

JRA-25 再解析データに基づく Hadley 循環の長期変化に関する研究

正木 岳志・岩嶋 樹也・向川 均

要 旨

気象庁の再解析データセット「JRA-25」を用いて、1979年から2006年の北半球冬季・夏季、および推移期に相当する3月・9月におけるHadley循環の長期変化傾向を調べた。その結果、北半球冬季(夏季)において強化(弱化)傾向が見られた。また3月においては強化傾向が見られ、9月において明瞭なtrendは見られなかった。さらに局所子午面循環を検討したところ、冬季における強化傾向にはインド洋と西部太平洋域が大きく寄与していることがわかり、下層における水蒸気フラックスの収束が増大する傾向に因るものであると示唆された。

キーワード：熱帯大気，Hadley 循環，局所子午面循環

1. 序論

Hadley 循環の長期変化傾向(trend)について、これまでの研究では以下のことが報告されている。Hadley 循環すなわち東西平均子午面循環の北半球冬季(12,1,2月; DJF)における北側のセルは強まる傾向にあり、北半球夏季(6,7,8月; JJA)における南側のセルには明瞭なtrendが見られないとしている(Tanaka et al.,2004; Mitas and Clement,2005)。DJFにおけるHadley循環の北側のセルの強化傾向に関してMitas and Clement(2006)は、再解析データにおける対流圏中層の誤ったcooling傾向による可能性があるとして述べている。また3月と9月の循環強化から、前者はDJFにおける北側のセルの持続、後者はJJAにおける南側のセルの持続であり、最近のHadley循環の季節進行に遅れが見られるとしている(Kobayashi and Maeda,2006)。

これまでの研究は、東西方向に平均したHadley循環についての解析であり、経度毎にみた局所子午面循環との関係については明らかにされていない。さらにHadley循環の形状(緯度幅)の変化傾向については解析されていない。そこで本研究ではJRA-25再解析データを用いて、Hadley循環の形状の変化や季節進行、局所子午面循環の経度方向の差異およびその長期変化傾向を、冬季・夏季および冬(夏)季から春(秋)季の推移期に相当する3(9)月に注目して解析を行った。

2. データと解析方法

気象庁の長期再解析プロジェクトによるデータセット「JRA-25(Japanese Re-Analysis 25 years)」[緯度・経度方向の水平解像度：1.25° x 1.25°，鉛直等圧面高度(23層)1000-0.4hPa]の月平均データを使用して、Hadley循環や局所子午面循環の年変化・年々変化について、主成分分析やtrend解析を行う。またHadley循環の形状に関連して、本研究では500hPa上昇流₅₀₀の緯度幅の経年変化に着目し、総流量の変化傾向が上昇流域の緯度幅の変化傾向に因るか、上昇流の強さに因るかを議論する。

3. 解析結果および考察

3.1 Hadley 循環の季節変化

まずHadley循環の季節変化について示す。Hadley循環を表す指標としてOort and Yienger(1996)によって定義された質量流線関数を用いる。は以下の式で定義される。

$$\psi = \frac{2\pi R \cos \phi}{g} \int_{p=0}^{p=p_0} [\bar{v}] dp \quad (1)$$

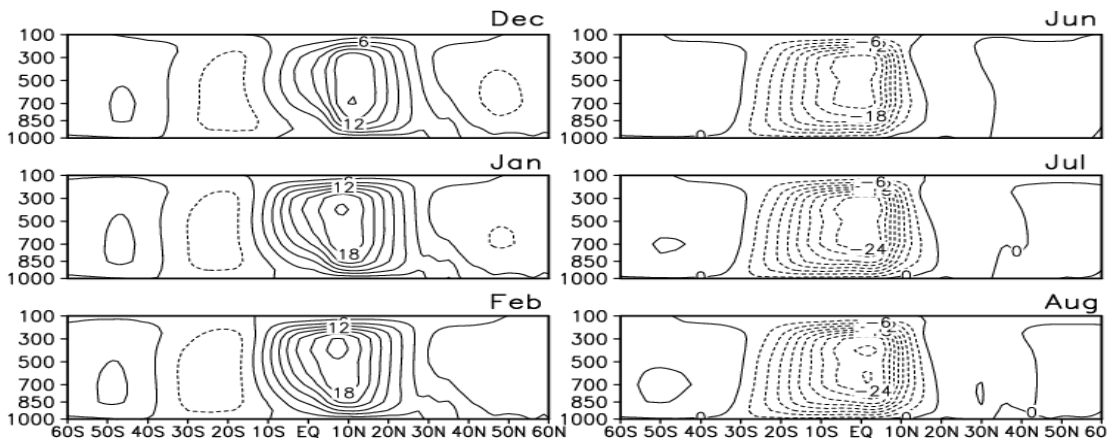


Fig. 1 Latitude-height cross section for climatology of mass stream function in Winter (December, January, February) and in Summer (June, July, August). Contour interval is 3×10^{10} kg/s.

ここで、 $\langle \psi \rangle$ は東西時間平均を表す。つまり $\langle \psi \rangle$ は東西時間平均した南北風を球面上で上層から下層まで積分した値で定義される。

Fig.1 からわかるように北半球冬季に北側のセルが peak となる一方、北半球夏季に南側のセルが peak となる。peak 時の $\langle \psi \rangle$ の絶対値を冬季・夏季で比較すると夏季における南側のセルのほうが相対的に約 27% 強い。また、その他の季節では対流圏界面付近で両極に流れる 2 つのセルが卓越する(図略)。

3.2 DJF における解析結果

DJF における Hadley 循環の循環強度の経年変化を Fig.2 に示す。以下、北半球冬季平均場を DJF、北半球夏季平均場を JJA と称する。循環強度の指標として Oort and Yienger(1996)の定義に倣い、DJF において 0° - 30° N の領域における $\langle \psi \rangle$ の最大値を、JJA において 30° S- 0° の領域における $\langle \psi \rangle$ の最小値をその指標として定義した。結果、DJF において明瞭な正の trend が示され、その割合は 1.7×10^9 kg/s/yr(信頼水準 99%)であった。しかし、彼らの定義はある一点の値を Hadley 循環の強度として定義しており、その指標の定義に疑問が残る。そこで本研究では、気候値からの偏差に対する EOF(Empirical Orthogonal Function)解析を行い、主要な変動成分として取り出された空間パターンの時係数の経年変化を解析した(Fig.3)。第 1 モードの空間パターンにおける $\langle \psi \rangle$ は正偏差(寄与率 40.8%)であり、時係数の trend を考慮すると循環は強まる傾向となる。これは先に述べた DJF における Hadley 循環の強化傾向と整合的であり、先行研究と同様の結果である。

の最大値、つまり子午面内の総流量が増える傾向が Fig.2 で示された。 $\langle \psi \rangle$ は(1)式で示される関数であると共に、東西時間平均した $\langle \psi \rangle$ を緯度方向へ積分した関数として表される。そこで上昇流の緯度幅を解析し、

総流量の変化傾向が緯度幅の変化傾向に因るか、上昇流の強化に因るかを議論する。上昇流の緯度幅の定義として 500 hPa、 30° S- 30° N における $\langle \psi \rangle < 0$ の領域をその緯度幅として定義した。結果、Hadley 循環の上昇流域の緯度幅における 1979 年~2006 年の平均は 3.5×10^3 km であった。緯度幅の変化傾向に統計的に有意な trend はなく、総流量が増加することを考慮すると、上昇流は強まる傾向にあると示唆される(Fig.4)。

