジア夏季モンスーンの結合をさまざまな研究が指摘している (Webster and Yang, 1992 ; Kawamura, 1998 ; Webster et al., 1998 ; Miyakoda et al., 1999) モンスーン加熱の役割を重視した Yasunari(1991) は「モンスーン年」の概念を提案し、一年のサイクルの出発点は北半球夏季モ

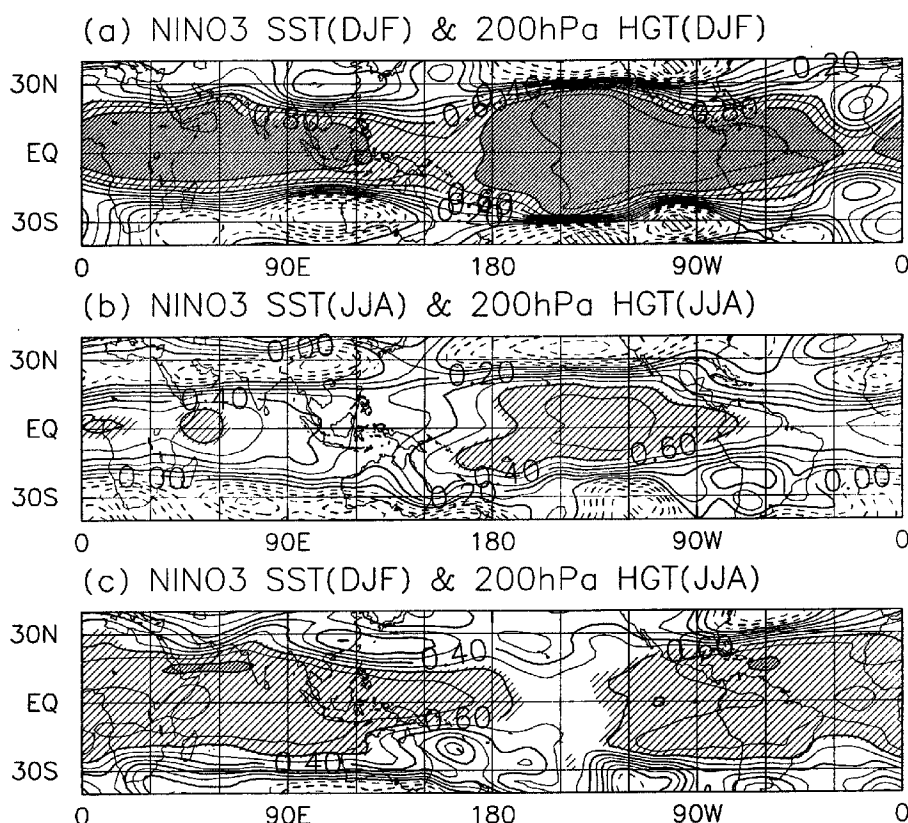


Fig. 1 Correlation maps between sea surface temperature (SST) averaged over the NINO3 area (4S-4N, 150W-90W) and 200 hPa height field. The SST and the height are averaged over (a)December, January and February (DJF) and (b)June, July and August (JJA). (c)The SST is averaged over DJF and the height field is averaged over following JJA. Contour interval is 0.1. Shading area indicates correlation greater 99% significance, and thick shading area indicates correlation greater than 0.8.

ンスーンのすぐ前とした。これらの研究では、アジアモンスーンと ENSO 現象の関係について季節進行に関して議論されているが、熱帯対流圏温度場の変動には触れられていない。興味深い例外は、インド大陸上の上部対流圏の子午面温度勾配 (Li and Yanai, 1996 ; Kawamura, 1998) である。子午面温度勾配は温度風の関係から近似的に東西風の鉛直シアに比例する。しかしこれらの研究においても、熱帯対流圏温度場それ自体の変動は注目されていない。

熱帯対流圏温度場が ENSO 現象の位相と数ヶ月ずれる傾向があるので、温度場が ENSO 現象の情報を春の持続障壁を越えてその後まで運ぶという仮説をたてることができる。本論文の主な目的は次の通りである。

- (1) 熱帯対流圏温度場と熱帯海面水温の関係を季節進行に関して記述する。熱帯対流圏温度場が ENSO 現象の春の持続障壁を越えて持続し続けるかどうか注目する。
- (2) 熱帯対流圏温度場が ENSO 現象と時間的にず

れることをより正確に調べる。

- (3) 熱帯対流圏温度場の持続性に対する空間分布を調べる。特に鉛直方向の違いを再解析データを用いて詳細に議論する。

なお本論文では便宜上、時期の表現として季節を用いる。北半球での季節と対応していて、春は 3・4・5 月、夏は 6・7・8 月、秋は 9・10・11 月、冬は 12・1・2 月を指す。

2. データ

2.1 使用したデータ

本論文は NCEP/NCAR 再解析データ、NCEP Reconstructed 海面水温データ、NOAA OLR データを使用した。

NCEP (National Centers for Environmental Prediction) /NCAR (National Center for Atmospheric Research) 再解析 (Kalnay et al., 1996) の大気データは緯度経度ともに 2.5 度間隔で、格子点

数は東西 144×南北 73 である。大気気圧面格子点値に関しては、鉛直層数 17 層で、1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa となっている。ただし本論文では主として対流圏について議論しているため、1000hPa から 50hPa までの 14 層のデータを用いている。

NCEP Reconstructed 海面水温データ (Smith et al., 1996) は、緯度経度ともに 2 度間隔で、格子点数は東西 180×南北 90 である。

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) OLR (Outgoing Longwave Radiation; 外向長波放射量) データは、緯度経度ともに 2.5 度間隔で、格子点数は東西 144×南北 73 である。本論文では OLR を降水量の指標とする。

