

エルニーニョ/南方振動、成層圏突然昇温、北半球環状モード、 北半球冬季の最近のトレンド

田口正和 (愛知教育大学)

Dennis L. Hartmann (University of Washington)

1. はじめに

中高緯度対流圏 成層圏循環は北半球冬季に顕著な変動を示す(Labitzke 1982)。それらの変動は、端的には、成層圏突然昇温(SSW)と北半球環状モード(NAM)によって特徴づけられる。それらの変動の生じる原因は大別して2つある。ひとつは、太陽活動、火山の噴火、エルニーニョ/南方振動(ENSO)、準二年周期振動(QBO)、人為的影響など系に対する外力によるもので、もうひとつは、系自身の内部過程によるものである(Yoden et al. 2002)。ここでは、冬季北半球の中高緯度大気に対する ENSO の影響を取り上げる。

ENSO は、熱帯太平洋域の大気 海洋結合系固有の変動である(Philander 1990)。ENSO は、熱帯のみならず中高緯度を含む全球に及ぶ気候変動を引き起こす(Wallace 1994; Glantz 2001)。中高緯度大気に対する ENSO の影響の端的な例に、主要なテレコネクションのひとつである、太平洋 北アメリカ(PNA)パターンが挙げられる(Horel and Wallace 1981; Hoskins and Karoly 1981)。

以下では、主に大気大循環モデルを用いた実験から、() ENSO に伴う PNA により成層圏に伝播する惑星波活動が変化し、従って SSW の頻度が変化する(エルニーニョ時により多い) () その結果、別の外力に対する系の応答がエルニーニョ時により大きい、ことを論ずる。

2. モデルと実験

本研究には、アメリカ国立大気研究センターのグループ(Sassi et al. 2002)により開発された全層大気気候モデル(WACCM)を、1月を永続的に再現するように変更して用いた。実験1では、熱帯太平洋域の海面水温(SST)を変えて2ラン行なった。ひとつのランでは、その領域の SST をラニーニャ的なものとし(run COLD)、もうひとつのランでは、SST をエルニーニョ的なものとした(run WARM)。実験2では、実験1の2ラン各々において、北半球で成層圏オゾンを減少させた。与えたオゾン減少は、下部成層圏で最大約50%である。どのランも、初期のスパインアップ後、25年(=9125日)の積分を行なった。

3. ENSO に伴う SSW の頻度の変化

北半球冬季成層圏に対する ENSO の影響は、これまで、観測的・数値的研究によってかなり調べられてきた(van Loon and Labitzke 1987; Hamilton 1995; Sassi et al. 2004)。どちらの研究も、月・季節平均で見て、エルニーニョ時に高緯度成層圏の温度が高く、極夜ジェットが弱いことを示している。成層圏に伝播する惑星波活動はより強い。月・季節平均に関するこれらの結果は、ENSO に伴い、成層圏の状態を表す指数の分布関数(PDF)がシフトすることを含意すると思われる