次に、上記で示された DJF における Hadley 循環の強化傾向が、どの領域の影響を受けているかを議論するため、経度毎に東西平均した局所子午面循環の trend を解析する。経度毎に東西平均した領域に関して、インド洋は Kitoh et al.(1997)で定義された領域 (40° E- 110° E)を、西部太平洋(120° E- 170° E)と東部太平洋 (150° W- 100° W)は Wang(2002)で定義された領域とした。また残りの領域(80° W- 20° E)を大西洋とした。なお、局所子午面循環を解析する際、質量保存則を用いる $\langle \psi \rangle$ は有効ではないため $\langle \psi \rangle$ の trend に着目し、それらの変化傾向を検討する。

DJF における局所子午面循環の解析から、インド洋、西部太平洋、東部太平洋域における局所子午面循環が強化されていることがわかった。特にインド洋域における trend が明瞭に表れたため、以下にインド洋域で東西平均した各物理量の解析結果を示す。

Fig.5a は $\langle \psi \rangle$ の trend の緯度高度断面図である。 10° S- 0° の上昇流域の $\langle \psi \rangle$ と、 15° N- 20° N の下降流域の $\langle \psi \rangle$ に有意な強化傾向が見られた。Fig.5b は水蒸気フラックスの発散の trend の緯度高度断面図である。上層の水蒸気は下層に比べると微量であるため、 500 hPa から上層を表記していない。両図を比較すると上昇流(下降流)強化の領域において、下層における水蒸気フラックスの収束(発散)が増大傾向であることがわかる。上昇流が強化される領域では降水量の trend も対応しており、

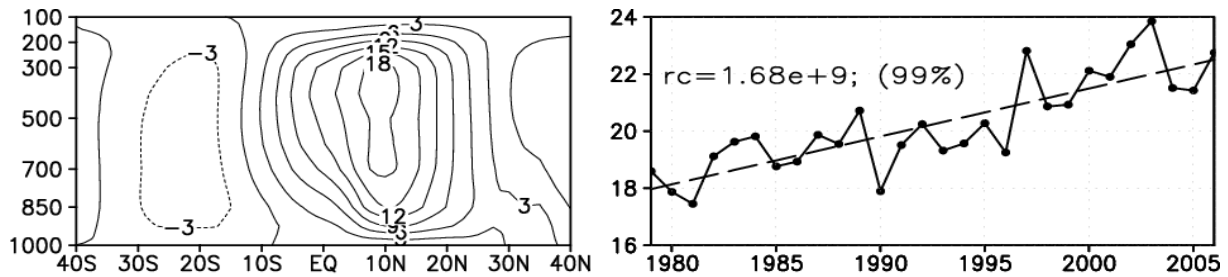


Fig. 2 (a) Latitude-height cross section for climatology of mass stream function in DJF. Contour interval is 3×10^{10} kg/s. (b) Annual values of Hadley cell strength index defined by Oort and Yienger(1996). Broken line shows its linear trend (kg/s/yr), and “rc” is regression coefficient, and its significance level is also shown.

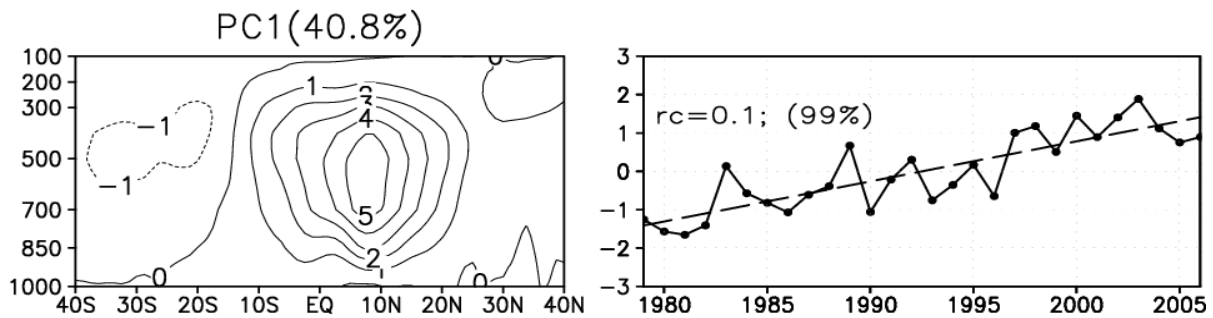


Fig. 3 PC1 of anomaly from climatology. (a) Latitude-height cross section for the spatial pattern. Contour interval is 1×10^9 kg/s, and contribute rate is also shown. (b) Annual values of Time-coefficient for the PC1. Broken line shows its linear trend and its significance level is also shown.

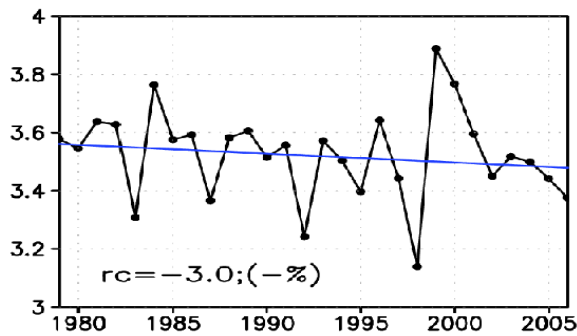


Fig. 4 Annual values of width of upward region at 500hPa. Blue line shows its linear trend (km/yr), and “rc” exhibits regression coefficient, and its significance level is also shown (“- %” explains significance level is less than 90%). Unit is km.

その割合は 0.1mm/day/yr を超える(Fig.5c)。次にこの上昇流強化傾向を考察するため、緯度経度面での解析を行った。Fig.6 はインド洋域における SST(Sea Surface Temperature)と 850hPa 速度ポテンシャル ψ_{850} の trend である。Fig.6a からインド大陸南部に $2.5 \times 10^{-2}\text{K/yr}$ 以

上の有意な正の trend が見られる。また同領域では $-4.0 \times 10^4\text{m}^2/\text{s/yr}$ 以下の下層風の収束傾向がある(Fig.6b)。

3.3 JJA における解析結果

JJA における Hadley 循環の循環強度の経年変化を解析したところ、有意に弱化する傾向が示された(Fig.7)。これは先行研究と異なる結果である。全期間における trend は弱化する傾向であるが、1998 年以降に着目すると強化傾向があるように見え、この期間についてさらに議論する必要がある。しかし本研究では全期間における trend を基に議論を進める。その様子は EOF 解析からも示された。Fig.8 から第 1 モード(寄与率 61.3%)に負の偏差が見られ、第 1 モードの時係数を考慮すると Hadley 循環は有意に弱化することがわかる。

次に、Fig.9 に ψ_{500} の緯度幅の経年変化を示す。上昇流域の緯度幅の平均は $2.9 \times 10^3\text{km}$ であり、DJF と比較すると JJA における上昇流域の緯度幅は 19%狭い。またその経年変化から有意な trend はないことがわかった。つまり総流量は減少する傾向にあるが、上昇流域の緯度幅は変わらないことから、上昇流の弱化がうかがえる。