2.2 データの使用期間

使用期間はいずれのデータも 1980 年から 1998 年まで 19 年間の月平均値である。ただし、Fig. 1 と Fig. 2 の解析において 1979 年 12 月のデータが追加されている。

3. 熱帯対流圏温度場の持続性

3.1 ENSO 現象と熱帯対流圏温度場

この小節では、季節進行に注意して ENSO 現象と熱帯対流圏温度場の相関関係を調べる。静力学平衡の関係から、200hPa 高度を熱帯対流圏平均温度の指標として用いる。なお第 4.4 節で 200hPa 高度が指標となることを確かめている。また NINO3 領域 (4S–4N, 150W–90W) で平均した海面水温を ENSO 現象の指標としている。

Fig. 1(a) は、12・1・2 月 (DJF) で平均した NINO3 領域の海面水温の時系列と DJF で平均した 200hPa 高度場の時系列の相関図を示している。高い正の相関係数をもつ領域が熱帯でほぼ東西一様に広がっている。また 15 度から 30 度までの緯度で相関係数が急激に減少し、緯度 30 度より極側では有意な正の相関係数が見られない。従って図は冬に NINO3 領域海面水温が気候値より高い (低い) と、同時期の熱帯対流圏全体が気候値より暖かく (冷たく) なることを表し、これは Horel and Wallace(1981) の結果と一致する。

次に Fig. 1(b) は、時間平均がともに 6・7・8 月 (JJA) である点を除いて Fig. 1(a) と同様の図である。しかし Fig. 1(a) と対照的に、有意な正の相関係数の域が熱帯中央・東太平洋に限られている。Fig. 1(a) で熱帯のどこにおいても見られる相関係数が 0.80 以上の域は、Fig. 1(b) では全く示されない。

Fig. 1(c) は、DJF で平均した NINO3 領域海面

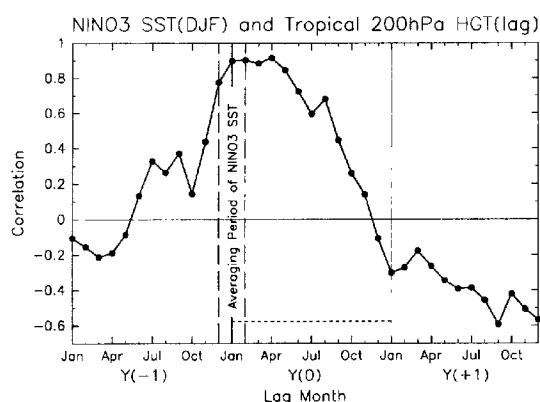


Fig. 2 Lagged correlation coefficients between NINO3 SST averaged over DJF (the reference variable) and tropical 200 hPa heights (the target variables). The height is averaged zonally between 10S and 10N. Short-dashed horizontal lines indicate 99% significance. Long-dashed vertical lines indicate the averaging period of NINO3 SST.

水温と、その後の JJA で平均した 200hPa 高度場を用いた点を除いて Fig. 1(a)・(b) と同様の図である。Fig. 1(a) と同様に、有意な正の相関係数をもつ領域が熱帯で東西一様に広がっている、Fig. 1(b) より Fig. 1(c) の方で有意な相関の域が広いことがわかる。これは JJA の期間の熱帯 200hPa 高度場の変動が同時期の ENSO 現象より前の 12・1・2 月の ENSO 現象に親密に関連していることを示唆する。さらに Fig. 1(a) と Fig. 1(c) から、12・1・2 月の ENSO 現象が同時期の熱帯高度場だけではなく、その後の 6・7・8 月の高度場とも関連が深いことがわかる。言い換えると、この結果は、熱帯対流圏平均温度が 12・1・2 月から、ENSO 現象の春の持続障壁を越えてその後の 6・7・8 月まで持続していることを示唆している。

この熱帯 200hPa 高度の持続性を、ずらし相関解析を用いて Fig. 2 でさらに詳しく調べる。DJF で平均された NINO3 領域海面水温を基準として用いる。帯状平均 (0E–360E で平均) し 10S と 10N の間で平均された 200hPa 高度をずらす変動量とする。帯状平均値を用いる理由は Fig. 1(a) と Fig. 1(c) で有意な相関係数が熱帯で東西一様に広がっているからである。Fig. 2 において統計的に有意な正の相関係数は同時期の 12 月からその後の 8 月までの期間で見られる。その後の相関係数は急激に落ちる。海面水温の平均期間より前の月で有意な相関はない。この結果は熱帯 200hPa 高度が 12 月からその後の 8 月まで持続し、その持続性が 9–11 月で落ちることを示している。この相関係数の減少か

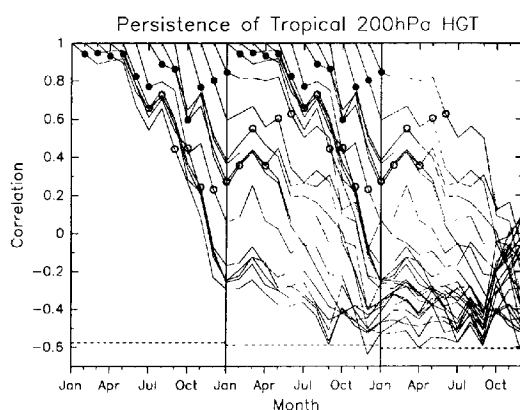


Fig. 3 Persistence of the tropical 200 hPa height (see text). The height are averaged zonally between 10S and 10N. The solid circles show the $P_m(1)$. The open circles show the $P_m(6)$. Dashed lines indicate 99% significance.

