

北半球の夏季における熱帯海域の SST と 亜熱帯高圧帯との関係について

大和田道雄* 秋山祐佳里¹ 石川由紀**

*理科教育講座

¹お茶の水女子大学大学院学生

**愛知教育大学・非

On the Relationship between Tropical Sea Surface Temperature and the Subtropical High Pressure Belt of the Summertime Northern Hemisphere

Michio OWADA*, Yukari AKIYAMA¹ and Yuki ISHIKAWA**

*Department of Science, Aichi University of Education, Kariya 448-8542, Japan

¹Graduate Student, Ochanomizu University

**Part-time Instructor, Aichi University of Education

1. はじめに

人類は、これまで石油・石炭・天然ガス等の化石燃料を大量に消費してきた。その結果、排出された二酸化炭素やメタンガス等の温室効果ガスが地球温暖化の原因であることは既成の事実である。IPCC (2001) によれば、大気中の気温が過去約100年で $0.6 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ 上昇していると報告しており、また海面水温においても上昇が認められている (IPCC, 1990)。Strong et al. (2000) は、衛星からの観測データから熱帯海域の SST が $0.03 \sim 0.14^{\circ}\text{C}/\text{year}$ の割合で上昇していることを確認した。さらに、大和田・井上 (2002) は太平洋、大西洋、およびインド洋の熱帯海域における SST の時間的・空間的変動を明らかにした。その結果、SST の上昇傾向が最も顕著な海域は太平洋であり、Strong et al. (2000) の衛星観測と同じ結果が得られた。

熱帯海域の SST の変動傾向が中緯度大気におよぼす影響が大きいことは、Lau (1997) の研究からも明らかにされているが、そのメカニズムは Wang (2002) の大気大循環モデルで説明することができる。熱帯海域における SST の上昇傾向は、ITCZ (熱帯内収束帯) の対流活動を活発にして潜熱の放出を強め (Hack et al. 1989), ハドレー循環を強化して下降域の中緯度に位置する高圧帯の領域面積を拡大させることが考えられる。亜熱帯高圧帯の領域面積が半球規模で拡大傾向にあることは、大和田他 (2001) が過去約50年間の500 hPa 面において NCEP/NCAR の再解析データから確認した。そこで、熱帯海域の SST 29°C 以上の高温

領域面積と500 hPa 面の亜熱帯高圧帯領域面積との関係を求めた結果、「正」の相関関係が得られた (大和田・井上, 2002)。しかし、どの海域の影響が大きかったかについては明らかではない。

そこで、本研究では、ハドレー循環の上昇気流域にあたる熱帯海域の SST と下降域の亜熱帯高圧帯領域面積との関係について考察してみた。

2. 資料および解析方法

亜熱帯高圧帯領域面積の資料は、NCEP (National Centers for Environmental Prediction)/NCAR (National Center for Atmospheric Research) の再解析データ ($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ グリッド) である。亜熱帯高圧帯領域は、どの高さにおいても一定ではなく、季節によってもその位置が大きく変わる傾向がある (大和田・石川, 2002)。これは、北半球と南半球の季節の違いによるものである。ITC が南下する北半球の冬季は、セル状の高気圧が現れるのは500 hPa 面からであり、北緯15度付近の西太平洋と中央アメリカ付近のみであり、領域面積も小さい。ITC が南下する夏季は、200 hPa 面においてもユーラシア大陸を中心とした北緯25度付近にも現れる (図1)。これは、NITC (北熱帯内収束) が年間を通じて最も北上して活動が活発な時期にあたるため、ハドレー循環の下降気流と大陸からの Heat low の上昇気流との合体によるものと考えられる。これに対し、500 hPa 面では北太平洋と中央アメリカから大西洋、北アフリカからアラビア半島にいたる広い範囲に高圧帯が分布する。これは、海洋性

