

南半球中高緯度における大気大循環モードのシフトについて

*宇田川佑介（北海道大学大学院・環境科学院・地球圏科学専攻）

山崎孝治（北海道大学大学院・地球環境科学研究院）

立花義裕（三重大学大学院・生物資源学研究科、海洋研究開発機構）

1. Introduction

南大洋（南極海）における海水量偏差は 1984 年～1994 年にかけてのみ連続的に波数 2 で東進していた[Udagawa et al., 2009]。そのメカニズムは以下の 3 点であった。

- ① 南半球大気場におけるテレコネクションパターンである PSA パターン[Mo and Ghil, 1987, Hoskins and Karoly, 1981, Karoly 1989]に伴う強制（温度移流、Curl τ ）により海水量偏差場が波数 2 を形成する（中央太平洋セクターと大西洋セクター）。
- ② 強い東向きの流れである南極周極流により海水量偏差が東進する。ただし海洋の熱慣性によるその記憶は 1 年後までしか持続しない。詳しくは Martinson [1993]、Gloersen and White [2001]。
- ③ その海洋による記憶が減衰する 2 年後、PSA パターンがおよそ 4 年周期であったため、逆位相での強制が海水場に働く。その結果として、海水量偏差場が東進する。

またこの期間の PSA パターンは分散（すなわち変動度）が大きく、長期間での解析では主成分である南極振動のそれを上回るものであった。言い換えれば、この期間でのみ EOF 解析を行えば、PC1 に PSA パターン、PC2 に南極振動が抽出される。つまり海水量偏差が東進するためには、上記の 3 つのメカニズムも大切だが、PSA パターンが南大洋で卓越することが重要である。ま

た、Udagawa et al. [2009] では南極振動と PSA パターンの変動性の変化について長期的な視点でも解析を行っている。南極振動と PSA パターンの変動を表す両時系列において、各年とその前後 5 年の計 11 年間の分散を 1963 年から 2002 年まで計算したところ（言い換えれば、1958 年～2007 年までの各 11 年で分散を計算。例えば 1963 年は 1958 年から 1968 年のデータを用いて分散を計算）、南極振動と PSA パターンの変動性はおよそ 10 年周期でシフトしていることがわかった（図は省略。ただし図 1 がほぼ同様な図である）。そこで本研究では、このおよそ 10 年規模での大気大循環モード（南極振動と PSA パターン）のシフトが起きる要因について解析を行った。

2. Data analysis

大気データは NCEP/NCAR Reanalysis1 の monthly 及び 4th daily data [Kalnay et al., 1996] を用いた。海面温度(SST)データは UKMO の HadISST1 [Rayner et al., 2003] を用いた。解析期間は共に 1958 年～2007 年の冬期（7,8,9 月の 3 ヶ月平均場）である。南半球・中高緯度における大気場の主要モードを抽出するために EOF 解析を用いた。南極振動は Ogi et al. [2004] を参考に、20S～90S, 1000hPa～300hPa 東西平均高度場に対して（以下、南極振動は SAM と記述）、PSA パターンは、同エリアでの、500hPa 東西平均からの偏差高度場に対して EOF 解析を行った。各々の PC1 scores を SAM-index、

PSA-index として定義し、相関回帰解析、コンポジット解析等を行った。また、本研究で使用したモデルは、CCSR/NIES AGCM ver5.6 [Numaguti et al., 1995]で水平解像度 T42、鉛直解像度 L20、標準実験として気候値 SST を与えた。モデルは 5 年のスピナアップタイムを設け、その後の 50 年（標準実験）もしくは 30 年分（大気応答実験）のデータを解析した。

また本研究では全球 11 年分散 SST データセットを用いた。これはあらかじめ、SST データの各グリッドにおいて 1963 年から 2002 年まで、各年とその前後 5 年の計 11 年間の分散を計算したものである。

3. Results

3.1 大気大循環モードのシフトについて

まず、長期（1958-2007）における大気大循環モードのシフトについて考察する。図 1 は、SAM, PSA-index の各年とその前後 5 年の計 11 年間の分散を 1963 年から 2002 年まで計算したものである。

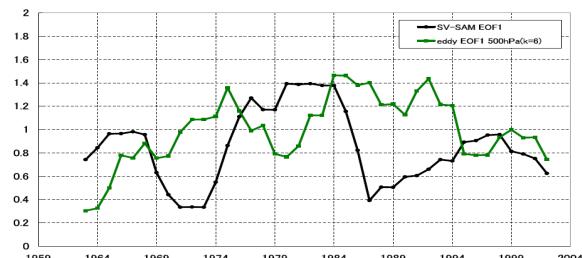


図 1. SAM-index(黒)、PSA-index(緑)の 11 年分散

Udagawa et al. [2009] の結果と同様に、1984 年～1994 年は PSA の変動性が高く（11 年分散）、SAM の変動性が低い。その変動性のシフトはおよそ 10 周期で繰り返されている。SAM の変動が活発な（振幅が大きい）時期は、PSA の変動性が逆に小さいことを示している（逆も同様）。