ら、熱帯対流圏温度場が‘持続障壁’を秋に持つことが示唆される。

3.2 秋の持続障壁

前の小節で、熱帯対流圏温度場の持続障壁が秋に見られることを NINO3 領域海面水温を基準とするずらし相関解析で示した。この特徴をより明確に調べるために、時系列の持続性 $P_m(k)$ を、ある月 m と別の月 $m+k$ (k はずらした月) の相関係数の大きさと定義して解析を行う (Torrence and Webster, 1998)。

Fig. 3 は熱帯 200hPa 高度の持続性を示している。高度は帯状平均され、10S–10N で平均されている。それぞれの曲線は、出発点の月 m から、ずらした月 k とともに持続性の大きさをたどっていく。**Fig. 3** は、12–4 月の間に持続性があまり減少せず、5–7 月で少し落ちた後、9–11 月でははっきりと落ちることが示している。黒丸は、ある月 m の時系列と次の月 $m+1$ の時系列の相関係数である $P_m(1)$ を表す。 $P_m(1)$ の最小値は 9 月と 10 月の組み合わせである。また白丸は、ある月 m の時系列と 6 ヶ月後の月 $m+6$ の時系列の相関係数である $P_m(6)$ を示す。99% 有意水準より大きい $P_m(6)$ は、11 月–5 月、12 月–6 月、1 月–7 月、2 月–8 月の組み合わせである。いずれの組み合わせも 9 月と 10 月を含んでいない。

出発点の月と 1 年ずらした月の相関係数はほとんど負であり、それは対流圏 2 年振動 (Yasunari and Seki, 1992) を示している可能性がある。しかし相関係数はどの月が出发点でも統計的に有意ではない。

Fig. 4 は NINO3 領域海面水温の持続性を示す。この図は、使用データと解析期間が異なるものの、Torrence and Webster (1998) の図 2(a) と同様の図

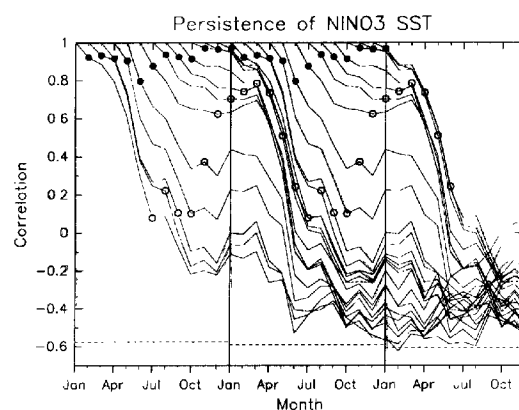


Fig. 4 Same as **Fig. 3** but for the NINO3 SST.

である。彼らは、出発点の月に関わらず、ENSO 現象の指標の持続性はその後の 3 月まで高く、持続性は 3 月・4 月・5 月に急激な減少を示すことを指摘している。**Fig. 4** での $P_m(1)$ の最小値は 5 月と 6 月の組み合わせである。

Fig. 3 と **Fig. 4** の間の興味深い相違点に注意すべきである。**Fig. 1(a)** で示されているように、12 月、1 月、2 月の間に熱帯 200hPa 高度は赤道東太平洋海面水温と同時に変動している。しかし NINO3 領域海面水温の持続障壁と熱帯 200hPa 高度の持続障壁の間に、 $P_m(1)$ の最小値の点で 4 ヶ月のずれが存在する。従って、ENSO 現象は春に持続性が落ちるけれども、熱帯対流圏平均温度は秋まで持続し、春の持続障壁の前の ENSO 現象による影響を維持する傾向があることがわかる。

4. 熱帯対流圏温度場の持続性に対する空間分布

4.1 熱帯年インデックス (TYI)

前節で示されたように、帯状平均した熱帯 200hPa 高度は秋から次の秋まで持続する傾向がある。この節では、熱帯対流圏温度場の持続性に対する空間的な分布を、熱帯年インデックス (Tropical Year Index: 以下、TYI と省略) を用いて統計的に調べる。TYI は 1 年が秋からはじまるとする場合の年平均値である。基準年の前年 $[Y(-1)]$ の 10 月から基準年 $[Y(0)]$ の 9 月までの期間で平均した、熱帯 (10S–10N で南北平均) 帯状平均 200hPa ジオポテンシャル高度を TYI と定義する。9 月と 10 月の間で区切ったのは、**Fig. 3** で $P_m(1)$ の最小値が 9 月と 10 月の組み合わせだからである。今後、 $Y(0)$ の ○ 月を ‘○ 月 (0)’、 $Y(-1)$ の △ 月を ‘△ 月 (-1)’ と表す。

Fig. 5 は TYI 偏差と、12 月 (-1)、1 月 (0)、2 月 (0) で平均した NINO3 領域海面水温偏差の時系列を示している。後者の時系列は **Fig. 2** の解析における基準の時系列である。両者の時系列の相関係数

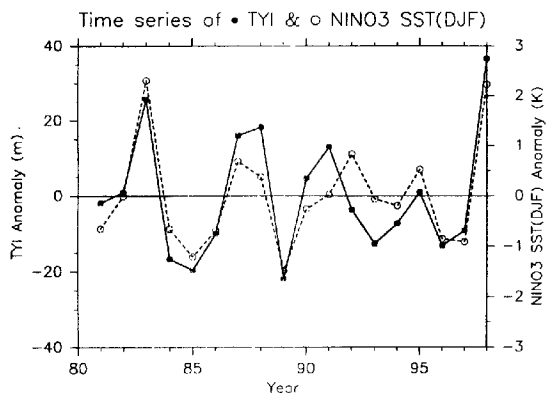


Fig. 5 Time series of the TYI (see text) anomalies [solid circles] and the NINO3 SST anomalies averaged during December(-1), January(0) and February(0)[open circles].

