

学位論文

太陽11年周期変動に伴う成層圏大気の 応答に関する研究

Studies on stratospheric responses to solar
11-year variation

平成21年7月博士(理学)申請

東京大学大学院理学系研究科
地球惑星科学専攻

山下陽介

要旨

11年周期の太陽変動は、成層圏のオゾン、気温変動にとって重要な役割を果たしている。これまでの研究により、1980～2000年の期間に、上部成層圏では太陽変動の11年周期に伴って、約2%のオゾン変動、及び約1Kの気温変動が観測され、下部成層圏では約4%のオゾン変動、約0.5Kの気温変動があるとされてきた。なお、客観解析データ等は厳密には「観測」ではないが、ここでは客観解析データ等も観測と呼ぶことにする。これらのオゾン、気温変動は重回帰解析により太陽変動との回帰係数として得られたものであるが、太陽変動周期に比べてデータ長が十分でないために、これらの変動が全て太陽活動による影響を有意に表しているとは限らない。具体的には、オゾンや気温の変動には太陽11年周期変動の他、火山噴火や赤道下部成層圏準2年周期振動 (quasi-biennial oscillation; QBO)、海表面温度 (Sea Surface Temperature; SST) 変動の影響が含まれうる。例えば、火山噴火が偶然に太陽11年周期と似たタイミングで生じていれば、期間が短い観測データの解析によってこれらの寄与を分離することは非常に困難である。そこで本研究では、3次元化学気候モデル (Chemistry Climate Model; CCM) を用いて、成層圏のオゾン、気温変動に対する11年周期の太陽変動と火山噴火などの影響を個別に見積もり、その影響のメカニズムを力学的、化学的に考察した。

使用したモデルは、東京大学気候システム研究センター/国立環境研究所 (CCSR/NIES) CCM で、解像度は T42L34、モデルの上端は約 80 km である。この CCM では、大気によるオゾン輸送、紫外線 (ultraviolet; UV) 放射によるオゾン生成、火山噴火で放出される硫酸エアロゾル上での不均一反応によるオゾン破壊も計算している。本研究では、CCM の標準実験 (コントロール実験) として、化学気候モデル検証 (CCMVal) 国際プロジェクトで行われた近過去気候再現実験 (REF1 シナリオ実験) のデータを用いた。データ期間は 1980～2000 年である。コントロール実験には、太陽定数の変動の他にも、火山噴火や QBO、SST 変動の影響も含まれる。

まず、コントロール実験の出力に対し、これまでの研究で行われていたように線形トレンド、太陽11年周期、火山噴火、QBO、SST 変動の各項を含めた重回帰解析を行い太陽変動成分を取り出した。こうして取り出した太陽変動に対する回帰係数は、必ずしも有意に推定されるものではないが、本研究では、この回帰係数を便宜的に「太陽変動成分」と呼ぶ。オゾンの太陽変動成分のピークは上部成層圏 5 hPa、下部成層圏 80 hPa の 2ヶ所に分離して現れており、それぞれ約 2%、約 14% の値を

示していた。これらの領域では、太陽活動とオゾンが正の相関を持つことを意味する。気温の太陽変動成分でもほぼ同じ 2ヶ所の高度にピークが見られ、1 hPa で約 0.6 K、70 hPa で約 0.9 K の値を示した。

次に各項の成層圏の太陽変動成分に対する影響を評価するため、コントロール実験からいくつかの項を除いた 7 種類の実験を行った。これらの実験を感度実験と呼ぶ。3 つの太陽 11 年変動を含まない感度実験では、上部成層圏におけるオゾン、気温偏差のピークが不明瞭という系統的な特徴があることが分かった。4 つの太陽 11 年変動を含む実験では、明瞭なピークが見られる。これは、上部成層圏のオゾン、気温の太陽変動成分は太陽放射の変動に伴うものである可能性が高いことを意味する。一方、下部成層圏に見られる太陽変動成分は、火山噴火を含んだ実験では大きく除去した実験では小さくなることから、火山噴火に伴う化学プロセスの影響を大きく受けていることが分かった。しかし、火山噴火の影響を除去した実験においても、太陽 11 年周期を含む実験では下部成層圏に弱い偏差が現れていた。その大きさはオゾンで約 1%、気温で約 0.2 K であり、観測結果（オゾンで約 4%、気温で約 0.5 K）と比較して無視できない。すなわち太陽変動成分の一部は、太陽 11 年変動の影響で説明できると示唆される。

さらに、赤道下部成層圏の太陽変動成分のメカニズムを詳しく理解するため、太陽活動極大期の太陽定数に固定した実験 (SMAX) と極小期に固定した実験 (SMIN) をそれぞれ 42 年の期間について行い、その差を解析した。SMAX と SMIN のそれぞれの 42 年間のコンポジット平均の差 (SMAX と SMIN の差と表記) は正味の太陽変動成分であり重回帰解析で検出されるべき「太陽変動成分」に対応するものである。赤道下部成層圏における SMAX と SMIN の差は、オゾンで約 1%、気温で約 0.2 K であった。これは、火山噴火を除去し太陽変動を含む感度実験の「太陽変動成分」と同程度であった。

太陽活動の活発化に伴うシグナルは冬半球側、特に北半球では成層圏突然昇温の起こりにくい初冬の中緯度成層圏に現れやすいことが知られている。このことから、両半球初冬における成層圏大気の構造は力学よりも放射の影響を強く受け、この時期のプロセスが上記の年平均場の結果に反映されていると考えられる。そこで両半球初冬の 12 月と 7 月における赤道下部成層圏の太陽変動成分の形成過程を詳細に解析した。SMAX、SMIN 実験の加熱率の評価では、この時期には太陽活動極大期と極小期の間の UV 放射加熱の違いが、極大期に上部成層圏、下部中間圏の中高緯度域で気温の南北勾配を強化し、それに伴って西風の場は中緯度域で南北方向の曲率が大きくなるような変形を受けることを示していた。これまでの研究においては、太