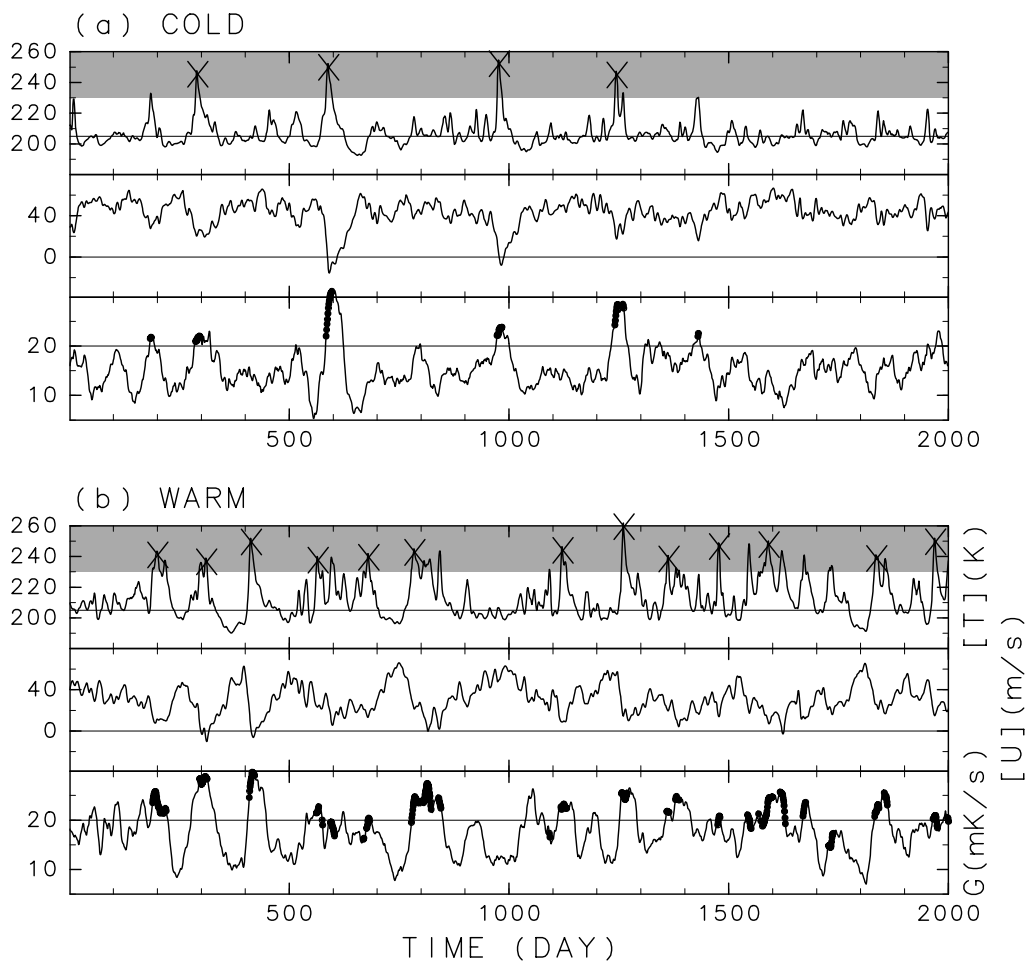


図1：実験1の2ランにおける2000日分の時系列：(a) run COLD、(b) run WARM。(a、b)の各々において、(上段)北緯88度、11hPaでの帯状平均温度、(中段)北緯60度、11hPaでの帯状平均東西風、(下段)北緯45-75度、101hPaでの波動による極向き熱フラックス。熱フラックスは、各日付を含む直前の40日平均値。温度の図中、×印は定義したSSWの例を示す。

が、このことは必ずしも明らかではない。なぜならば、ENSOに伴い、PDFの形(変動の様子)が変化する可能性があるからである。そこで、実験1では、ENSOに伴う変動の様子(SSWの頻度)の変化を検討する。

図1は、実験1の2ランにおける極域中部成層圏での帯状平均温度の時系列を2000日分示す。これを見ると、SSWがrun

WARMにおいてより多く発現していることが分かる。別の指標として極夜ジェットの強さを使用しても、同様の特徴が見取れる。また、これらの特徴は積分期間全てをとおして明瞭である。

このSSWの頻度の相違を理解するために、対流圏から成層圏に伝播する惑星波の指標として、波動による下部成層圏における極向き熱フラックスも図1に示し

た。極向き熱フラックスは、準地衡近似でのEPフラックスの鉛直成分に比例する。すると、run WARMにおいて、顕著な波動イベントが多いことが分かる。SSWは対流圏から伝播してくる惑星波によって引き起こされる（実際、図1で顕著な波動イベントはSSWとよく対応する）ので、run WARMに波動イベントが多く、従ってSSWが多いと理解できる。熱フラックスに

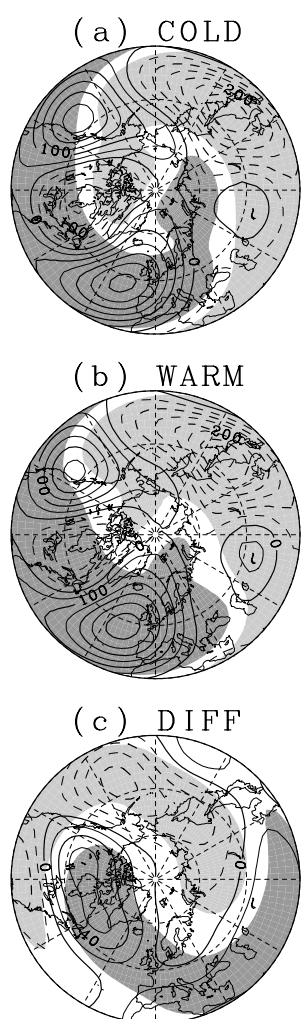


図2：300hPa面高度における停滞波パターン(m)：(a) run COLD、(b) run WARM、(c) WARM - COLD。コンターは全東西波数成分。陰影は波数1成分で、絶対値が25m以上のところのみを示す。