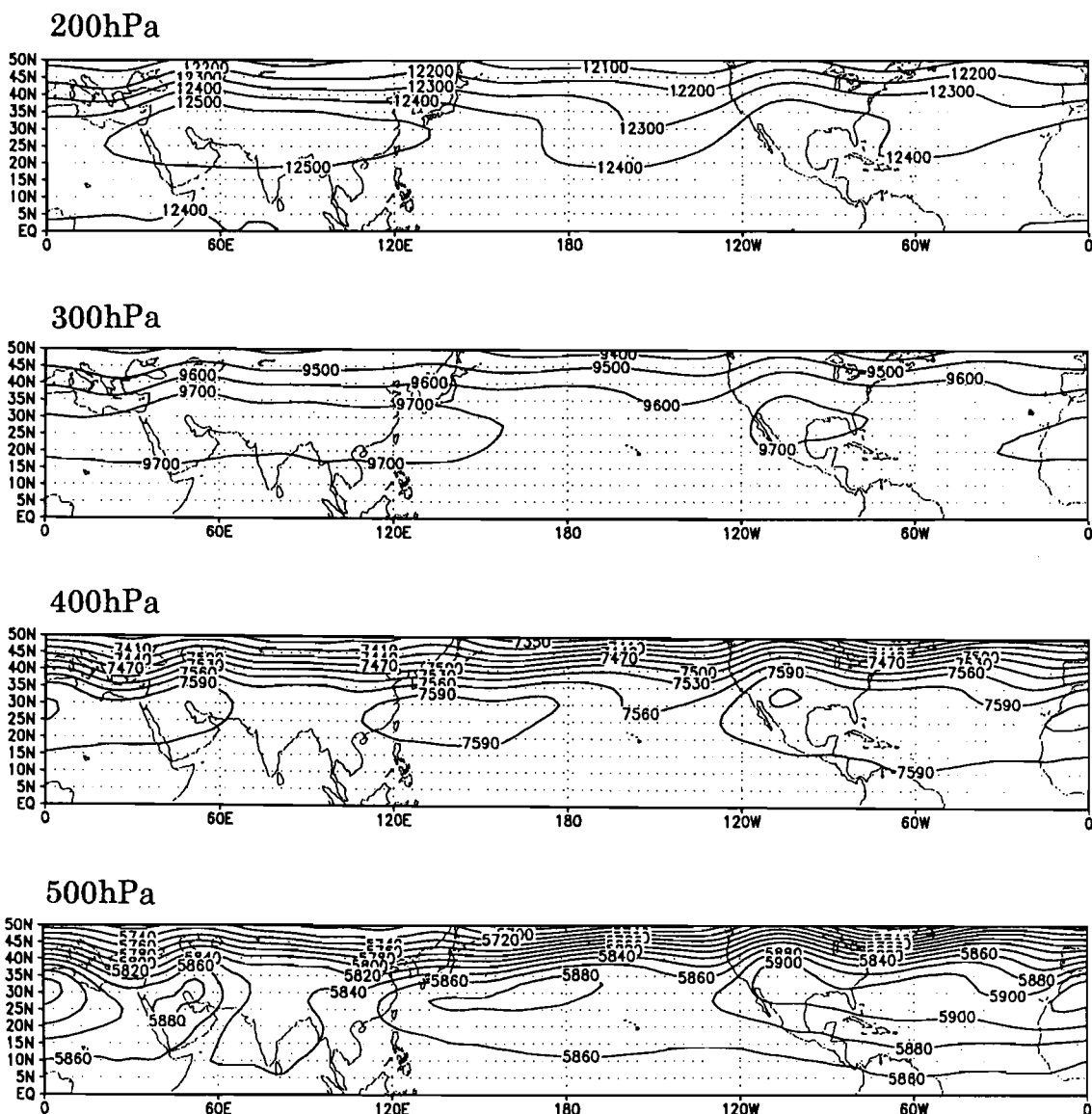


図1 北半球における夏季（7月）の高度別平均気圧場の分布（1960～98年）*
*大和田・石川（2002）の原図による。

高気圧の影響も含まれるからであろう。そこで、亜熱帯高圧帯の領域面積は、ハドレー循環を考慮して300 hPa面を選定し、高度9,720m以上の領域とした。

また、海面水温に関するデータは、Reynolds SSTの月平均値である。SSTの値は、各2°×2°単位で各年の月平均値が与えられているが、作業効率を高めるために4°×4°グリッドに置き換えて各年におけるグリッド単位のSSTの値を求め、亜熱帯高圧帯領域面積の各年における値との相関係数を求めた。解析期間は、夏季（7・8月）の1979～2000年の22年間である。