次にこの大気大循環モードのシフトの要因について考察を行う。まず PSA パターン

の分散が大きかった時期（1984～1994）と小さかった時期（1974～1984）での平均場の違いを調べた。その結果を図 2（左）に記す。ITCZ と SPCZ の東側における SST が有意に 1984～1994 年の方が大きかったことがわかる。また同様に 11 年分散 SST データでも計算したところ、中部熱帯太平洋でその差が有意に 1984～1994 年の方が大きかったことがわかる（図 2, 右）。以下の章では、この 2 つの平均場の変化と大気大循環モデルのシフトの関連性について考察する。

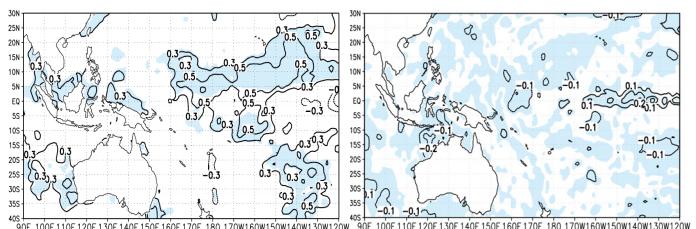


図 2 (左) SST 平均値の差 [°C]、(右) 11 年分散 SST 平均値の差 (1984～1994 平均値) minus (1974～1984 平均値)
陰影は統計的に 95% 有意な領域を示す（図 4、5 左も同様）

3.2 SPCZ 東側海域 SST 気候値と大気大循環モードのシフトについて

SPCZ 東側海域 SST 気候値と大気大循環モードのシフトの関連性について考察するため、大気大循環モデルを用いて、この海域の SST 気候値のみを 1°C 増加 (+1°C run)、減少 (-1°C run) させたモデル実験（大気応答実験）を行った。今回は標準実験(control run)と SPCZ 東側の SST を増減させた実験 (SPCZ ± 1°C run) の結果について記述する。図 3 は SPCZ 東側の SST 気候値を変化させた海域を示す。まず、大気応答実験の再現性を調べるため +1°C run と -1°C run の 500hPa 高度場の差と、現実場と

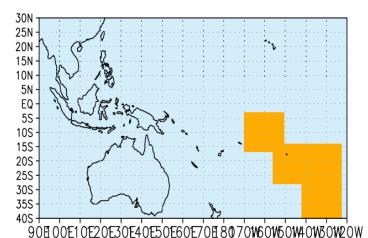


図 3. SST を変化させた海域
(SPCZ 東側海域、陰影部)

して、NCEP 再解析データ 1984 年～1994 年の平均値と 1974 年～1984 年の平均値の差を比較した。図 4 はモデルでの平気値の

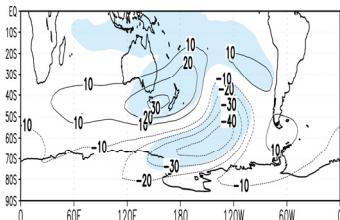


図 4. 500hPa 高度場の平均値の差 [m]。(SPCZ+1°C run minus (SPCZ-1°C run)

差であり、現実場でのそれ(現実場の結果は省略)とよく似ていることを確認し、大気応答実験の実験設定が妥当であると判断した。

SPCZ 東側海域の SST 気候値が変化したことで、南半球大気場の主要モードがどのように変化したかのかを調べるために、control run、SPCZ±1°Crun のデータに対して EOF 解析を行った。control run、SPCZ±1°Crun の全てで、第 1 モードに SAM のような環状モードが抽出され、第 2、3 モードには、高度場変動の渦成分を表すモードが抽出された(図は省略)。ただし、これら渦成分は PSA パターンのように熱帯 SST の年々変動に起因するモードを示す様相は見られなかった。これは本モデル実験では、SST の年々変動を与えていないことが原因と考えられる。この結果は同時に、SAM は SST の年々変動がなくても卓越する、即ち大気の内部変動が主なメカニズムであることが改めて確認される。

表 1. NCEP、各モデルでの EOF の寄与率

	NCEP1	control run	SPCZ+1deg run	SPCZ-1deg run
EOF1	24.3%	44.9%	41.7%	50.1%
EOF2	14.9%	10.2%	14.2%	9.8%
EOF3	12.2%	6.7%	9.4%	7.2%