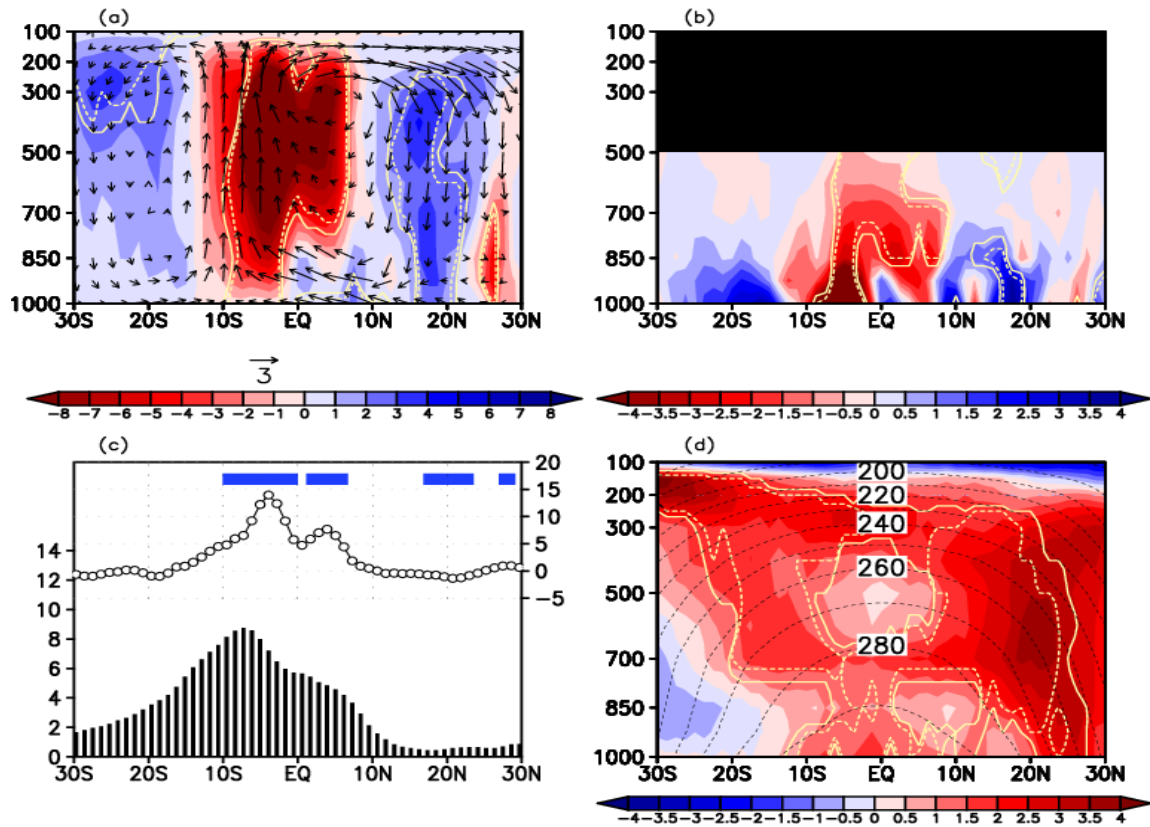


Fig. 5 DJF climatology for local Hadley circulation averaged between Indian ocean region (40°E - 110°E). (a) Meridional-vertical circulation pattern and ω trend (Pa/s/yr). Vector is described by using meridional wind and $-100 \times \omega$. Tone interval is 1×10^{-4} Pa/s/yr. (b) Trend of divergence of water vapor flux. Positive (negative) trend indicates divergence (convergence) trend of water vapor flux. Contour interval is 0.5×10^{-10} 1/s/yr. (c) Trend (line) and climatology (bar) of precipitation. Left label shows climatology (mm/day), right label shows trend (10^{-2} mm/day/yr), and upper blue bar indicates region for significance of trend exceeds 90%. (d) Trend (shade) and climatology (black broken line) of temperature. Contour interval is 10K and tone interval is 1×10^{-2} K/yr. (a),(b),(d) Yellow line (broken line) indicates significance level of trend exceeds 90% (95%).

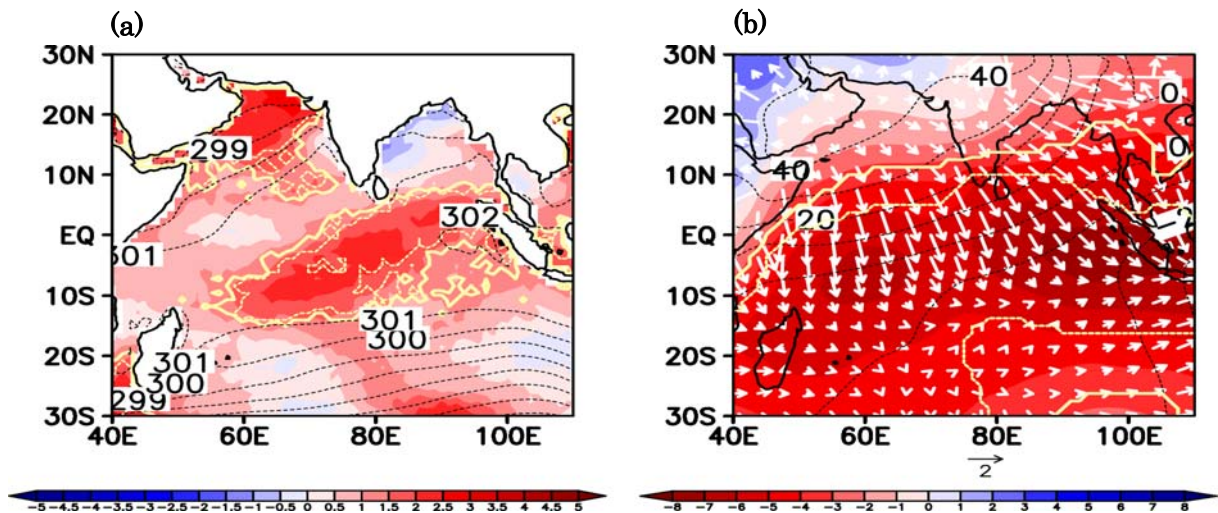


Fig. 6 Longitude-latitude cross section for the trend and climatology of SST and χ_{850} in DJF. (a) Trend (shade) and climatology (black broken line) of SST. Contour interval is 1K, tone interval is 0.5×10^{-2} K/yr. (b) Trend (shade) and climatology (black broken line) of χ_{850} . Vector is climatology of divergence wind (m/s). Contour interval is 1×10^6 m²/s and tone interval is 1×10^4 m²/s/yr.

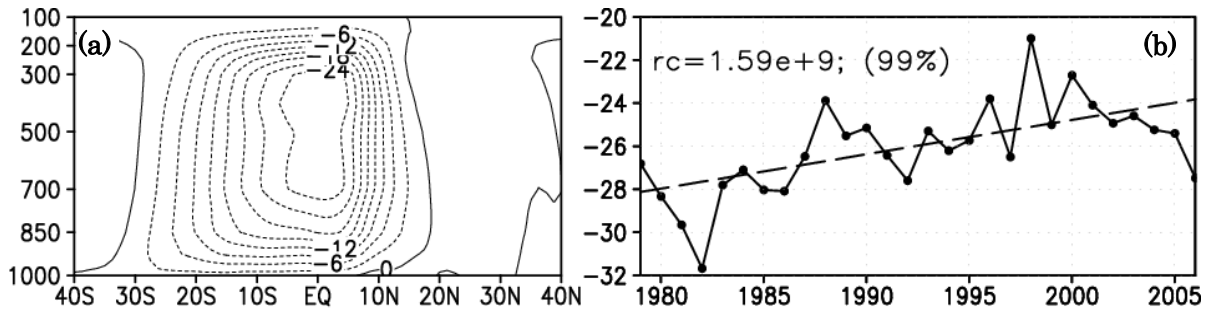


Fig. 7 Same as Fig.2 but for JJA.

