

熱帯対流圏界面付近の温度変動要因

吉田 康平 (北大・環境)・山崎 孝治 (北大・地球環境)

1. はじめに

熱帯対流圏界面 (高度約 17km) 付近は非常に低温な領域である。成層圏の空気塊は、主に熱帯対流圏界面を通じて成層圏へと輸送される。熱帯対流圏界面の低温のために成層圏へ流入する空気塊は自身が持つ水蒸気を凝結により奪われる (脱水)。また他に成層圏で水蒸気の大きな供給源になるものは無い。結果として、熱帯対流圏界面の低温は成層圏の水蒸気量をコントロールする役割を担うため、この熱帯対流圏界面付近の温度を理解することは重要となる。

近年の研究から、年内・経年スケールでの熱帯対流圏界面付近の温度変動要因として、中緯度成層圏に伝わるプラネタリー波の収束 (例えば, Holton et al. 1995) と、熱帯対流圏での経度非対称凝結熱が生成する大気波動の収束 (Kerr-Munslow and Norton 2006 ; Norton 2006) などが起こす循環による断熱冷却の強さの変動が挙げられる。

しかしながら、前述した主要な熱帯対流圏界面付近の温度変動をもたらす要因は、再解析データ等を用いた場合、どの作用が熱帯対流圏界面付近の温度に大きな寄与があるかについて明瞭な判断を下すのが困難である。それは中緯度成層圏に伝播するプラネタリー波と熱帯対流圏での凝結熱の経度非対称による波のいずれの作用も循環場に影響を与えて温度変動を起こすため、その寄与が混在してしまうためである。そこで、本研究の目的は熱帯対流圏の作用を抽出して熱帯対流圏界面への年内・経年スケールでの寄与を考察すべく、熱帯の SST 分布が熱帯対流圏での凝結熱分布を与えると推測し、AGCM を用いてこの作用を増幅あるいは減衰させる境界条件を与え (例えば、熱帯 SST の経度偏差を大きくし、水蒸気凝結熱の経度非一様を増幅させる)、増幅された作用が熱帯対流圏の温度変動にどのような影響を与えるか考察する。

2. モデルとデータ

本研究に使用したモデルは、CCSR/NIES AGCM Ver.5.6 で水平解像度 T42、鉛直解像度 L24 (モデル上端は 0.4hPa)、標準実験として気候値 SST を与えた。モデルは 5 年のスピンアップタイムを設け、

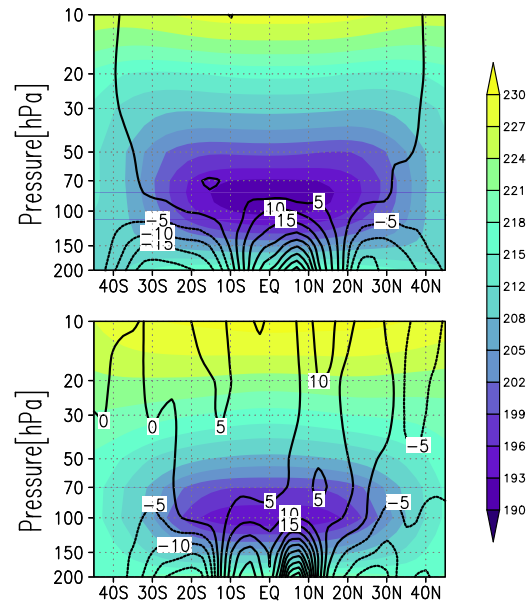


図 1: 帯状平均温度の気候値の年平均値 (上)AGCM の標準実験. (下) ERA40 の 1979 年 1 月-2002 年 8 月 (color: 帯状平均温度 [K], contour: 残差鉛直流 [10^{-4} m/s])

その後の 15 年分のデータを 1 日単位で出力し、それを解析して月平均化、気候値化して用いる。モデルと観測値の比較を行うと、帯状平均温度と残差鉛直流について、標準実験と ERA40 の 1979 年 1 月から 2002 年 8 月までの全期間平均値を比較すると、熱帯対流圏界面付近で、モデルのほうがやや低温、残差鉛直流が弱い傾向が見られた (図 1)。さらに熱帯対流圏界面高度が ERA40 よりもやや高い (90hPa)