これら主要モードのシフトを調べるために、各モードの分散を表す寄与率について比較する(表 1)。+1°Crun、control run と比べ、-1°Crun の SAM(EOF1)の寄与率は大きく、

一方、渦成分(EOF2+EOF3)の寄与率は-1°C run、control run と比べ、+1°Crun の方が大きい。この結果から SPCZ 東側の SST 平均値が高(低)温化すると、高度場の波成分が強(弱)くなり、環状モード(SAM)成分が弱(強)くなることを示している。特にこの関係は SAM の分散/変動性(寄与率)で顕著である。

$$+1°Crun < control run < +1°Crun$$

$$41.7\% < 44.9\% < 50.1\%$$

次に、この関係の原因を調べるために、降水活動の SPCZ±1°Crun の平均値の差を解析した(図 5 左)。中部熱帯太平洋において有意な差が見られ、control run に比べ SST 分布を 1°C 上昇させた海域中の北側において対流活動が活発になっていると考えられる。また、両実験における降水活動の分散の比を解析した(図 5 右)。

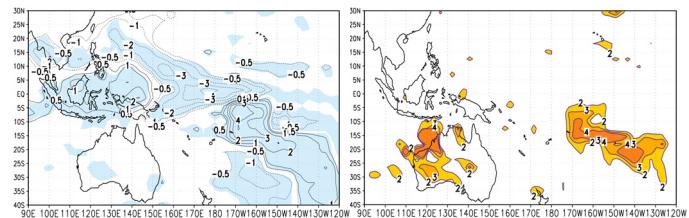
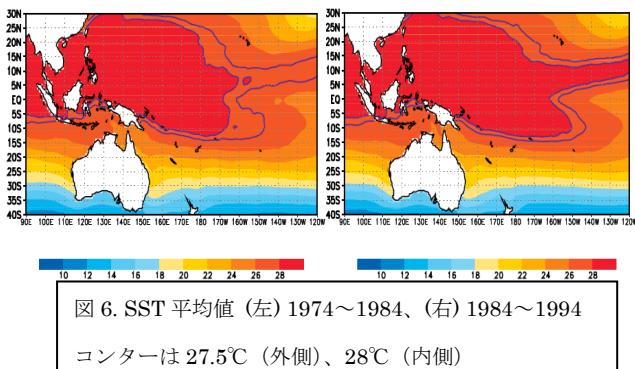


図 5. (左) 降水量の平均値の差 [kg/m**2/day]、(右) 降水量の分散の比(センター、陰影)。SPCZ+1°Crun/SPCZ-1°Crun

その結果、control run に比べ SST 分布を 1°C 上昇させた海域において対流活動の平均値だけでなく、分散も大きくなっていたことがわかった。この原因としては、Graham and Barnett, [1987]によれば、対流活動とその源である熱帯 SST には指數関数的な非線形関係があり、その深い対流発生のための閾値は 27.5°C であること、また SST は対流発生のための必要条件ではあるが十分条件ではないことが示されている。このため、SPCZ 東側海域 SST の上昇により、降水活動の分散が大きくなったと考えられる。

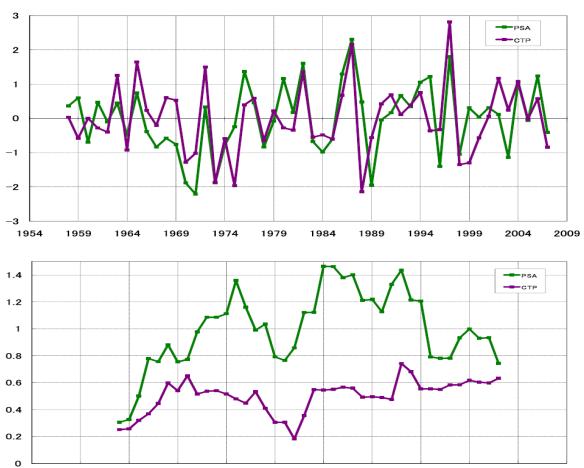
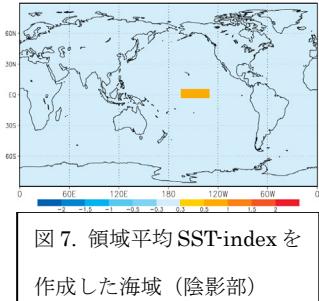
次に、このモデル実験で得た結果を基に現実場を考察する。図 6 は PSA パターンの分散が大きかった時期(1984～1994)と小さかった時期(1974～1984)での SST 平均場を示している。SPCZ 東側海域の SST が深い対流発生のための閾値である 27.5°C を共に超え、PSA パターンの分散が大きかった時期(1984～1994)はさらに SST が高かったことがわかる。この結果より、1984～1994 は 1974～1984 に比べ、対流活動がより活発になりやすい状況にあった。そして SST は対流発生の必要条件ではあるが、十分条件ではないため、必ずしも PSA の発生には繋がらないが、少なくとも SST forcing による PSA の振幅は 1984～1994 の方が高くなると考えられる。つまり、SPCZ 東側海域の SST 平均場が高いと、PSA の振幅つまり分散が高まることがわかった。この結果として、1984～1994 年は 1974～1984 年に比べ、PSA パターンの分散/変動性が高まったと考えられる。