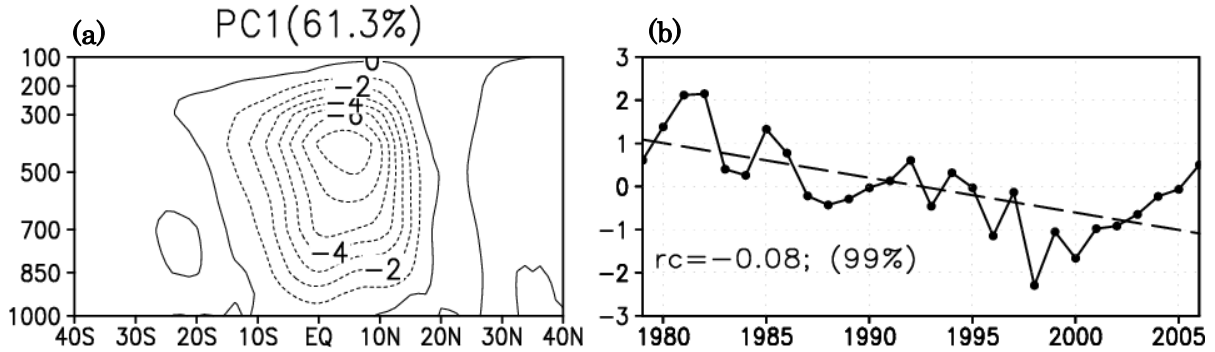


Fig. 8 Same as Fig.3 but for JJA.

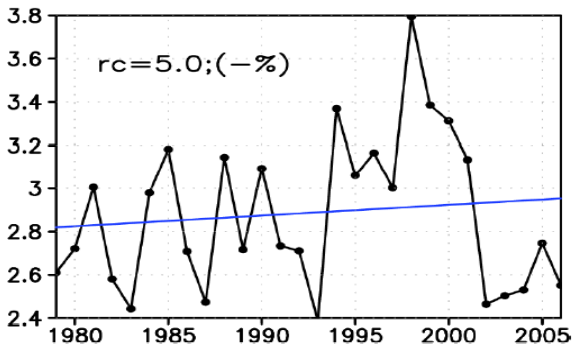


Fig. 9 Same as Fig.4 but for JJA.

DJFと同様に、JJAにおけるHadley循環の弱化傾向を考察するため、局所子午面循環のtrendを検討したところ、インド洋と大西洋の局所子午面循環がHadley循環の弱化に大きく寄与していることがわかった。特にインド洋域においてその傾向が明瞭に見られたので、以下インド洋域で東西平均した各物理量の解析結果を示す。

のtrendの緯度高度断面図をFig.10aに示す。10°N-20°N付近の上昇流域のに有意な正のtrend、つまり上昇流が弱まる傾向が見られる。またその南側に有意な負のtrendが見られ、インド洋局所子午面循環の上昇流域の弱化傾向と南偏傾向による循環弱화가う

かがえる。さらに同領域下層の水蒸気フラックスの発散は増大傾向にあり、上昇流の弱化傾向と対応していた(Fig.10b)。降水量のtrendから上昇流弱化に対応した降水量の減少傾向が示され、その割合は $-1.0 \times 10^{-1} \text{mm/day/yr}$ を超える(Fig.10c)。

次に緯度経度面での解析結果をFig.11に示す。インド大陸南部における302Kを超える高SST域の南側に有意な正のtrendが見られ、その最大値は $3.1 \times 10^{-2} \text{K/yr}$ であった。これはDJFに比べて約24%大きい。このSSTの正のtrendに対応して下層風も収束傾向となることがFig.11bからわかる。その割合は20°S-10°N、70°E-110°E付近で $-4.0 \times 10^{-4} \text{m}^2/\text{s/yr}$ 以下となり、この領域のtrendは統計的に有意であった。

3.4 季節平均場の結果に対する考察

DJFにおけるHadley循環の強化にはインド洋、西部太平洋、東部太平洋における局所子午面循環の強化が寄与していると考えられる。特にインド洋域における局所子午面循環の強化は、下層の水蒸気フラックスの収束(発散)の増大に伴う上昇流(下降流)強化が示唆される。その割合は上昇流強化が最も強い領域において1979年に比べて約38%強まっており、同領域下層における水蒸気フラックスの収束の増大傾向が最大の領域で、約48%増大することがわかった。また両者の相関

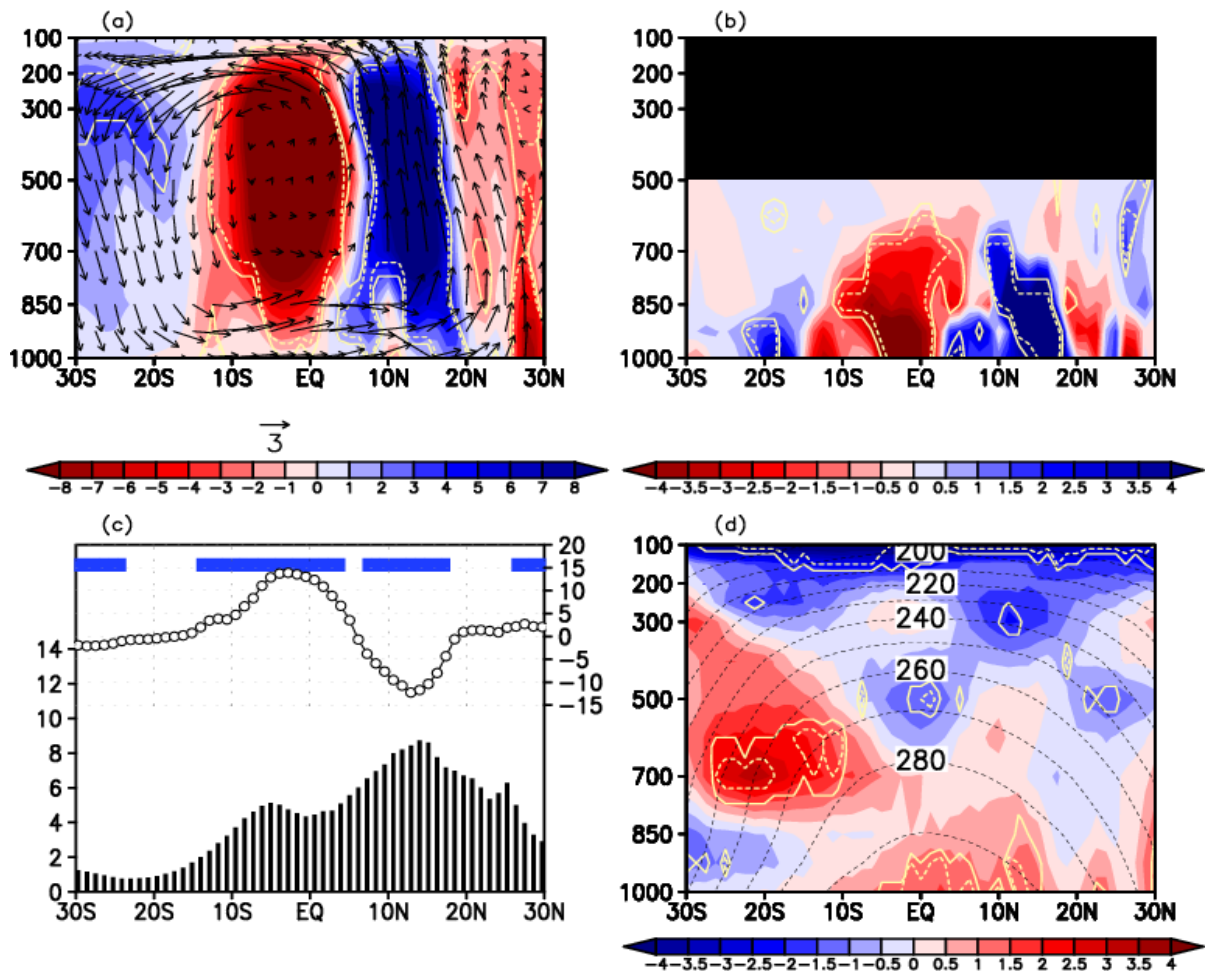


Fig. 10 Same as Fig.5 but for JJA.