3. 亜熱帯高圧帯領域面積の経年変動

3.1 夏季における亜熱帯高圧帯領域の平均場

図2は、北半球における夏季（7・8月）の300 hPa面における等圧面高度の平均場を表したものである。亜熱帯高圧帯領域の中で、9,700m以上の高圧帯が明瞭

にみられる地域は、北緯25度を中心とした中央アメリカと東大西洋から北アフリカ、アラビア半島、ユーラシア大陸、および西太平洋の広い範囲に現れる。特に9,720m以上の領域は、7月および8月のいずれもが中央アメリカに比較してアラビア半島北部を中心に西太平洋にいたる広い範囲を覆っている。これらの高圧帯の北縁部に沿って Zonal wind が吹いていて、地中海付近と北アメリカ西岸、西大西洋に明瞭なトラフが形成されている。

3.2 高圧帯領域面積の経年変動

図3は、7月（実線）と8月（破線）における300 hPa等高度面の9,720m以上の領域面積を時系列で表したものである。その結果、Climate shift (Graham, 1994; Trenberth and Hurrell, 1994) 以降1979年から2000年までの期間に亜熱帯高圧帯領域面積が大きかった年

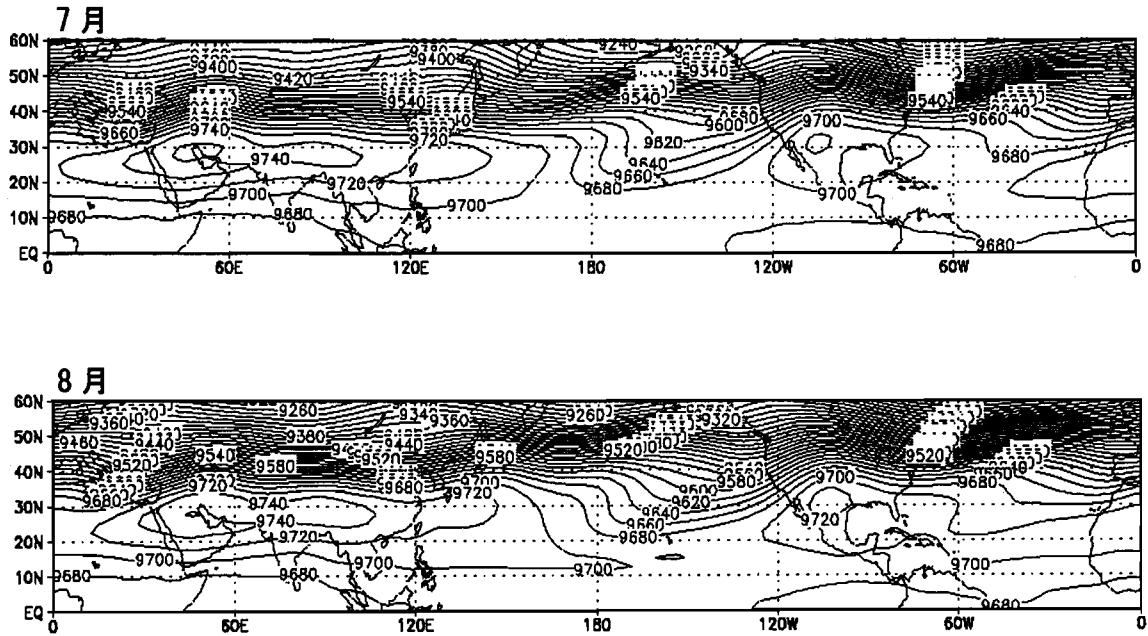


図2 300 hPa 面における夏季（7・8月）の等圧面高度分布（1979～2000年）。

は、1979年と1980年、1983年、1987・88年、および1998年である。8月は特に1983年、1995年、および1998年の領域面積が他の年に比較して大きく、7月よりも年による較差が大きく現れた。これらの年は、東太平洋の熱帯海域での SST が高く現れるエルニーニョイベント年と一致し、特に1998年は太平洋海域だけでなく、西インド洋の SST が異常に高かった。したがって、熱帯海域の SST が高く現れた年は、亜熱帯高压帯領