おいて、異なる東西波数成分の寄与を調べると、波数1成分の寄与が大きい（エルニーニョ的SST強制に伴い、波数1の熱フラックスが増加、波数2のそれは減少する）。

図2は、2ランにおける上部対流圏での停滞波(a、b)とその差(c)を示す。エルニーニョ的SST強制に対する停滞波応答(c)には、PNA的な成分が見てとれる。これから東西波数1成分(陰影で示されている)を取り出すと、北緯60度付近では、東経300度付近に山、東経120度付近に谷となっている。この位相構造は、run COLDでのもの(a)とおよそ一致しているため、それらを重ね合わせたrun WARM(b)では、波数1成分が増幅する結果となる。尚、この停滞波応答(c)は、ほとんどの領域で、95%の信頼水準で統計的に有意である。

4. ENSOとトレンド

ENSOとNAMの関係について、最近の観測的研究(Quadrelli 2004)は、ENSOに伴い、成層圏でのNAMの振幅が異なること(エルニーニョ時に大きい)、さらにトレンドの大きさもENSOに依存していること(エルニーニョ時に大きい)を示している。このことを、実験2により、数値的研究の側面から検討する。

図3は、成層圏オゾン減少に対する、時間・帯状平均場の応答を示す。これを見ると、run WARMにおいてのみ、極域下部成層圏で有意な応答が見て取れる。すなわち、run WARMでは、オゾン減少に伴い、高緯度下部成層圏で温度が下がり、西風が強くなっている。一方、run COLD

は有意な応答を示さない。この結果は、観測事実と一致する。

さらに、この結果は、極域下部成層圏の温度の PDF にも明らかである (図 4)。run WARM では、オゾン減少を与えた場合、

高温のサンプルが減少する一方、低温のサンプルが増加するという系統的な変化が見られる。その一方、run COLD では、成層圏オゾンによらず、PDF はほぼ同じである。

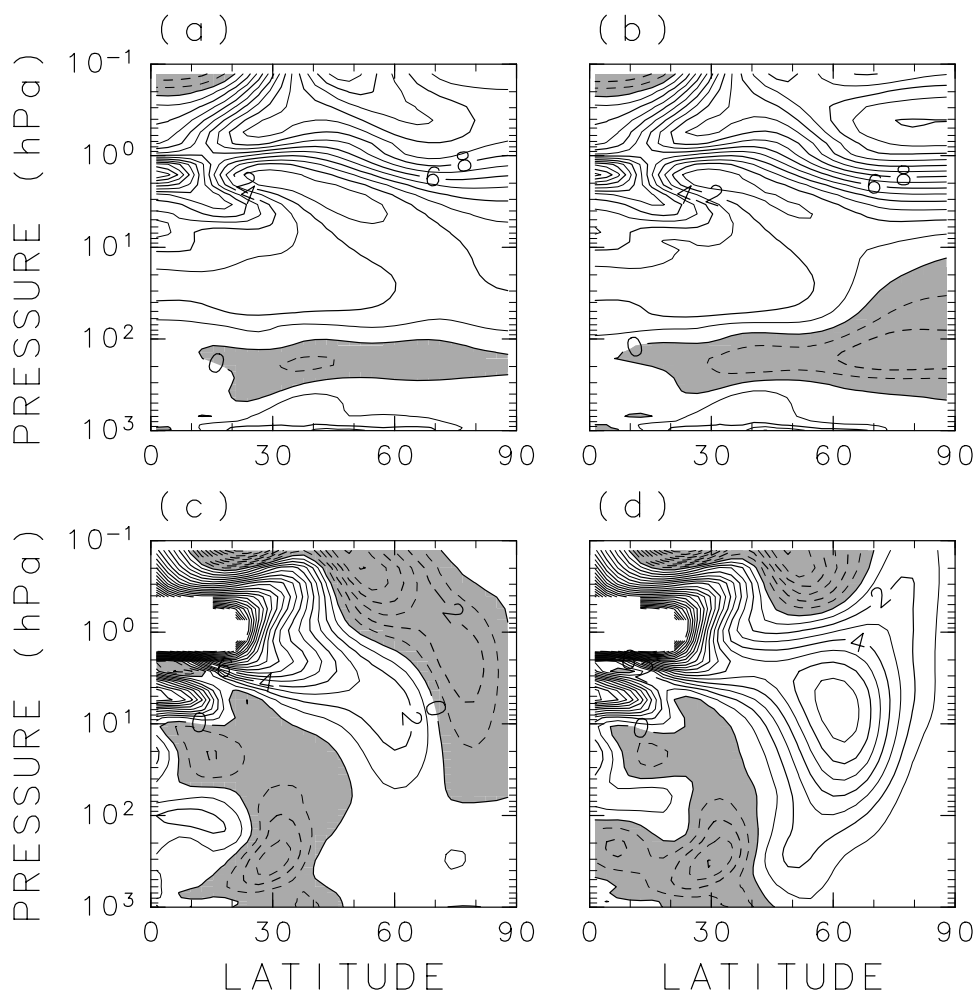


図 3 : 実験 2 で得られた、成層圏オゾン減少に対する時間・帯状平均場の応答: (a, c) run COLD、(b, d) run WARM。(a, b) は温度 (K)、(c, d) は東西風 (m/s)