3.2 中部熱帯太平洋 SST の変動性と大気大循環モードのシフトについて

中部熱帯太平洋 SST の変動性と大気大循環モードのシフトの関連性について考察するため、中部熱帯太平洋（図 7）の領域平均 SST を計算しその時系列を Central Tropical Pacific index とした。図 8 は PSA index と CTP index、および各 index の各年

とその前後 5 年の計 11 年間の分散を 1963 年から 2002 年まで計算したものである。両 index の相関係数は 0.6 であり、両 index の 11 年分散のそれも 0.48 と共に有意な値を示している。このことから、PSA の外部強制海域の SST の変動性（11 年分散）が変化したことで、その応答として大気場・PSA の変動性（11 年分散）が変化したという、比較的シンプルな結果が得られた。



4. Conclusion

本研究では、冬季南半球対流圏高度場の主要な変動モードである SAM と PSA パターンの変動性がおよそ 10 年周期でシフトする原因について解析を行った。その結果以下の知見が得られた。PSA の変動は、中部熱帯太平洋の SST が外部強制として支配している。PSA のソースである中部熱帯太平洋における SST の変動性がもともと 10 年規模でシフトしていた。また SPCZ 東側の SST 平均場が 10 年規模で高温（低温）

化したことと、対流活動と SST の非線形作用により対流の活動度が大きく（小さく）なった。その結果、対流活動をエネルギー ソースとする PSA の変動性が 10 年規模でシフトした。以上から、大気場の大循環モードのシフトにはソースとなる中部熱帯太平洋も重要であるが、SPCZ 東側海域の海面温度の変動も重要であることが示唆された。

Acknowledgements

「異常気象と長期変動」研究集会に参加するにあたり、京都大学・防災研究所より旅費の補助を受けました。本研究集会主催(研究代表者)の岩崎俊樹教授(東北大学大学院理学研究科)に感謝致します。

References

- Gloerson, P., and W. B. White (2001), Reestablishing the circumpolar wave in sea ice around Antarctica from one winter to the next. *J. Geophys. Res.*, 106(C3), 4391–4395.
- Graham, N. E., and T. P. Barnett (1987), Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans, *Nature*, 238, 657-659.
- 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.
- Kalnay, E., et al. (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 437–471.
- Karoly, D. J. (1989), Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño–Southern Oscillation Events, *J. Climate*, 2, 1239-1252.
- Martinson, D. G. (1993), Ocean heat and seasonal sea ice thickness in the Southern Ocean, in *The Climate System*, vol. 12, edited by W. R. Peltier, pp. 597–609, Springer-Verlag, New York.
- Mo, K. C., and Ghil, M. (1987), Statistics and Dynamics of Persistent Anomalies, *J. Atmos. Sci.*, 44, 877–902.
- Numaguti, A., M. Takahashi, T. Nakajima, and A. Sumi (1995), Development of an atmospheric general circulation model, in *Reports of a New Program for Creative Basic Research Studies, Studies of Global Environment Change with Special Reference to Asia and Pacific Regions, Rep. I-3*, pp. 1–27, Center for Climate System Research, Tokyo.
- Ogi, M., K. Yamazaki, and Y. Tachibana (2004), The summertime annular mode in the Northern Hemisphere and its linkage to the winter mode, *J. Geophys. Res.*, 109, D20114, doi:10.1029/2004JD004514.
- Rayner, N. A.; Parker, D. E.; Horton, E. B.; Folland, C. K.; Alexander, L. V.; Rowell, D. P.; Kent, E. C.; Kaplan, A. (2003), Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *J. Geophys. Res.*, Vol. 108, No. D14, 4407 10.1029/2002JD002670
- Udagawa, Y., Y. Tachibana, and K. Yamazaki (2009), Modulation in interannual sea ice patterns in the Southern Ocean in association with large-scale atmospheric mode shift, *J. Geophys. Res.*, 114, D21103, doi:10.1029/2009JD011807.