域の拡大がみられることになる。北半球全域の亜熱帯高压帯面積におよぼすアラビア半島からユーラシア中心に分布する高压帯領域と中央アメリカ領域を比較してみると、中央アメリカに現れる高压帯領域面積は、ユーラシア領域面積の3分の1である。したがって、ユーラシア高压帯領域の面積変動は半球全体規模での面積変動と変わらないが、8月の中央アメリカ高压帯領域は1983年と1998年に次いで1995年が大きかった（図4）。これに対し、高压帯領域面積が小さかったのは1984・85年、1989年、1992年、および2000年であった。

4. ユーラシア高压帯領域面積と各海域の SST との関係

半球規模での亜熱帯高压帯領域面積は、アラビア半島からユーラシアにかけて東西に広く分布する高压帯の面積経年変動とほぼ同じであることから、この高压帯がどの海域の SST と密接な関係にあるのかを $4^{\circ} \times 4^{\circ}$ グリッド単位で相関係数を求めてみた（図5・6）。

300 hPa 面における9,720m以上の高压帯領域は、西大西洋から北アフリカ、およびアラビア半島、ユーラシアから西太平洋におよぶ高压帯で、幅広い熱帯海域の SST の影響が予想される。図5は、東太平洋から大西洋海域の SST、図6はインド洋から西太平洋にかけての海域の SST との相関係数を表したものである。相関係数が「負」の値を示すのは、主に太平洋の赤道以南の海域と同じ太平洋海域の北緯15度以北である。また、赤道を取り囲む北緯10度から南緯10度の範囲は、ほぼ「正」の相関を示す。これは、ハドレー循環の上昇気流域である熱帯内収束帯の緯度的位置と下降気流域にあたるからである。

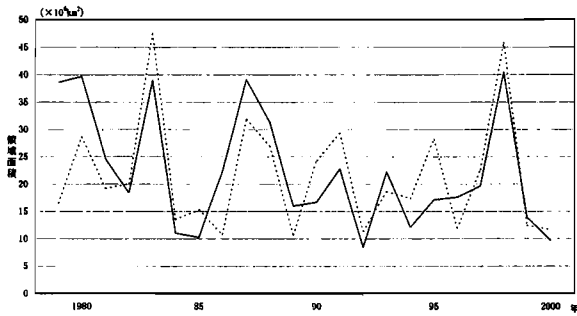


図3 300 hPa 面における亜熱帯高压帯領域面積（9,720m以上）の経年変動。図中の実線は7月、破線は8月である。

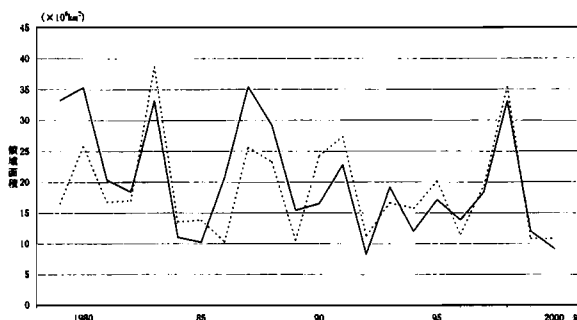


図4 300 hPa 面におけるアラビア半島からユーラシア大陸を中心とする亜熱帯高压帯領域面積（9,720m以上）の経年変動。図中の実線は7月、破線は8月である。