以下のように標準実験と比べて、熱帯 ($15^{\circ}\text{S} - 15^{\circ}\text{N}$) の SST 分布が異なる 4 つの実験を行った (図 2)。

実験名	実験概要
$S' \times 2$	SST の経度偏差を 2 倍する
$S'/2$	SST の経度偏差を半分にする
$S + 1$	SST を 1K 増加させる
$S - 1$	SST を 1K 減少させる

今後の実験結果は全て標準実験からの偏差で表す。

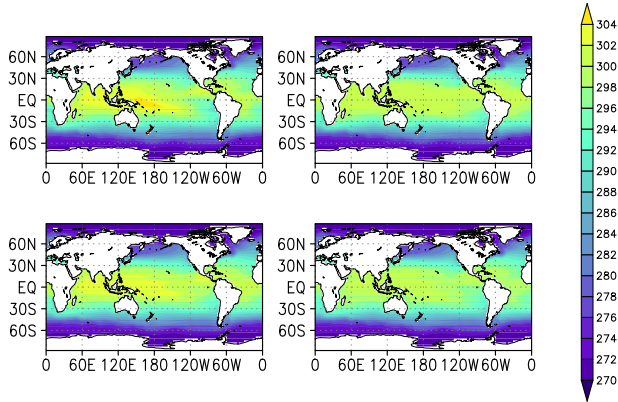


図 2: 各実験における年平均 SST:[K].(左上) $S' \times 2$ (右上) $S'/2$ (左下) $S+1$ (右下) $S-1$

比較のため観測データとして ECMWF ERA40 再解析データを使用した. 期間は 1979 年 1 月から 2002 年 8 月で水平解像度は緯度経度 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 鉛直方向は 1000hPa から 1hPa の等圧面の 23 層である.

3. 結果 1: SST 分布に関する実験

3.1 TEM 系熱収支解析

まず 4 つの実験に関して年平均の帯状平均温度と残差鉛直流の標準実験に対する偏差をプロットする (図 3). $S' \times 2$ ランで, 熱帯対流圏界面および下部成層圏で低温偏差, $S'/2$ ランでは同領域で高温偏差となった. これは熱帯対流圏での凝結熱の経度非対称が熱帯対流圏界面の温度変化をもたらすという Norton(2006) の見解と一致する. $S+1$ ランは $S' \times 2$ と類似した結果となり, 熱帯成層圏が低温偏差となった. しかし, 熱帯対流圏界面は高温偏差となり, 高温偏差から低温偏差に切り替わる境界が高い. 同様に $S-1$ ランは $S'/2$ と類似した結果で, 温度偏差が切り替わる境目が高い (ちょうど熱帯対流圏界面あたり).

残差鉛直流偏差に関しては $S' \times 2, S+1$ が熱帯対流圏での上昇流偏差, $S'/2, S-1$ が下降流偏差である. しかし, S' ランは熱帯対流圏界面付近の温度偏差のピーク付近に残差鉛直流偏差が 0 になる領域がある. このことは Norton(2006) の波に駆動された残差鉛直流による断熱温度変化が熱帯対流圏界面付近の温度を変えるという結果と矛盾する.

ただ, 何らかの作用が熱帯対流圏界面付近の温度偏差をもたらしたのは明らかなので, その作用を特定する解析を行う必要がある. そこで変形オ

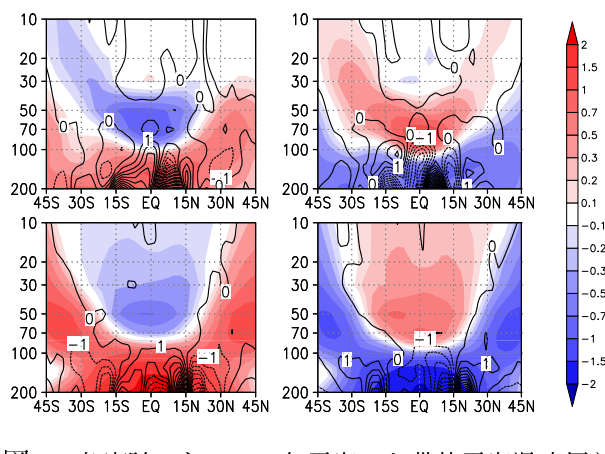


図 3: 各実験における年平均した帯状平均温度偏差 (color) :[K], 残差鉛直流偏差 (contour): $[10^{-4}\text{m/s}]$.(左上) $S' \times 2$ (右上) $S'/2$ (左下) $S+1$ (右下) $S-1$

イラー平均 (Transformed Euler Mean: 以下, TEM) 系熱力学方程式を用いた熱収支解析を行う (式は Andrews et al.(1987) を参照).