このことは次のように解釈できる。run WARM (エルニーニョ時) には、もともと SSW が多く、成層圏変動が大きいので、それを打ち消すようなオゾン減少に対して、系は大きな応答を示すことができる。一方、run COLD (ラニーニャ時) には、も

とも成層圏の変動が小さいので、上下結合を弱める外力が与えられても。ほとんど応答を示すことはない。

5 . まとめ

中層大気・対流圏を十分表現する気候

モデル WACCM を用いた実験から、冬季北半球の中高緯度対流圏 成層圏大気に対する ENSO の影響を 2 つの視点から調べた。熱帯太平洋で ENSO 的 SST 強制を与えた実験 1 により、SSW がエルニーニョ時により多く起きることが分かった。これは、エルニーニョ時に誘起される停滞波応答が東西波数 1 成分を増幅させることに帰結できる。さらに、ENSO の位相で分けて、成層圏オゾン減少に対する対流圏 成層圏大気の応答を見ると、エルニーニョ時にのみ系は有意な寒冷化応答を示すことが分かった。

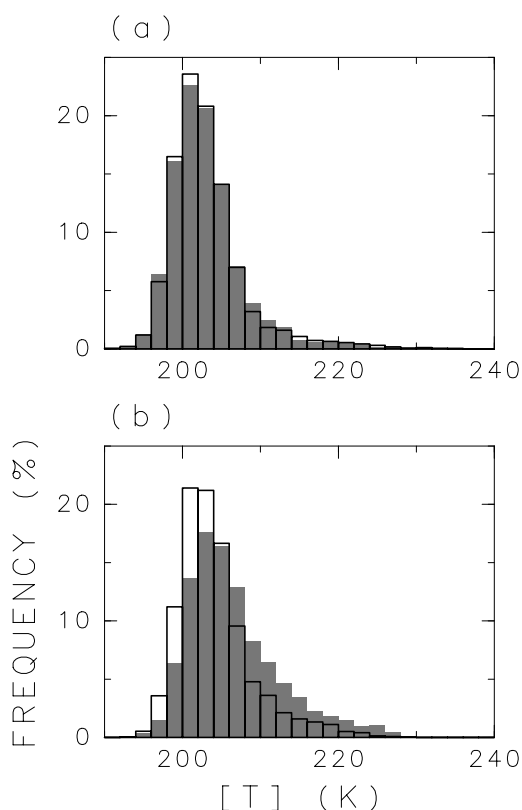


図 4 : 北緯 88 度、118hPa における帯状平均温度の PDF:(a)run COLD、(b)run WARM。陰影は標準のオゾン分布のラン、実線はオゾン減少を与えたラン。

参考文献

Glantz, M. H., 2001: *Currents of Change*, 252 pp., Cambridge University, Cambridge.

Hamilton, K., 1995: Interannual variability in the Northern Hemisphere winter middle atmosphere in control and perturbed experiments with the GFDL SKYHI general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 52, 44-66.

Horel, J. D., and J. M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 813-829.

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.

Labitzke, K., 1982: On the Interannual variability of the middle stratosphere during the northern winters. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 124-139.

van Loon, H., and K. Labitzke, 1987: The Southern Oscillation. Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the Northern Hemisphere in winter and a comparison with the Quasi-Biennial Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 357-369.

Philander, S. G. H., 1990: *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press, 289 pp.

Quadrelli, R., 2004: Patterns of wintertime climate variability of the Northern Hemisphere wintertime circulation. Dept. of Atmospheric Sciences, University of Washington, 188 pp. (available online at <http://www.atmos.washington.edu/%7eroberta/>)

Sassi F., R. R. Garcia, B. A. Boville, and H. Liu, 2002: On temperature inversions and the mesospheric surf zone. *J. Geophys. Res.*, 107 (D19), 4380, doi:10.1029/2001JD001525.

Sassi F., D. Kinnison, B. A. Boville, R. R. Garcia, R. Roble, 2004: Effect of El Niño–Southern Oscillation on the dynamical, thermal, and chemical structure of the middle atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 109, D17108, doi:10.1029/2003JD004434.

Wallace, J. M., 1994: *Reports to the Nation on Our Changing Planet*, UCAR, Boulder.

Yoden, S., M. Taguchi, and Y. Naito, 2002: Numerical studies on time variations of the troposphere-stratosphere coupled system. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80, 811-830.