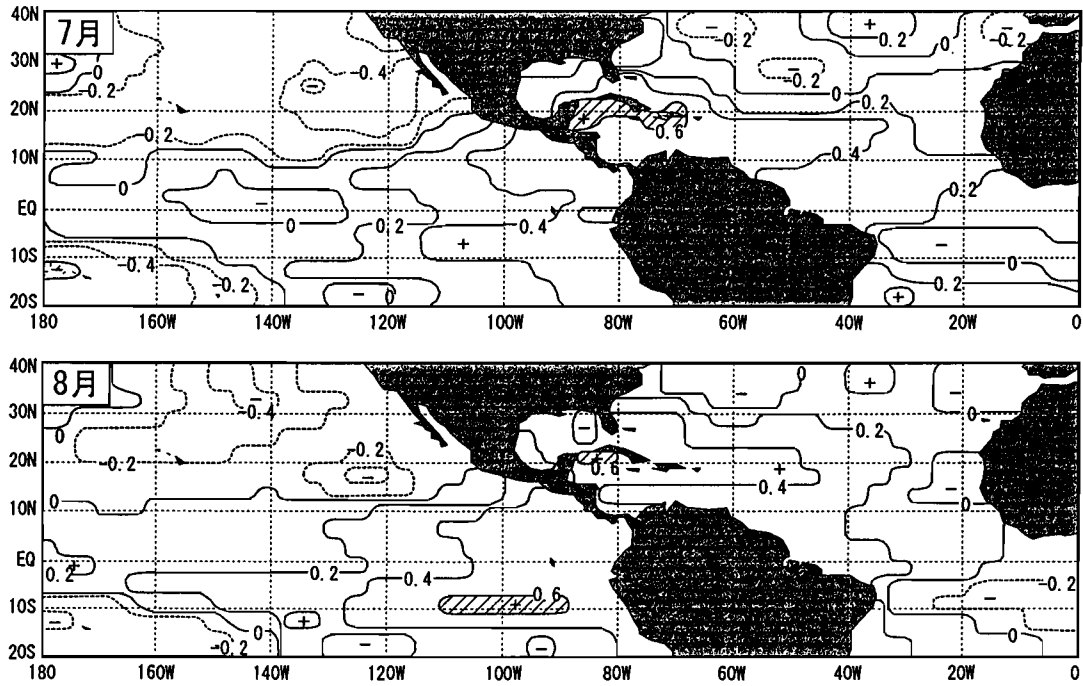


図5 ユーラシア高圧帯領域面積と東太平洋から大西洋海域の SST (海面温度) との関係 (1979~2000年)。

ペルー沖を中心とする東太平洋の熱帯海域から西大西洋にかけての海域は、相関係数が0.40を上回る。特にメキシコ湾から西大西洋の西インド諸島にかけての海域では、相関係数は0.60以上であることが示された(図5)。これは、エルニーニョイベント年の亜熱帯高圧帯領域の面積が拡大している事実からも伺える。しかし、相関関係が最も顕著なのは、西太平洋からインド洋にかけての海域で、南シナ海からベンガル湾、およびアラビア海にいたる広い範囲で相関係数が0.60以上である(図6)。特に、インド洋の8月においては、

相関係数0.60以上の海域が南緯10度の赤道を越えて南半球にまで達している。さらに特徴的なことは、東経50~60度にかけてのマダガスカル北東海域にも及んでいることである。この海域は、Wang (2002) による Walker 循環の上昇気流域と一致する。

以上の事実から、メキシコ湾から西インド諸島にかけての海域、ベンガル湾および南シナ海からアラビア海にかけてのインド洋の相関係数が0.60を上回る海域は、ハドレー循環、および Walker 循環の上昇気流域であると考えられる。また、東経140度から西経140度