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\frac{\bar{v}^*}{a} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial \phi} - \bar{w}^* \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} + \bar{Q} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_0 \left(\overline{v'\theta'} \frac{\bar{\theta}_\phi}{a\theta_z} + \overline{w'\theta'} \right) \right] \quad (1)$$

ちなみに,

$$\bar{v}^* \equiv \bar{v} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_0 \frac{\overline{v'\theta'}}{\theta_z} \right), \quad \bar{w}^* \equiv \bar{w} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\cos \phi \frac{\overline{v'\theta'}}{\theta_z} \right) \quad (2)$$

\bar{v}^* が残差南北流, \bar{w}^* が残差鉛直流である.

(1), (2) の両方で下付きの添字 z は偏微分を表す.

(1) の左辺は温位変化で, 右辺第一項から南北移流, 鉛直移流, 非断熱加熱, 渦による南北熱輸送, 渦による鉛直熱輸送と呼ぶ. 全ての実験で 90hPa, 南緯 10 度から北緯 10 度を平均した年平均場について, TEM 系熱力学方程式による熱収支解析を行った (図 4).

$S' \times 2, S'/2$ に関して, 非断熱加熱項偏差と渦による鉛直熱輸送偏差の項がほぼバランスする関係になっている. $S'/2$ は $S' \times 2$ に比べて若干, 鉛直移流偏差の寄与が大きい. 非断熱加熱項に関して長波放射による温度緩和が主要であると仮定すると, S' ランの熱帯対流圏界面付近の温度偏差は渦による鉛直熱輸送偏差によってもたらされたと考

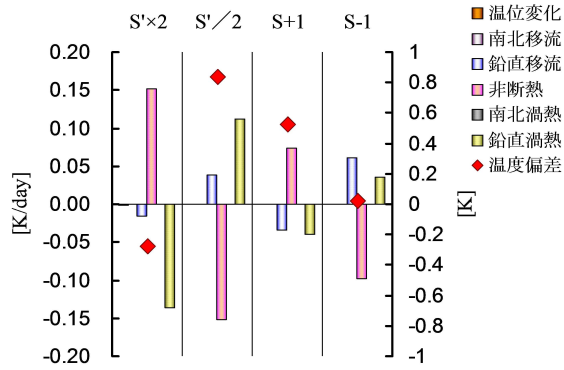


図 4: 各実験での年平均,10°S – 10°N 平均した 90hPa における TEM 系熱力学方程式による熱収支

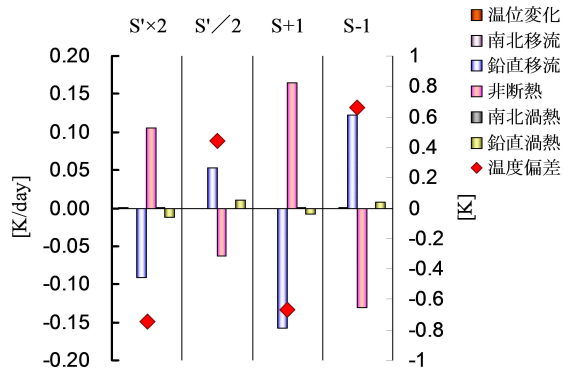


図 5: 各実験での年平均,10°S – 10°N 平均した 50hPa における TEM 系熱力学方程式による熱収支

えられる。この作用の概要については次節で考察する。S + 1, S - 1 に関しては、鉛直移流偏差と非断熱加熱偏差、渦による鉛直熱輸送偏差がバランスする関係になっている。非断熱加熱偏差と温度偏差の対応が良くないことから、非断熱加熱が長波放射の温度緩和以外の作用をしていると考えられるので、そこに関しても次節に考察する。