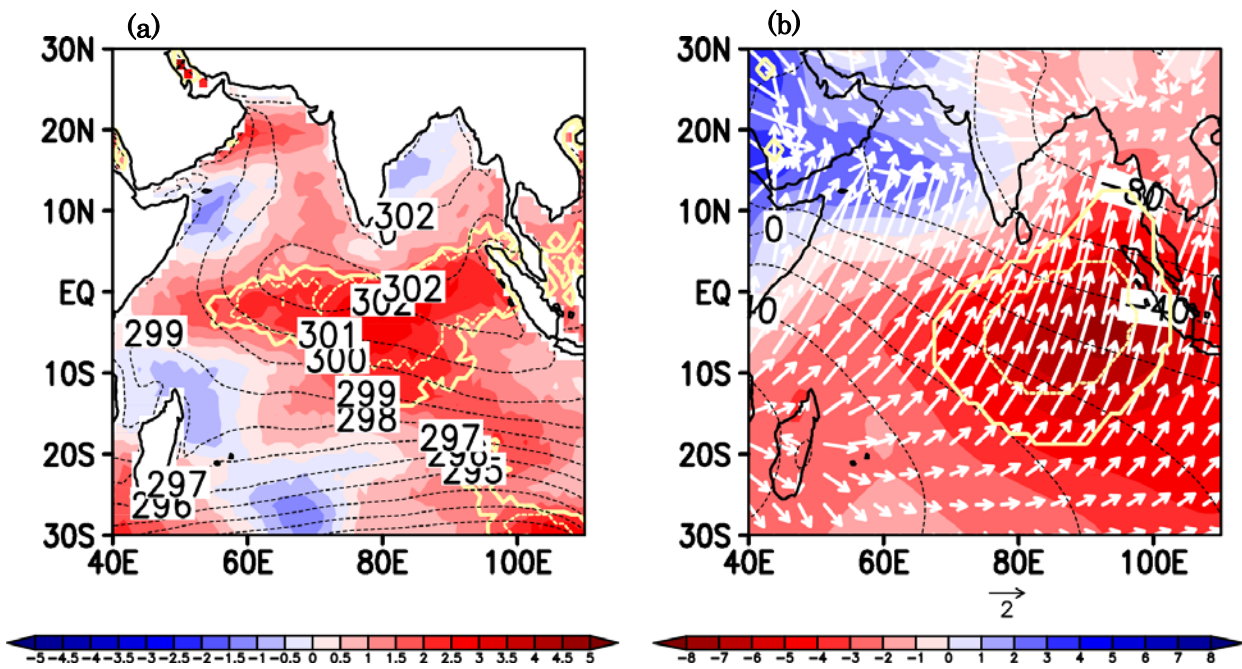


Fig. 11 Same as Fig.6 but for JJA.

は 0.81 であり良い対応が見られた。さらに緯度経度面の解析結果を考慮すると、以下のことが考察される。

SST の上昇に伴い上昇流強化、下層風の収束強化が起きる。それらに因り下層における水蒸気フラックスの収束が増大傾向となり、その収束に伴い上昇流強化がもたらされる。インド洋域において、上昇流強化領域での比湿の trend はほとんど不変か減少傾向となっており(図略)、下層風収束の増大による水蒸気フラックスの収束の増大傾向が局所子午面循環の強化に影響していると考えられる。

Fig.5d の気温の trend から上昇流域において安定化する傾向が見られる。しかしこの領域の上昇流は強まる傾向にあり、対応していない。つまり上昇流強化には下層の水蒸気フラックスの収束がより重要であることが示唆される。また Mitas and Clement(2006)が指摘する対流圏中層の cooling 傾向は見られなかった。

JJA における Hadley 循環の弱化には、インド洋と大西洋の局所子午面循環の弱化傾向が大きく寄与していると考えられる。インド洋域における局所子午面循環の弱化は、下層における水蒸気フラックスの発散の増大傾向に伴う上昇流弱体化が示唆される。また緯度経度面の解析から SST が最大となる領域が南偏すること、それに伴う上昇流と下層の収束領域の南偏、加えてインド大陸での水蒸気の減少傾向(図略)から、下層における水蒸気フラックスの発散は増大傾向となり、それに対応して上昇流が弱まると考えられる。上昇流弱体化が最大の領域と水蒸気フラックスの発散傾向が最大の領域の相関係数は、0.93 であり高い相関関係が得られた。さらにこの領域における局所子午面循環の弱化からインド洋域の夏季モンスーンの弱化も示唆されるため、Kitoh et al.(1997)と Goswami et al.(1999)で定義された monsoon-index に倣い、JJA におけるモンスーンの経年変化を調べた。しかしどちらが定義した index にも有意な trend は見られなかった。これは大楽・江守(2006)が指摘するように、地理的に不動の monsoon-index が適切な尺度ではない可能性がある。

気温の trend の鉛直分布に関して、赤道上や 10°N 付近の対流圏中層に有意な負の trend が見られた。これは先述した対流圏中層の cooling 傾向と対応しているため、循環も強化する傾向にあることが考えられるが、気温と鉛直流の trend は対応していなかった(Fig.10d)。

3.5 3月・9月における解析結果

Kobayashi and Maeda(2006)は3月と9月の Hadley 循環に強化傾向を示し、季節進行の遅れを指摘している。本研究では、同期間の Hadley 循環と局所子午面循環の経年変化について解析を試みた。

3月と9月における Hadley 循環の循環強度の定義は、

Kobayashi and Maeda(2006)の定義に従い、3月において 7°N、500hPa の値を、9月において 7°S、500hPa の値を循環強度の指標として用いた。結果、3月において Hadley 循環は強まる傾向にあり、その割合は $2.3 \times 10^9 \text{ kg/s/yr}$ (有意)で、先行研究の結果よりも明瞭に表れた(Fig.12)。その様子は Fig.13 に示した EOF 第1モードからも示された。第1モードの寄与率は 59.7% で、循環強化傾向が見られる。一方、9月における循環強度の経年変化には有意な trend は見られず(Fig.14)、EOF 第1モードからも有意な trend は認められなかった(Fig.15)。これは先行研究と異なる結果である。