は 0.87 で、この値は 99% 有意水準の値を越えている。また TYI の時系列に一定のトレンドは見られない。

4.2 緯度時間断面図

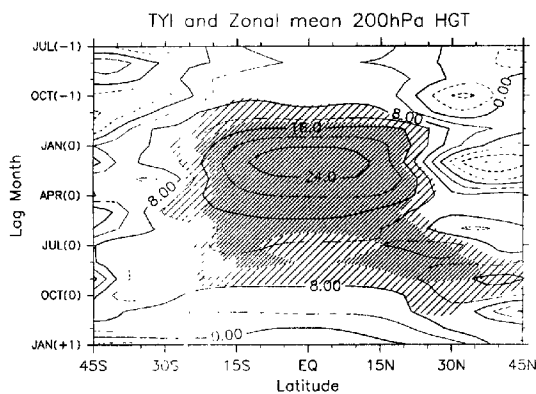


Fig. 6 The latitude-time diagram where shade indicates lagged correlation coefficients between the TYI (the reference variable) and zonal mean 200 hPa heights (the target variables), and contours indicate lagged regression coefficients for zonal mean 200 hPa heights, based upon the TYI. Contour interval is 4m. Shading areas indicate the same as Fig. 1.

Fig. 6 は緯度時間断面図で、陰影部は TYI と帯状平均 200hPa 高度のずらし相関係数を表し、等値線は帯状平均 200hPa 高度の TYI に対する回帰係数を表す。横軸は緯度で、縦軸はずらされる帯状平均高度の月である。25S–25N 内の緯度上の高度に対する相関係数は 11 月 (-1) で 99% 有意水準に達し、

その後、9 月 (0) まで有意水準を超える値が維持される。特に、12 月 (-1) と 6 月 (0) の間、20N–20S の緯度内の高度に対する相関係数は 0.80 より大きい。さらに、7 月 (0)–10 月 (0) に 30N 付近の亜熱帯域上の高度に対する有意な相関係数が見られる。南半球側でこれと同じ特徴はない。この領域は上部対流圏亜熱帯高気圧（例えば、チベット高気圧）と、緯度、期間の両方の点で一致する。この結果は TYI がアジア夏季モンスーン季に見られるチベット高気圧の強度と親密に結びついていることを示唆する。

本論文では相関係数が 99% 有意水準の値を超える領域の回帰係数のみを注目する。TYI の 20S–20N 内の緯度上の高度の回帰係数は、11 月 (-1) から 1 月 (0) の間に急激に増加し、3 月 (0) と 9 月 (0) の間はゆっくりと減少する。相関係数と回帰係数が最大値に関して大きく異なる。相関係数が 12 月 (-1) から 6 月 (0) までの幅広い期間で最大値となる一方、回帰係数の最大値は 2 月 (0) の 10S–10N 内である。これは熱帯帯状平均 200hPa 高度が 2 月 (0) で最も大きく変動していることを示している。

4.3 経度時間断面図

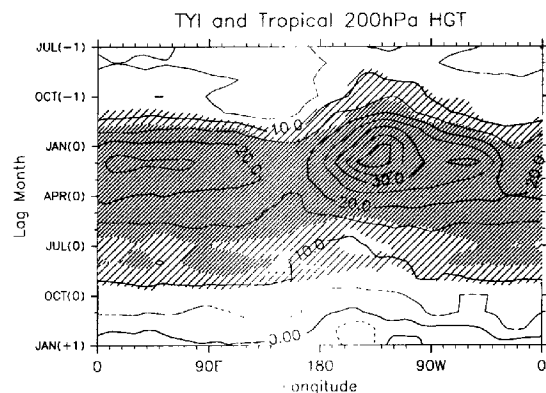


Fig. 7 Same as Fig. 6 but for the longitude-time diagram. The height is averaged between 10S and 10N. Contour interval is 5m. Shading areas indicate the same as Fig. 1.

Fig. 7 は経度時間断面図で、陰影が TYI と熱帯 200hPa 高度のずらし相関係数を表し、等値線が熱帯 200hPa 高度の TYI に対する回帰係数を表す。高度は 10S と 10N で平均されている。**Fig. 6** で示された 11 月 (-1) から 9 月 (0) まで有意である相関係数の特徴が **Fig. 7** においてはほぼ東西一様に示されている。さらに中央太平洋と他の地域の違いが数点見られる。相関係数では、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) に有意水準を上回る。また相関係数が有意水準に達しなくなるのは、中央太平洋は 6 月 (0) で、他の地域よ

り3-4ヶ月早い。回帰係数は130W付近の中央太平洋上で最大となり、その値は他の地域より2倍程度大きい。時期はFig. 6と同じ2月(0)である。

4.4 鉛直時間断面図

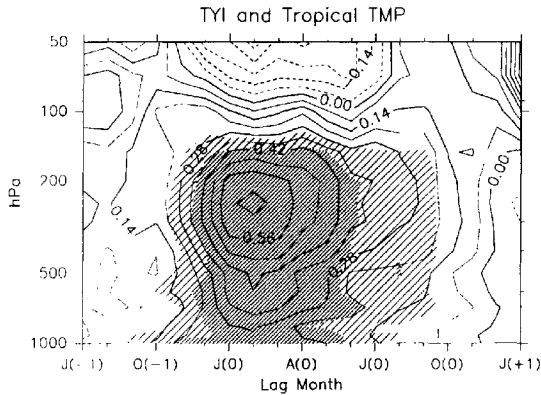


Fig. 8 The vertical-time diagram where shade indicate lagged correlation coefficients between the TYI (the reference variable) and the tropical temperatures (the target variables), and contours indicates lagged regression coefficients for the tropical temperatures, based upon the TYI. The temperatures are averaged zonally and between 10S and 10N. Contour interval is 0.07K. Shading areas indicate the same as Fig. 1.