次に, S ランでの温度偏差のピークが見られた 50hPa についても同様に熱収支解析を行う (図 5)。こちらは全ての実験で非断熱加熱と鉛直移流のバランス関係が見られ, S' x 2, S + 1 で低温偏差, S'/2, S - 1 で高温偏差となった。そして 90hPa の結果と比較すると、非断熱加熱は緩和的な作用が卓越するが, S' x 2 と S + 1 を比較すると S + 1 に緩和以外の作用が含まれていると考えられる。この高度では、全ての実験で渦による鉛直熱輸送の寄与がほとんど見られなかった。

3.2 各作用に関する考察

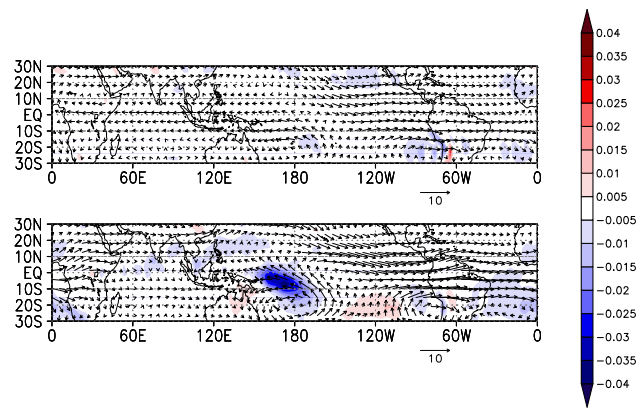


図 6: S' x 2 での年平均,(上)70hPa(下)100hPa における鉛直渦熱フラックス偏差 ($w'\theta'$) と水平風偏差

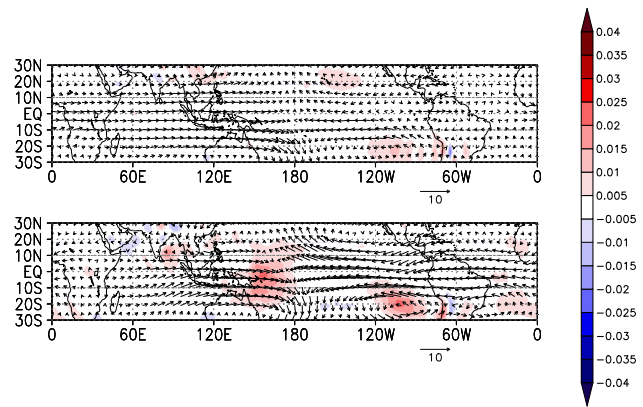


図 7: S'/2 での年平均,(上)70hPa(下)100hPa における鉛直渦熱フラックス偏差 ($w'\theta'$) [K*m/s] と水平風偏差 [m/s]

全ての実験 (特に S' ラン) で温度偏差に対して大きな寄与をもたらした、渦による鉛直熱輸送に関して考察するため、特に熱帯対流圏界面付近の温度偏差への影響が顕著だった S' x 2 と S'/2 の 100hPa と 70hPa での渦による鉛直熱フラックス偏差 ($\overline{w'\theta'}$) と水平風偏差の分布をプロットした (図 6, 7)。

これらの図から, S' x 2, S'/2 のいずれも赤道上の東経 170 度付近を中心とした、鉛直渦熱フラックスの偏差が 100hPa で見られ、それが 70hPa では弱化している。よってこのフラックスが収束することで温度偏差に作用していると考えられる。水平風偏差と併せて考えると、その分布は松野-Gill パターン (Matsuno, 1966; Gill, 1980) との類似が見られる (図 8)。この結果から、熱帯 SST の経度偏差を増幅 (減衰) させたことで熱帯対流圏における