上昇流域の緯度幅に関して、3月における上昇流域の緯度幅の平均は $3.1 \times 10^3 \text{ km}$ であった。また緯度幅の経年変化には有意な trend は見られなかった。つまり総流量(Kobayashi and Maeda(2006)の定義は、Hadley 循環のほぼ中心付近として考えている)が増えていることから、上昇流の強化が推測される。また、Fig.16 から9月における ω_{500} の緯度幅(平均は $2.8 \times 10^3 \text{ km}$)が年間 14 km/yr の割合で拡大していることがわかる。すなわち、総流量が変化しておらず幅が拡大していることから、上昇流の弱体化傾向が考えられる。

上記より、3月と9月の Hadley 循環は、3月において強化傾向が、9月において弱体化傾向が示されたが、これらの期間における経度毎の局所子午面循環を解析することは、季節進行の遅れの原因を探る上で有用であると考えられる。よって、以下に3月、9月における局所子午面循環の trend 解析の結果を記述する。

(1) 3月のインド洋域における局所子午面循環

3月における局所子午面循環は、インド洋と西部太平洋域において強化傾向が見られ、これらが Hadley 循環の強化に大きく寄与していると考えられる。インド洋域の局所子午面循環に関連して、上昇流域のほぼ全域で有意な負の trend となり、その最小値は $-1.6 \times 10^{-3} \text{ Pa/s/yr}$ で、DJF と同じ割合であった。同領域下層の水蒸気フラックスは有意に収束増大傾向にあり、上昇流強化と対応している。DJF 同様、降水量の trend も上昇流強化と対応しており、その割合は $1.0 \times 10^{-1} \text{ mm/day/yr}$ 以上であった。また緯度経度面の解析からは、SST の上昇に伴う下層風の収束増大傾向が確認された(図略)。

(2) 9月の大西洋域における局所子午面循環

9月において、大西洋域の局所子午面循環に弱体化傾向が見られたため、Fig.17a に大西洋域における局所子午面循環の気候値と trend を示す。10°N-15°N 付近の対流圏中上層における上昇流域の有意な正の trend(最大値 $1.3 \times 10^{-3} \text{ Pa/s/yr}$)があり、同領域下層に有

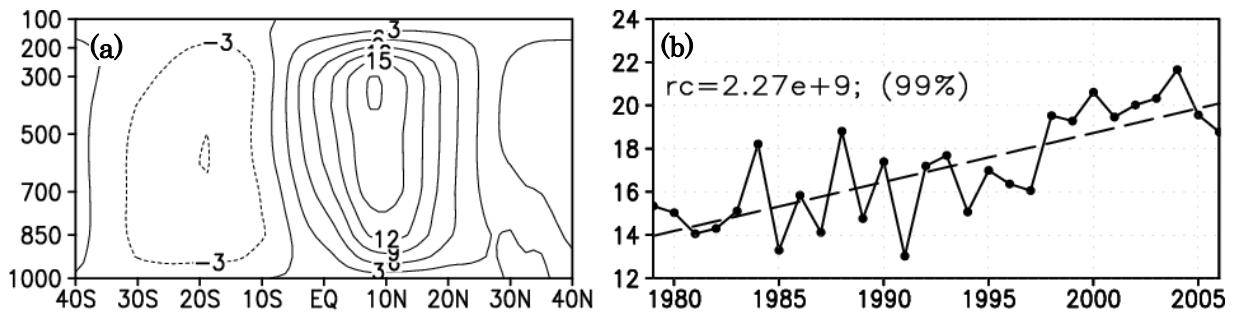


Fig. 12 Same as Fig.2 but for March.

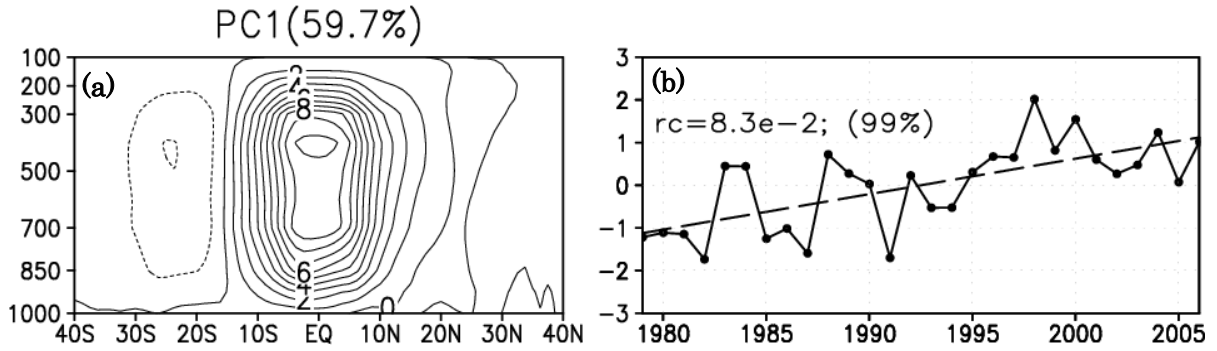


Fig. 13 Same as Fig.3 but for March.

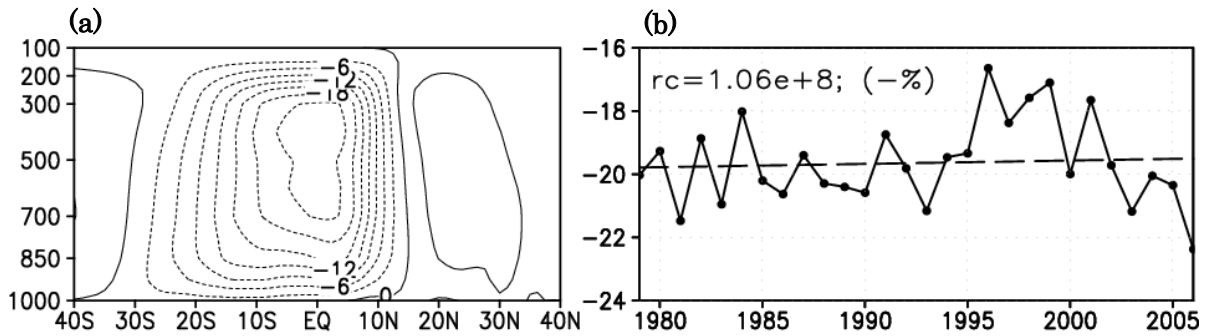


Fig. 14 Same as Fig.2 but for September.

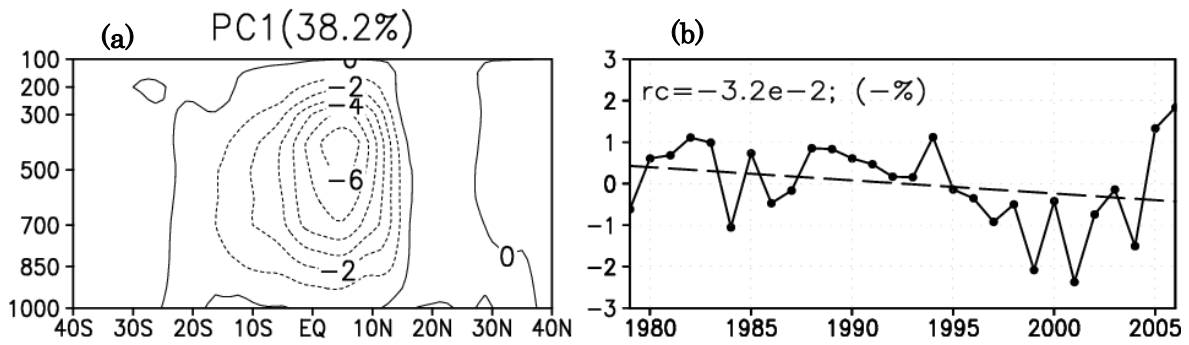


Fig. 15 Same as Fig.3 but for September.