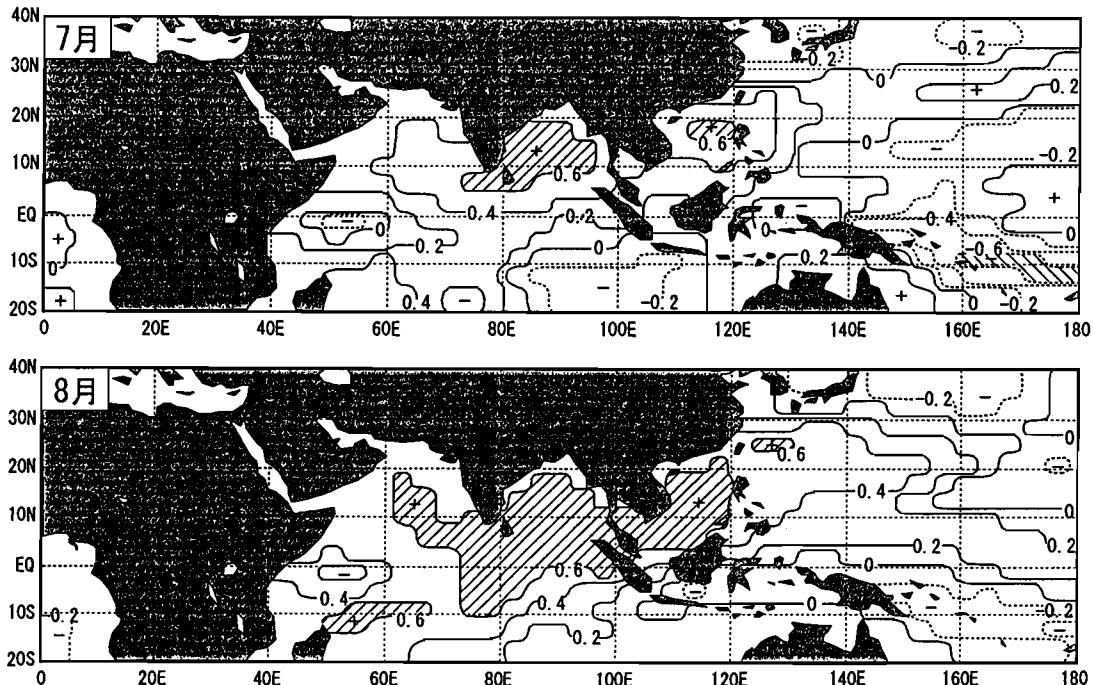


図6 ユーラシア高圧帯領域面積とインド洋から西太平洋海域の SST (海面温度) との関係 (1979~2000年)。

の範囲における南太平洋熱帯海域の SST との関係は、「負」の相関が明瞭に現れた。

5. 結語とあとがき

地球温暖化による熱帯海域の SST の上昇は、ITCZ の活動を強めて亜熱帯高圧帯領域面積の拡大に繋がるものと考えられる。これまで、大和田他 (2001) は亜熱帯高圧帯の領域面積の拡大傾向を把握してきた。しかし、どの熱帯海域の SST が亜熱帯高圧帯の形成に深く寄与しているのかは明らかになっていない。そこで、北半球において亜熱帯高圧帯が最も北上して領域の拡大が著しい夏季 (7月・8月) の亜熱帯高圧帯領域面積と太平洋、大西洋、およびインド洋の各海域との関係を求めた。その結果、以下の事実が明らかとなった。