この小節では、200hPa高度の代わりに温度のデータを用いて熱帯対流圏温度場の持続性を鉛直方向に関して調べる。Fig. 8は鉛直時間断面図で、陰影がTYIと熱帯気温のずれし相関係数、コンターが熱帯気温のTYIに対する回帰係数を表す。温度はそれぞれの気圧面で帯状平均され、10S-10Nで平均されている。150hPa以下のほとんどの気圧面で、Fig. 6・Fig. 7と同様、秋から次の秋まで相関係数が正の値で統計的に有意である。100hPaと50hPaの間の温度に対する有意な相関係数はない。こうして、200hPa高度の変動が対流圏平均の温度変動を反映していることが確かめられた。

さらに気圧面によって持続期間に違いがある。700hPaと150hPaの間の温度に対する相関係数は11月(-1)-12月(-1)に99%有意水準を上回り、9月(0)までそれが維持される。一方、850hPaより下の温度に対する有意な相関係数は9月(-1)から7月(0)までである。この違いは第6節で詳細に記述される。また回帰係数は、250hPaの高さで、Fig. 6やFig. 7と同じ2月(0)に最大となる。さらにすべての月で、回帰係数は対流圏下層より対流圏中・上層で大きい。これは対流圏中・上層の高さの温度

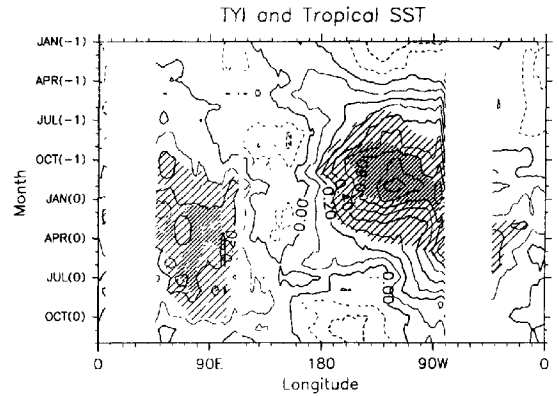


Fig. 9 Same as Fig. 7 except that the tropical SST is taken as the target variable. The SST is averaged between 10S and 10N. Contour interval is 0.1K.

の変動が対流圏下層のそれより常に大きいことを示している。

5. TYIとさまざまな変動量の関係

5.1 熱帯海面水温

Fig. 1で示されたように、熱帯海面水温の変動は熱帯対流圏温度場の変動と親密に結びついている。この小節では、前節で定義されたTYIを基準として熱帯海面水温との関係を季節進行に関して統計的に調べる。

Fig. 9は熱帯海面水温をずらす変動量としたFig. 7と同様の経度時間断面図である。海面水温は10Sと10Nで平均されている。200hPa高度をずらす変動量としたFig. 7で示されたような東西一様性はFig. 9の解析で見られず、相関係数は経度に大きく変化する。まず、はっきりとした特徴が見られる中央・東太平洋に注目する。熱帯海面水温に対する相関係数は6月(-1)-7月(-1)で有意に達し、4月(0)まで維持される。これはENSO現象の春の持続障壁の特徴と一致している。従って、10月(-1)から9月(0)まで平均した熱帯対流圏平均温度が気候値より高い(低い)とき、東太平洋海面水温が7月(-1)からその後の4月(0)まで気候値より高い(低い)ことがわかる。また海面水温の回帰係数で他の域より大きな値が示されている。東太平洋の回帰係数は7月(-1)から11月(-1)まで増加し、1月(0)から4月(0)で減少する。最大値は12月(-1)の120W付近である。

熱帯太平洋でENSO現象に関連する海面水温偏差がピークに達してから3-6ヶ月遅れて、インド洋や熱帯北大西洋のような離れた海洋で正相関の海面水温偏差が現れることはすでに指摘されている(Klein

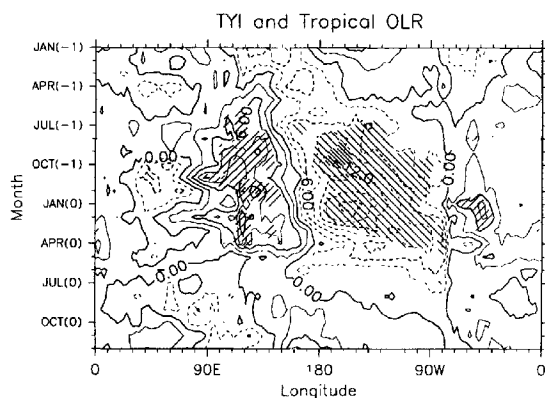


Fig. 10 Same as **Fig. 7** and **Fig. 9** except that the tropical OLR is taken as the target variable. The OLR is averaged between 10S and 10N. Contour interval is $3.0\text{W}/\text{m}^2$.

et al., 1999)。インド洋の海面水温に対する正の相関係数が12月(-1)と10月(0)の間で統計的に有意であり、その期間はTYIの平均期間とほとんど一致する。ただし、インド洋の海面水温の回帰係数が東太平洋と比べてずっと小さいことに注意すべきである。大西洋の海面水温では、相関係数が3月(-1)と7月(0)で有意であるが、回帰係数はインド洋と同様に小さい。これらの結果は、インド洋と大西洋の海面水温は、TYIとの有意な相関関係が示されているけれども、太平洋に比べて変動の大きさはずっと小さいことを表している。