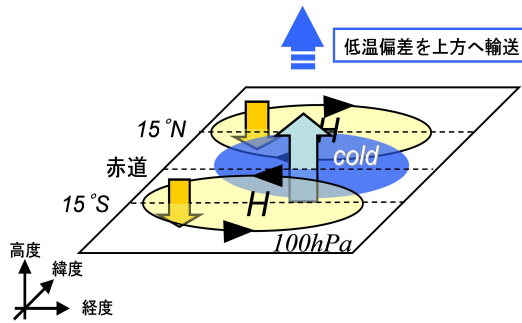


図 8: $S' \times 2$ での 100hPa における鉛直渦熱フラックス偏差と水平風偏差分布の概念図

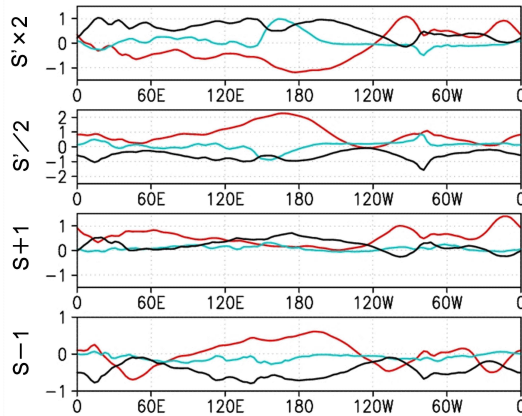


図 9: 全実験の年平均, $10^{\circ}S - 10^{\circ}N$ 平均した 90hPa における温度偏差 (赤) [K], 長波放射加熱偏差 (黒) [$1 \times 10^{-6}K/s$], 雲水量偏差 (青) [$5 \times 10^{-6}kg/kg$]

凝結熱の経度非対称が強化(弱化)されパターンが強化(弱化)したと考えられる。

次に、非断熱加熱に関して考察する。Hartmann et al.(2001) から、熱帯対流圏の積雲による雲頂高度が熱帯対流圏界面に与える長波放射加熱に影響を与えていることが考えられるので、90hPa における年平均、南緯 10 度から北緯 10 度を平均した温度、長波放射加熱、雲頂高度の代用として 200hPa の雲水量それぞれの経度分布をプロットする (図 9)。

図 9 を見ると、温度偏差と長波放射加熱偏差がほぼ逆相関であることがわかる。しかし、例を挙げると $S' \times 2$ の東経 160 度付近では温度偏差と長波放射加熱偏差の対応が悪く、長波放射加熱偏差と雲水量偏差の逆相関が明瞭に見える。このように、積雲の雲頂高度が無視できない値の大きさが長波放射加熱に影響を及ぼし、非断熱加熱項に影響を与え得ることが考えられる。

4. 結果 2: ERA40 との比較

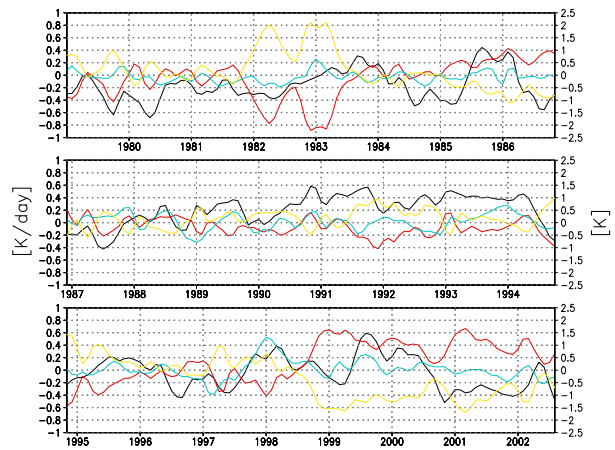


図 10: 1979 年 1 月から 2002 年 8 月までの 95hPa, $10^{\circ}S - 10^{\circ}N$ を平均、月平均、気候値偏差をとった、(黒) 帯状平均温度 [K], (赤) 鉛直移流 [K/day], (黄) 非断熱加熱 [K/day], (青) 渦による鉛直熱輸送 [0.3K/day]