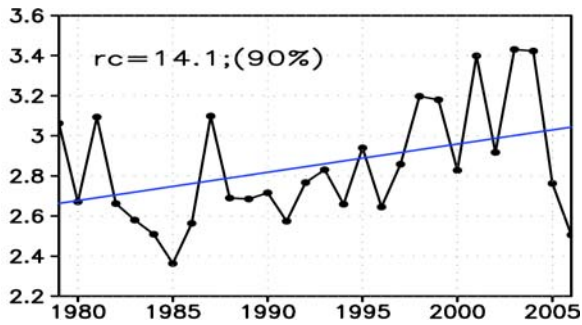


Fig. 16 Same as Fig.4 but for September.

意な負の trend が見られる。下層の水蒸気フラックスの発散を解析したところ、850hPa-1000hPa、13°N 付近に有意な負の trend があり、その上層に有意な正の trend が見られた(Fig.17b)。つまり、上昇流弱体化傾向は中上層における水蒸気フラックスの発散が増大する傾向と対応している。緯度経度面の解析からカリブ海とカナリア諸島周辺の SST が高い領域に、 $2.0 \times 10^{-2} \text{K/yr}$ 以上の有意な正の trend が広がり、Fig.17c の下層における $10^{\circ}\text{N}-15^{\circ}\text{N}$ の有意な負の trend と対応していると考えられる。同領域下層の trend から中部大西洋に収束増大傾向が見られ、SST の trend とほぼ一致しているが、中上層の上昇流の弱体化とは対応していなかった。

3.6 3月・9月の結果に対する考察

3月における Hadley 循環の強化傾向は、DJF とほぼ同様の考察ができ、下層の水蒸気フラックスの収束が増大する傾向に伴う対流強化が考えられる。

9月において Hadley 循環の trend に明瞭な trend が見られなかった原因として、以下のことが考えられる。

Fig.18 に示すように、上層の北風領域では負の trend であり、中層の正の trend 領域における気候値は殆どどちらかわからないか、弱い南風である。また、trend は上層の正の trend よりも中層の負の trend の方が値は大きい。つまり式(1)で定義された Hadley において、南北風を積分すると 500hPa 、 7°S の値に明瞭な trend が表れにくい可能性が示唆される。しかし、総流量は変化せず上昇流域の緯度幅が広がる傾向にあることを考慮すると、9月における Hadley 循環の弱体化が推測される。

9月における大西洋域の局所子午面循環の弱体化傾向について、SST と上昇流弱体化の傾向は対応していなかった。これについて 500 の trend(図略)を見ると、発散傾向が確認され、上昇流が弱化する領域と一致していた。つまり 500 の発散傾向が同気圧面における水蒸気フラックスの発散の増大に寄与していると思われる。

4. 結論

本研究では JRA-25 再解析データを用いて、Hadley 循環の循環強度と形状における trend を 1979 年～2006 年の期間で解析した。また経度毎の局所子午面循環を解析することにより、どの領域が Hadley 循環の trend に寄与しているのかを調べた。

DJF における Hadley 循環は、の最大値や EOF 第 1 モードから強化傾向が示され、先行研究と同様の結果となった。また 500 の緯度幅に有意な変化傾向は見られず、総流量が増加傾向にあることを考慮すると上昇流の強化が推測される。さらにインド洋 西部太平洋、東部太平洋域における局所子午面循環の強化が Hadley 循環の強化傾向に寄与していた。上昇流強化が示唆されたインド洋域、西部太平洋域では、SST の上昇と下層の風の収束に関連した、水蒸気フラックスの収束の増大傾向が上昇流強化と対応していることがわかった。またインド洋域と ITCZ 北側では水蒸気フラックスの発散の増大傾向に伴う下降流強化が示された。温暖化すると対流圏全域で温度が上がり、安定度が増すため Hadley 循環は弱まるとされている(例えば、Tanaka et al.,2005; Held and Soden,2006; Vecchi and Soden,2007)。しかし Fig.2 や Fig.5 に示したように北半球冬季においてそのような傾向は見られなかった。また、Mitas and Clement(2006)が指摘した対流圏中層の cooling 傾向は見られなかった。この傾向は全球東西平均した気温の trend から確認された(図略)。つまり、上昇流の強弱傾向には気温の trend よりも下層の水蒸気フラックスのほうが重要であると考えられる。

JJA における Hadley 循環は弱体化しており、 500 の緯度幅に有意な変化傾向が見られないことから、上昇流の弱体化が示唆される。この結果は先行研究と異なる。経度毎の局所子午面循環を検討したところ、インド洋と大西洋域で弱体化傾向と南偏傾向が明瞭に表れた。またその弱体化傾向には、下層風の収束場の南偏に伴う水蒸気フラックスの発散の増大傾向が考えられる。

3月の Hadley 循環は先行研究と同様に強化しており、その強化傾向がインド洋域と西部太平洋域の局所子午面循環の強化に因ることが示された。つまりこれらの領域における局所子午面循環の強化が、季節進行の遅れの誘因となる可能性が示唆される。

9月の循環強度の trend は明瞭ではなかった。しかし、総流量が変化せず、上昇流域の緯度幅が年間 14.1km/yr の割合で拡大することを考慮すると、上昇流弱体化に伴う循環弱体化傾向が考えられる。これは先行研究と異なる結果である。この傾向には大西洋域における局所子午面循環の弱体化が大きく寄与しており、上昇流の弱体化は、 500 の発散傾向と対応する中上層の水蒸気フラッ