- (1) ハドレー循環の下降域にあたる亜熱帯高圧帯の位置や拡がり、季節や高さによっても異なるが、領域面積が最も拡大する夏季は緯度的にも冬季に比較して約 10 度も北上する。これは、南半球からの南東貿易風が赤道を越えて北半球に進入してくる平均緯度と同じである。この NITC の緯度的位置も亜熱帯高圧帯領域面積の縮小・拡大と関連していると考えられる。
- (2) 300 hPa 面に現れる亜熱帯高圧帯領域は、中央アメリカとアラビア半島からユーラシア大陸を中心とした東大西洋から西太平洋にかけての広い範囲であるが、ユーラシア大陸の高圧帯領域は、大陸の Heat low の影響による上昇気流とハドレー循環の下降気流との収束による可能性が高い。したがって、チベット高気圧は、単なる大陸の熱容量によるものだけではないと考えられる。
- (3) 300 hPa 面における Climate shift 以降の高圧帯領域面積は、1979年と1980年、1983年、1987・88年、および1998年に拡大していた。これらの年は、いずれも東太平洋の熱帯海域に現れるエルニーニョイベント年と一致する。これに対し、1984・85年、1989年、1992年、および2000年は亜熱帯高圧帯の領域面積が縮小した年である。
- (4) 北半球全体の亜熱帯高圧帯領域面積に対するアラビア半島からユーラシアを中心として現れる高圧帯領域面積の占める割合は、中央アメリカの高圧帯領域の約 3 倍である。したがって、ユーラシア高圧帯領域の面積経年変動は北半球全域の面積変動の割合と変わらない。
- (5) アラビア半島からユーラシアを中心とする幅広い最大の高圧帯領域と関わる海域は、主に赤道を取り囲む北緯10度から南緯10度の熱帯内収束帯領域であり、ハドレー循環の上昇気流域と一致した。しかし、太平洋の赤道以南の海域と同じ太平洋海域の北緯15度以北は、Walker 循環とハドレー循環の下降域にあたるため「負」の相関を示した。

(6) ペルー沖を中心とする東太平洋の熱帯海域から西大西洋にかけての海域は、相関係数が0.40以上であるが、メキシコ湾から西インド諸島の海域では相関係数が0.60以上であり、亜熱帯高圧帯領域の面積拡大への寄与率が高い。しかし、相関関係が最も顕著なのは、南シナ海からベンガル湾、アラビア海にいたる西太平洋海域からインド洋海域であり、南半球を含む広い範囲で相関係数が0.60以上と寄与率が高かった。

今後は、中央アメリカに現れた亜熱帯高圧帯領域、および海洋の影響が加わった500 hPa 面の高圧帯領域面積との関係についても明らかにしていくつもりである。

謝 辞

本研究を進めるのにあたり、御助言・御指導をいただいたお茶の水女子大学の田宮兵衛教授、並びに資料整理・解析をお手伝いいただいたお茶の水女子大学大学院の片岡久美氏に深く感謝の意を表します。

引用文献

- Graham, N. (1994): Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: Observations and model results, *Climate Dyn.*, 10, 135-162.
- Hack, J. J., W. H. Schubert, D. E. Stevens and Kuo H.-C. (1989): Response of the Hadley circulation to convective forcing in the ITCZ. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2957-2973.
- IPCC (1990): *Climate Change: The IPCC scientific assessment*. Cambridge University Press, 365p.
- IPCC (2001): *Climate Change 2001: The scientific basis, Technical summary of the Working Group I report*. Cambridge University Press, 63p.
- Lau, Ngar-Cheung (1997): Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 78, 21-33.
- 大和田道雄・秋山祐佳里・大和田春樹 (2001): 北半球における夏季の中緯度高圧帯の変動について。2001年日本地理学会春季大会予稿集。
- 大和田道雄・石川由紀 (2002): 北半球における亜熱帯高圧帯の鉛直分布の季節変動について。愛知教育大学研究報告, 51, 33-39.
- 大和田道雄・井上智亜 (2002): 熱帯海域における海面水温の経年変動と亜熱帯高圧帯との関係について。2002年日本地理学会春季大会予稿集。
- Strong, A. E., E. J. Kearns and K. K. Gjovig (2000): Sea Surface temperature signals from satellites—An update. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1667-1670.
- Trenberth, K. E. and J. W. Hurrell (1994): Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific, *Climate Dyn.*, 9, 303-319.
- Wang, Chunzai (2002): Atmospheric circulation cells associated with the El Niño-Southern oscillation. *J. Climate*, 15, 399-419.