この章では、ERA40 のデータを解析し、モデル実験で得られた結果に対応した解析結果が得られるかを考察する。

4.1 ERA40 の時系列

図 10 に、1979 年 1 月から 2002 年 8 月までの 95hPa, 南緯 10 度から北緯 10 度までを平均した帯状平均温度、鉛直移流、非断熱加熱、渦による鉛直熱輸送の気候値偏差の時間変動を示した。気候値偏差の時系列を示したのは、モデル実験のような SST 分布の変化の影響は気候値からのずれで示した方が明瞭に見えるためである。一見してわかるのが、モデルと比べて鉛直移流と非断熱加熱の寄与がかなり大きいことである。これは ERA40 のデータとモデルの標準実験を比較した際にも見られた、残差鉛直流の強さの違いのためと推測される。そして渦による鉛直熱輸送の値の大きさはモデル実験とほとんど変わらない。いずれの項も温度偏差との対応が良くなく、相関係数をとっても一番良くて渦による鉛直熱輸送の 0.272 であり、他の 2 つの項は 0.1 以下の相関係数になる。

モデル実験の結果と対応した状況は熱帯 SST の経度平均や経度偏差が大きく変化する ENSO イベント時に見られると推測されるので、ENSO イベントの盛んな 1997 年から 1999 年までに着目する。この時期は温度偏差と渦による鉛直熱輸送偏差の対応が良く、相関係数が 0.593 になる。渦による鉛直熱輸送は 1998 年 1 月で顕著なピークとなり、

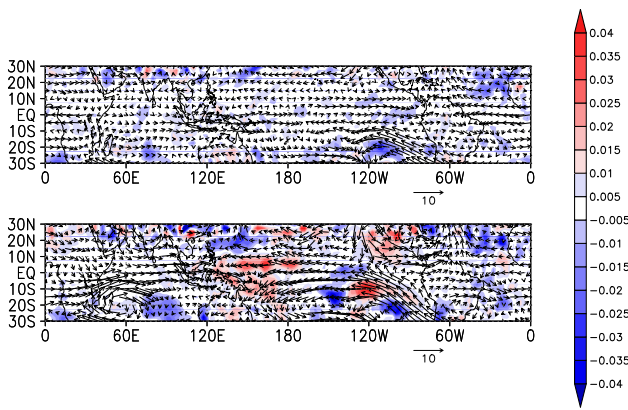


図 11: 1998 年 1 月の (上)70hPa, (下)100hPa での鉛直渦熱フラックス [K*m/s] と水平風 [m/s] の気候値偏差

同様に 1983 年 1 月にもピークが見られ, これらはいずれも顕著なエルニーニョ現象の時期と重なる. エルニーニョ時は $S'/2$ 実験と類似した SST 分布になることから, モデルのみでなく ERA40 においてもモデル実験と似た SST 分布が与えられれば, それに即した結果となることが考えられる. その中でもっとも顕著なエルニーニョ現象のピークの 1998 年 1 月があり, 次節でその月について考察し, モデルとの対応を検証する.

4.2 1998 年 1 月の考察

図 11 は 1998 年 1 月の 70hPa と 100hPa での鉛直渦熱フラックスと水平風の気候値偏差を示した. 100hPa の赤道上, 東経 160 度を中心として鉛直渦熱フラックスの正偏差が見られ, 70hPa ではそれが弱体化している. この結果は $S'/2$ 実験のものと類似しており, エルニーニョ時の熱帯 SST 分布が経度一様に近付くと言う点で $S'/2$ 実験に類似していることを考えると, 整合性のある結果と言える (図 12). その付近の水平風の分布は $S'/2$ よりもむしろ $S+1$ 実験に類似している. これにはエルニーニョ時には熱帯 SST が経度一様に近付くだけでなく平均値も上昇するため, その影響と考えられる (図 13).

5. 結論

CCSR/NIES AGCM Ver.5.6 を用いた数値実験で, 熱帯界面水温 (SST) 分布の変化によって生じる熱帯対流圏界面付近の帯状平均温度への影響について解析を行い, その結果をもとに ERA40 のデータを用いて解析を行い, 現実でも数値実験で