5.2 熱帯降水量

熱帯における降水量の指標である外向長波放射量(OLR)を用いて、**Fig. 7**や**Fig. 9**と同様の解析を行った。結果は**Fig. 10**で示されている。陰影は統計的に有意な相関係数を表し、正の値が右上から左下への斜線で、負の値が左上から右下への斜線で示されている。特徴として、中央太平洋域で相関係数が前年7月から4月まで負に大きいことが挙げられる。また回帰係数も他の域に比べて負に大きい。エルニーニョ(ラニーニャ)のとき、中央太平洋で降水量が多く(少なく)なることがわかる。回帰係数の負の最大値は170W–140W, 1月である。つまりOLRは中央太平洋域で、1月に最も変動が大きいことがわかる。これは熱帯海面水温を用いた**Fig. 9**における回帰係数の最大値の位置より、経度で約20度西側である。また1月という時期は、熱帯海面水温のピークと比べると1ヶ月遅く、第4節で解析された回帰係数の最大値の時期より1ヶ月早い。

一方、熱帯海面水温を用いた**Fig. 9**では見られなかった海洋大陸上で、中央太平洋域に比べて領域が小さいものの、5月(-1)から4月(0)まで有意な

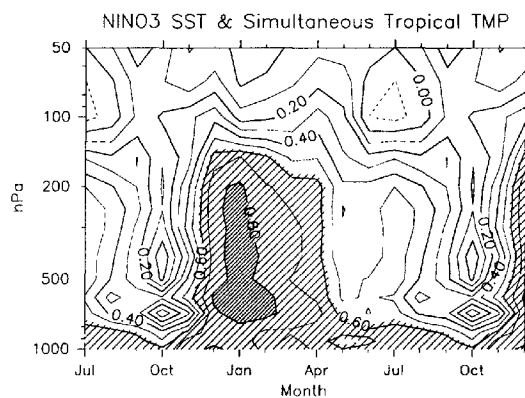


Fig. 11 The vertical-time diagram of simultaneous correlation coefficients between the NINO3 SST and the tropical temperatures at each month. The temperatures are averaged zonally between 10S and 10N. Contour interval is 0.1.

正の相関係数が見られる。しかし回帰係数の大きさは中央太平洋の回帰係数のそれより小さい。さらに**Fig. 9**で有意な相関係数が示されたインド洋上は、**Fig. 10**では有意なシグナルが見られない。これらの結果は、中央・東太平洋上ではOLRと海面水温がほぼ線型の関係であるが、西太平洋やインド洋上でははっきりとした対応関係が見られないことを指摘した解析結果(Webster et al., 1998)と一致する。1月(0)–3月(0)に60W付近の南アメリカ大陸上で正の相関係数の域がある。興味深いことに、熱帯対流圏温度を用いた第4節の解析で有意な相関係数が示される4月(0)から9月(0)までの期間で、熱帯OLRを用いた**Fig. 10**では有意な相関係数の領域がない。これは、ENSO現象の春の持続障壁後、熱帯対流圏温度場が秋まで持続する際に背の高い積雲を伴う対流活動が持続に関係していないことを示唆する。

6. 持続性の鉛直方向の違い

6.1 熱帯対流圏温度場とENSO現象の同時的な関係

熱帯対流圏温度場とENSO現象の同時的な関係を、鉛直方向の違いに焦点を当てて詳述する。この小節では、これまで用いられてきたずらし相関ではなく、同時相関が使われていることに注意しなければならない。

Fig. 11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。気温は帯状平均され、10Sと10Nの間で平均されている。**Fig. 11**において1000hPa–850hPa

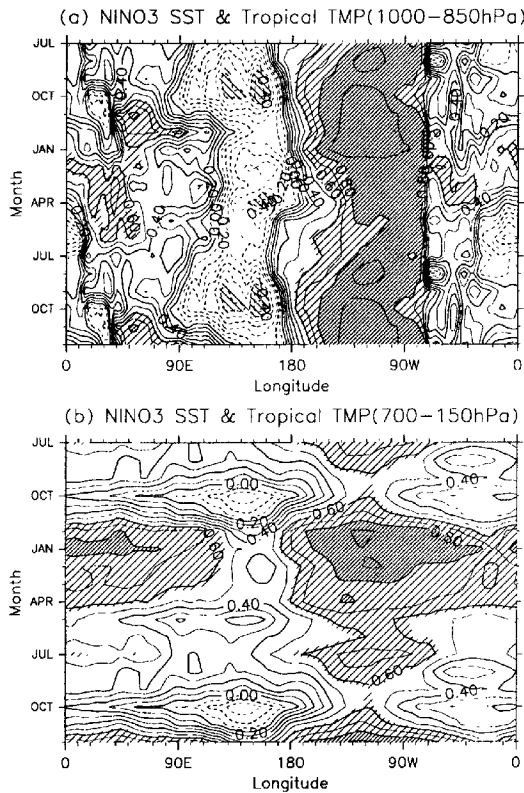


Fig. 12 Longitude-time diagrams of simultaneous correlation coefficients between the NINO3 SST and the tropical temperatures. The temperatures are averaged between 10S and 10N, and averaged for the level (a) between 1000 hPa and 850 hPa and (b) between 700 hPa and 150 hPa. Contour interval is 0.1.