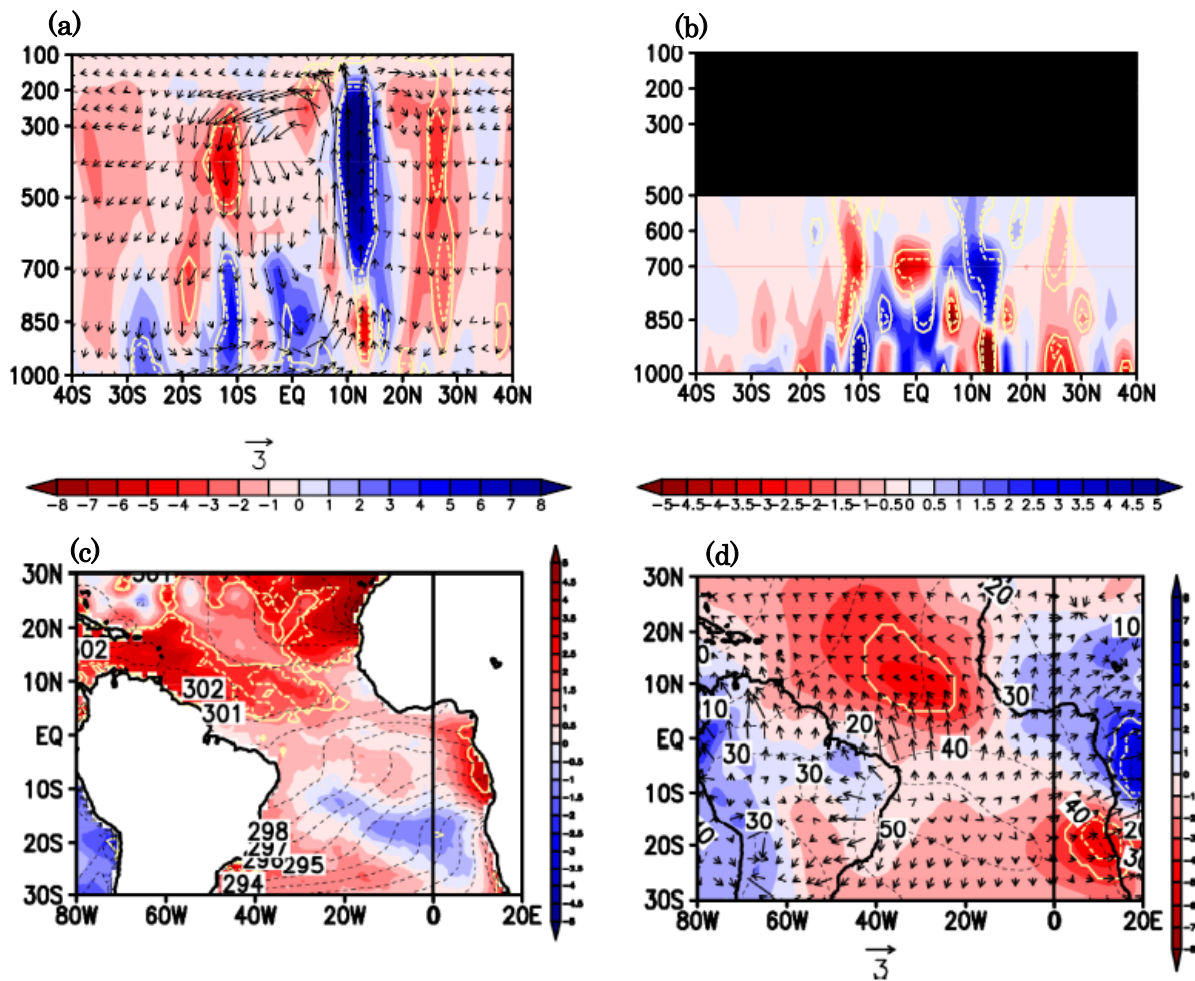


Fig.17 Same as Fig.5 but for September in Atlantic Ocean.

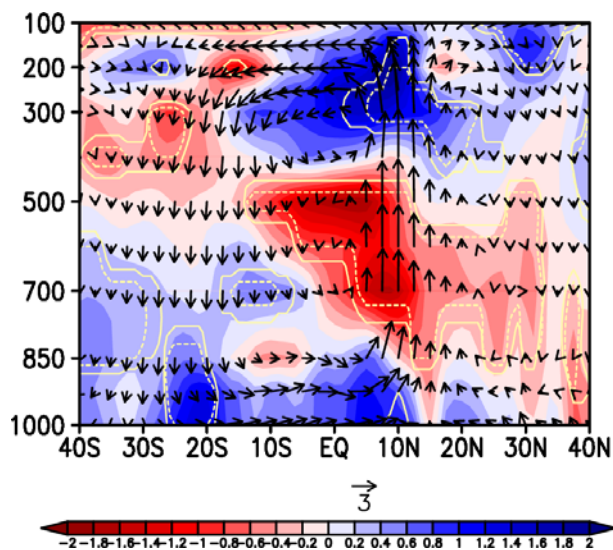


Fig. 18 Trend of meridional wind in September. Tone interval is 0.2×10^{-4} Pa/s/yr and vector is climatology of Hadley circulation(m/s).

クスの発散傾向と対応していた。

本研究では衛星データである NOAA の OLR (Outgoing Longwave Radiation) も用いて、データ依存性について解析を行ったが (図略)、インド洋以外の領域において上昇流と OLR の trend の良い対応は見られなかった。また JRA-25 のみを使用している点にも疑問が残る。よって今後、NCEP/NCAR や ECMWF の再解析データを用いて比較し、データ依存性について議論しなければならない。

謝 辞

本研究で用いた JRA-25 再解析データは、気象庁及び電力中央研究所による JRA-25 長期再解析プロジェクトにより提供されたものであります。また図の作成には GrADS を使用致しました。

参考文献

- 大楽浩司・江守正多. (2006): 高解像度全球気候モデルによる地球温暖化時の夏季アジアモンスーン, 水工学論文集, 第 50 巻, pp. 547-552.
- Goswami, B. N., Krishnamurthy, V. and Annamalai, H. (1999): A broad scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 125, pp. 611-633.
- Held, I. M. and Soden, B. J. (2006): Robust responses of the hydrological cycle to global warming, *J. Clim.*, Vol. 19, pp. 5686-5699.
- Kitoh, A., Yukimoto, S., Noda, A. and Motoi, T. (1997): Simulated changes in the Asian summer monsoon at times of increased atmospheric CO₂, *J. Meteorol. Soc. Japan*, Vol. 76, pp. 1019-1031.
- Kobayashi, C. and Maeda, S. (2006): Phase shift of the seasonal cycle in the Hadley circulation in recent decades, *Geophys Res. Lett.*, Vol. 33, L22703, doi:10.1029/2006GL027682.
- Mitas, C. M. and Clement A. (2005): Has the Hadley cell been strengthening in recent decades?, *Geophys Res. Lett.*, Vol. 32, L03809, doi:10.1029/2004GL021765.
- Mitas, C. M. and Clement, A. (2006): Recent behavior of the Hadley cell and tropical thermodynamics in climate models and reanalyses, *Geophys Res. Lett.*, Vol. 33, L01810, doi:10.1029/2005GL024406.
- Oort, A. and Yienger, J. J. (1996): Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO, *J. Clim.*, Vol. 9, pp. 2751-2767.
- Tanaka, H. L., Ishizaki, N. and Kitoh, A. (2004): Trend and interannual variations of Walker, monsoon, and Hadley circulation defined by velocity potential in the upper troposphere, *Tellus, Ser. A.*, Vol. 56, pp. 250-269.
- Tanaka, H. L., Ishizaki, N. and Nohara, D. (2005): Intercomparison of the intensities and trends of Hadley, Walker and monsoon circulation in global warming projections, *SOLA.*, Vol. 1, pp. 077-080, doi: 10.2151/sola.2005-21.
- Vecchi, G. A. and Soden, B. J. (2007): Global warming and the weakening of the tropical circulation, *J. Clim.*, Vol. 20, pp. 4316-4340.
- Wang, C. (2002): Atmospheric circulation cells with the El Nino Southern Oscillation, *J. Clim.*, Vol. 15, pp. 399-419.

Analyses of Long-Term Trend of Hadley Circulation by Using the JRA-25 Reanalysis Dataset

Takeshi MASAKI, Tatsuya IWASHIMA and Hitoshi MUKOUGAWA

Synopsis

By using the monthly mean values of JRA-25 reanalysis dataset, produced by the Japan Meteorological Agency, the years 1979-2006, we investigate long-term variation of the Hadley circulation in winter, summer, March and September. The Hadley circulation has strengthening (weakening) trend in winter (summer), and has strengthening (no clear) trend in March (September). Local Hadley circulation over the Indian Ocean is contributed to positive trend of Hadley circulation strength, and convergence trend of water vapor flux in lower troposphere is contributed to strengthening trend of upward motion in winter. For the rate of trend, upward motion strengthens 38% and convergence of water vapor flux strengthens 48% and their correlation is 0.81.

Keywords: tropical atmosphere, Hadley circulation, local meridional circulation