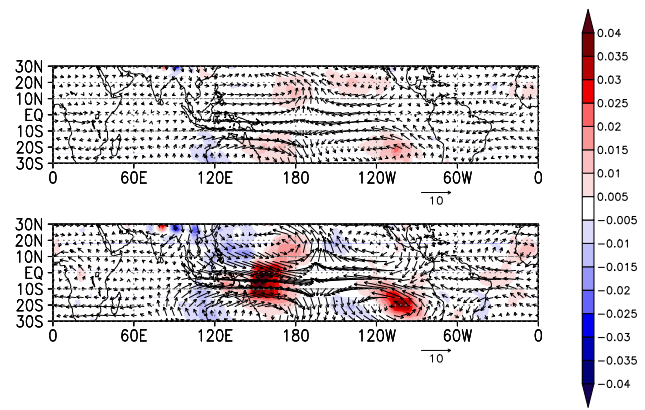


図 12: $S'/2$ の 12-3 月平均の (上)70hPa, (下)100hPa での鉛直渦熱フラックス偏差 [K*m/s] と水平風偏差 [m/s]

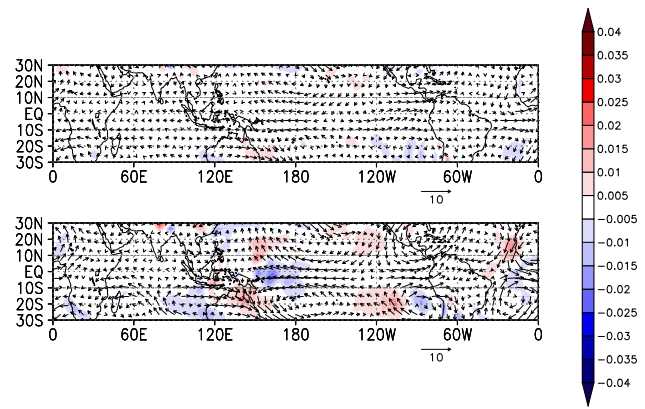


図 13: $S+1$ の 12-3 月平均の (上)70hPa, (下)100hPa での鉛直渦熱フラックス偏差 [K*m/s] と水平風偏差 [m/s]

得られた影響が起り得るかを検証した.

数値実験について, 南緯 15 度から北緯 15 度までの SST の経度偏差を増幅 (減衰) させた実験では, 年平均した熱帯対流圏界面 (90hPa, 10°S - 10°N) の帯状平均温度が下降 (上昇) し, その主な影響が渦による鉛直熱輸送の効果だった. 南緯 15 度から北緯 15 度の SST を一様に 1K 上昇 (減少) させた実験では, 鉛直移流による断熱温度変化が主要な影響として現れた.

また, 数値実験間の熱帯対流圏界面付近の長波放射加熱に関して, そこよりも下層の積雲の雲頂高度が影響を与えるという Hartmann et al.(2001) と類似した結果が得られ, 熱帯 SST の変化で起きた循環の変化が長波放射の形としても熱帯対流圏界面付近に影響を与えていることが示された.

ERA40 のデータを用いて行った解析から,1997 年から 1999 年のような ENSO イベントの盛んな時期では熱帯対流圏界面付近の帯状平均温度と渦による鉛直熱輸送が高い相関 (0.593) をもって変動し,エルニーニョのピーク時とモデルの南緯 15 度から北緯 15 度の SST の経度偏差を減衰させた実験とで,渦による鉛直熱輸送に類似した結果が得られたことから,この渦による鉛直熱輸送が熱帯の SST 分布に影響を受けて変化し,熱帯対流圏界面付近の温度に影響を与えていることが示された.

謝 辞

大気大循環モデルを提供して頂いた,東京大学気候システムセンター,国立環境研究所の皆様へ深く感謝する. 図の作成には GrADS を用いた.

参考文献

- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987: *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press.
- Gill, A. E., 1980: some simple solution for heat-induced tropical circulation. *Quart J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 447-462.
- Hartmann, D. L., J. R. Holton, and Q. Fu, 2001: The heat balance of the tropical tropopause, cirrus, and stratospheric dehydration. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1969-1972
- Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister, 1995: Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, 33, 403-439.
- Kerr-Munslow, A. M., and W. A. Norton, 2006: Tropical wave driving of the annual cycle in tropical tropopause temperatures. Part I: ECMWF analyses. *J. Atmos. Sci.*, 63, 1410-1419.
- Norton, W. A., 2006: Tropical wave driving of the annual cycle in tropical tropopause temperatures. Part II: Model results. *J. Atmos. Sci.*, 63, 1420-1431.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. soc. japan*, 44, 25-43.