と 700hPa–150hPa ではっきりとした違いがある。100hPa–50hPa で相関係数の有意なシグナルはない。1000hPa–850hPa の熱帯対流圏温度場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の熱帯対流圏温度場が赤道東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の熱帯対流圏温度場が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1月である。

この対流圏下層(1000hPa–850hPa)と中・上層(700hPa–150hPa)温度場の違いについて、経度方向の特徴を調べた。Fig. 12は、同じ月のNINO3領域海面水温と熱帯気温の間の相関係数に対する経度時間断面図である。温度は(a)1000hPa–850hPa、(b)700hPa–150hPaで平均されている。Fig. 12(a)で、東太平洋とその他の地域の間ではっきりとした違いが示されている。下層の熱帯東太平洋上の温度場は同時期のNINO3領域海面水温とすべての月で

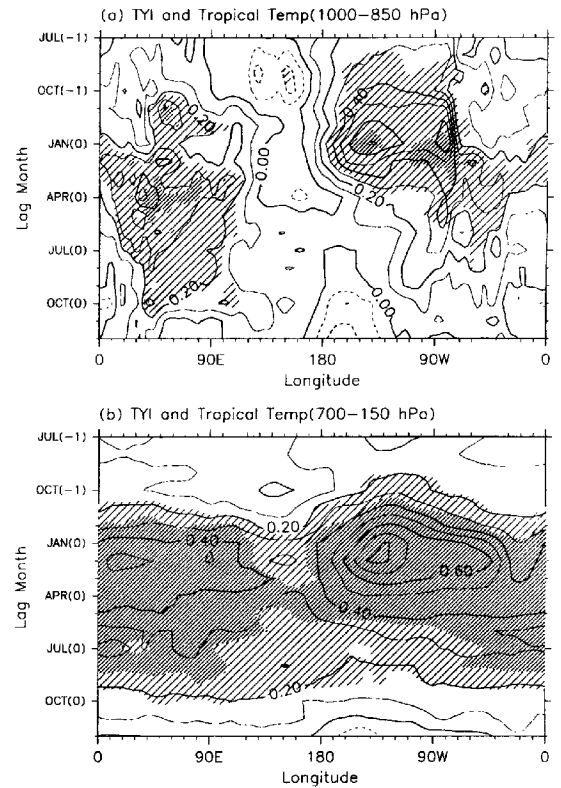


Fig. 13 Same as Fig. 7 and Fig. 9 except that the tropical temperature is taken as the target variable. The temperatures are averaged for the level (a) between 1000 hPa and 850 hPa and (b) between 700 hPa and 150 hPa, and also averaged between 10S and 10N. Contour interval is 0.1K.

親密に結びついている。一方、他の地域ではほとんど有意な相関係数が見られない。海洋大陸上で負の相関係数が10月に有意である。11月と12月に西インド洋上で、2月と6月の間にアフリカ大陸上で、ともに面積は小さいものの、相関係数が有意である。こうして、Fig. 11の解析で下層での帯状平均した温度は東太平洋上の温度を主として反映していることがわかる。

対照的に、Fig. 12(b)は12月から4月の間ではほぼ東西一様な高い正の相関係数を示す。Fig. 12(a)で負の相関係数である海洋大陸上でさえ、有意水準には達しないものの正の相関係数が見られる。さらに熱帯東太平洋上の相関係数が7、8月に有意である。これはFig. 7で東太平洋上で先行していることに関連があるかもしれない。

6.2 熱帯対流圏下層と中・上層での温度場の持続性

前小節で示された熱帯対流圏温度場の鉛直方向の違いについてTYIを基準とした解析で持続性に

関して調べる。Fig. 13 は、(a)1000hPa–850hPa、(b)700hPa–150hPa で平均された熱帯気温をずらす変動量とした Fig. 7 や Fig. 9 と同様の経度時間断面図である。Fig. 13(a) は熱帯海面水温をずらす変動量とした Fig. 9 と非常に似ている。東太平洋上の対流圏下層温度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、南アメリカ大陸上とアフリカ大陸上に有意な正の相関係数が見られる。前者は 2 月 (0) から 6 月 (0) までの期間で、後者は 2 月 (0) から 7 月 (0) までの期間である。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、Fig. 9 で示される熱帯海面水温の回帰係数の最大値から 1 ヶ月遅れている。

一方、Fig. 13(b) は、熱帯 200hPa 高度をずらす変動量とした Fig. 7 と非常に似ている。Fig. 8 で示されているように、対流圏中・上層の温度の変動は対流圏下層の温度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・上部の温度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) に見られる。2 月 (0) は 200hPa 高度を用いた Fig. 6 や Fig. 7 と同じ月であり、また熱帯対流圏下層温度を用いた Fig. 13(a) から 1 ヶ月遅れている。Fig. 12(b) と Fig. 13(b) を総合すると、700hPa–150hPa の熱帯対流圏温度場は 12 月から 4 月の間に赤道東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 月まで熱帯対流圏温度場が持続することがわかる。

7. まとめ

熱帯対流圏平均温度場の変動は ENSO 現象に関連する海面水温の変動と冬に密接に結びついている。しかし ENSO 現象の指標である NINO3 領域海面水温と熱帯対流圏平均温度を表す熱帯 200hPa 高度の持続性は、それぞれ春と秋に落ちる。それは、ある月と次の月の相関係数が NINO3 領域海面水温では 5–6 月で、熱帯 200hPa 高度では 9–10 月で最小値となることで顕著に表れる。こうして、熱帯対流圏平均温度場の変動は ENSO 現象と冬に対応した後、赤道東太平洋海面水温の持続性は春に落ちるけれども、熱帯対流圏平均温度場はその後の秋まで持続する傾向がある。

上記の気温の持続性から、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、TYI を基準とした統計解析でさらに詳細に調べた。なお、TYI を前年 10 月から 9 月ま

での期間で平均した熱帯帯状平均 200hPa 高度と定義する。その結果、25S–25N 内の緯度で対流圏平均気温は 11 月 (-1) からその後の 9 月 (0) までほぼ東西一様に変動することがわかった。熱帯対流圏温度偏差は 11 月 (-1) から 1 月 (0) の間に急激に増加し、3 月 (0) と 9 月 (0) の間はゆっくりと減少する。その偏差は 2 月 (0) に、130W 付近の熱帯中央太平洋上で、250hPa の高さで最も大きい。また中央太平洋上の熱帯対流圏平均温度で先駆シグナルが見られた。

10 月からその後の 9 月まで時間平均した熱帯対流圏平均温度は熱帯東太平洋海面水温と 7 月からその後の 4 月まで有意な正の相関関係である。東太平洋の熱帯海面水温偏差は 7 月 (-1) から 11 月 (-1) まで増加し、12 月 (0) に 120W 付近で最大となり、その後 1 月 (0) から 4 月 (0) で減少する。また海面水温に対応した特徴が中央・東太平洋上の熱帯対流活動で見られ、それは 1 月 (0) に最大となる。一方、熱帯気温が秋から次の秋まで持続するのとはほぼ同じ期間に、インド洋の海面水温がそれと対応して変動している。ただし、インド洋の海面水温変動は東太平洋に比べてずっと小さく、またそれに関連した対流活動もない。

さらに熱帯対流圏下層 (1000hPa–850hPa) と中・上層 (700hPa–150hPa) で温度場の変動にはっきりとした違いがある。対流圏下層の熱帯気温はその下の熱帯海面水温とほとんどの月で同時的に対応して変動している。一方、熱帯対流圏中・上層温度場は冬に ENSO 現象と東西一様に対応した後、ENSO 現象の春の持続障壁を乗り越えて、秋まではほぼ東西一様に持続する傾向がある。なお下層と中・上層温度はそれぞれ、1 月と 2 月に中央太平洋で最も変動が大きい。

この熱帯中・上層温度場の変動がアジア夏季モンスーンに見られるチベット高気圧の強度の変動と親密に結びついていることがわかった。

赤道東太平洋海面水温と熱帯対流圏平均温度の間で、持続障壁の時期に関して 4 ヶ月のずれが見られた。このずれは先行研究の値より季節進行を考慮している点で正確である。なぜなら Fig. 7 と Fig. 9 で示されているように、ENSO 現象に関連する海面水温偏差と熱帯対流圏温度偏差の時間発展が異なり、時系列を単純にずらす手法では不十分であるからである。従って熱帯対流圏温度場と ENSO 現象の関係を調べる際に季節進行をふまえて議論することは重要である。

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

- Angell, J. K. (1981): Comparison of variations in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in the equatorial eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 109, pp. 230-243.
- Horel, J. D. and J. M. Wallace (1981): Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 109, pp. 813-829.
- Kalnay, E., 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 (1996): The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 77, pp. 437-471.
- Kawamura, R. (1998): A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 76, pp. 1009-1027.
- Klein, S. A., B. J. Soden, and N.-C. Lau (1999): Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, Vol. 12, pp. 917-932.
- Li, C. and M. Yanai (1996): The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J. Climate*, Vol. 9, pp. 358-375.
- Miyakoda, K., A. Navarra, and M. N. Ward (1999): Tropical - wide teleconnection and oscillation. II: The ENSO-monsoon system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 125, pp. 2937-2963.
- Newell, R. E. and B. C. Weare (1976): Ocean temperatures and large scale atmospheric variations. *Nature*, Vol. 262, pp. 40-41.
- Pan, Y. H. and A. H. Oort (1983): Global climate variations connected with sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific ocean for the 1958-73 period. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 111, pp. 1244-1258.
- Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter (1982): Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 110, pp. 354-384.
- Smith, T. M., R. W. Reynolds, R. E. Livezey, and D. C. Stokes (1996): Reconstruction of historical sea surface temperatures using empirical orthogonal functions. *J. Climate*, Vol. 9, pp. 1403-1420.
- Torrence, C. and P. J. Webster (1998): The annual cycle of persistence in the El Niño/Southern Oscillation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 124, pp. 1985-2004.
- Wallace, J. M., E. M. Rasmusson, T. P. Mitchell, V. E. Kousky, E. S. Sarachik, and H. von Storch (1998): 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.
- Webster, P. J., V. O. Magaña, T. N. Palmer, J. Shukla, R. A. Tomas, M. Yanai, and T. Yasunari (1998): Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, pp. 14451-14510.
- Webster, P. J. and S. Yang (1992): Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 118, pp. 877-926.
- Wright, P. B. (1985): The Southern Oscillation: An ocean-atmosphere feedback system? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 66, pp. 398-412.
- Yasunari, T. (1991): The monsoon year - A new concept of the climatic year in the tropics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 72, pp. 1331-1338.
- Yasunari, T. and Y. Seki (1992): Role of the Asian monsoon on the interannual variability of the global climate system. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 70, pp. 177-189.
- Yulaeva, E. and J. M. Wallace (1994): The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from the microwave sounding unit. *J. Climate*, Vol. 7, pp. 1719-1736.

**The seasonal-scale persistence of tropical tropospheric temperature fields
associated with the El Niño/Southern Oscillation**

Takuji KUBOTA*, Toru TERAO**, 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 1980 to 1998. The tropical temperatures at the level of 1000-850 hPa correspond simultaneously to the tropical sea surface temperatures. On the other hand, tropical temperatures at the level of 700-150 hPa persist until autumn beyond the spring persistence barrier in the ENSO, after they respond to the ENSO during the boreal winter. From this feature another climatic year in the Tropics, which is a year starting at the boreal autumn, is derived and the authors define Tropical Year Index.

Keywords :El Niño/Southern Oscillation; tropical tropospheric temperature; persistence