陽活動極大期と極小期の間の西風強度の違いが中緯度域における波の伝播特性を変えるとされてきたが、波の伝播特性を詳細に調べると、それとは異なり極大期に西風の南北方向の曲率が大きくなることで波の伝播特性が変わる傾向があることが分かった。惑星波の伝播と大気循環場の指標として Eliassen and Palm flux (E-P flux) と残差平均子午面循環 (残差循環) を見積もった結果、極大期に中緯度域で惑星波の伝播が抑制されることで下向き・極向き偏差の E-P flux が見られた。これと対応し、中緯度域で E-P flux が発散偏差つまり惑星波による西風加速偏差となり、それに伴って赤道向き偏差の残差循環が見られた。循環偏差は赤道下部成層圏で断熱加熱を伴う下降流を示し、これが高温偏差形成に大きく寄与していると考えられる。また加熱率の各項について SMAX と SMIN の差を評価した結果、UV 放射加熱も高温偏差形成に無視できない程度に影響した可能性があることが示された。

最後に、太陽活動に伴う変動の季節変化に着目した。SMAX と SMIN の差を見積もると、北半球冬季では 11 月において中高緯度の成層圏界面付近にある西風偏差が、1 月にかけて対流圏に下降する特徴がみられ、それに伴って赤道下部成層圏の残差循環や気温偏差が 1 ヶ月程度の時間スケールの変動を示した。他方南半球では、西風偏差は冬季を通じて中高緯度域で下降しており、北半球よりも内部変動の時間スケールが長い特徴がある。これによって、南半球では冬季を通じて中緯度域から赤道域に向かう循環偏差が見られた。なお、春季・秋季には、逆に赤道域から中緯度域に向かう残差循環偏差が見られた。年平均した残差循環は、結果として両半球初冬季の循環場の特徴を大きく反映し中緯度域で赤道向き偏差、赤道域で下降流偏差を示した。これは、年平均した場においても、下降流による断熱加熱が赤道域下部成層圏の高温偏差形成の主因となることを意味する。

CCM 実験によって、赤道上部成層圏の太陽変動成分は、ほぼ太陽 11 年周期に伴うものであることが分かった。それに対して下部成層圏で見られる太陽変動成分は、火山噴火に伴う化学プロセスの影響を大きく受けていることが分かった。これは、火山噴火イベントの間隔が太陽活動の周期と近く、これを太陽活動のシグナルとして検出していたことに起因する。また、下部成層圏の太陽変動成分の一部は、太陽活動に伴う中高緯度域の西風の場の変形が、惑星波の伝播や循環場の変調を介して力学的に影響した効果で主に説明される。

今後のモデル改善やさらなるアンサンブル実験、長期間の観測データ蓄積により定量的にも信頼性の高い結果を得ることが期待される。

Abstract

Previous statistical analyses of observational data from 1980 to 2000 have indicated that the 11-year solar cycle causes variations of ozone concentration and temperature. The amplitudes of the mean ozone variations in the upper and lower stratosphere are approximately 2 and 4%, respectively, while those for temperature are approximately 1 and 0.5 K. Reanalysis data are used as the “observation” data in this study and include the effects of the 11-year solar cycle, volcanic eruptions, quasi-biennial oscillation (QBO), and sea surface temperature (SST) variations. Separating these effects by multiple regression analyses is difficult, because the data are limited to a short time period. Here the effects of the solar cycle, volcanic eruptions, and other factors are examined separately using a three-dimensional (3-D) chemistry climate model (CCM). Dynamical effects associated with the solar cycle in the lower stratosphere are then discussed.

The 3-D CCM of the Center for Climate System Research/National Institute for Environmental Studies (CCSR/NIES) is used to calculate processes such as the transport of ozone, ozone production by ultraviolet (UV) radiation, and heterogeneous chemical reactions on sulfate aerosols. The resolution of the model is T42L34, and the top of the model is 80 km. The CCM control run was followed by the REF1 scenario of the Chemistry Climate Model Validation (CCMVal) for 1980-2000; CCMVal is part of a project to investigate stratospheric processes and their role in climate.

Multiple regression analysis including linear trend, solar, QBO, volcanic, and SST terms was performed using the results of the control run. In this statistical analysis, the “solar component” is derived as a solar regression coefficient. The solar component derived from multiple regression analysis may have included the other effects, due to the limited duration of the samples. The solar component of ozone has maxima of 2 and 14% at 5 and 80 hPa over the equatorial stratosphere, respectively. The solar component of temperature has maxima of 0.6 and 0.9 K at 1 and 70 hPa, respectively.

Seven Sensitivity experiments are performed to isolate the effects of the solar cycle from other factors. Comparisons of the output of sensitivity experiments with

Abstract

and without solar variations indicate that the ozone and temperature anomalies in the upper stratosphere are due to the solar variation. However, the results of the sensitivity experiments with and without volcanic forcing indicate that the chemical processes associated with volcanic eruption are responsible for the ozone and temperature anomalies in the lower stratosphere. The experiments that included solar cycle forcing and excluded volcanic forcing have small solar components in the lower stratosphere. The ozone and temperature anomalies are 1% and 0.2 K, respectively. Comparing these values to the observed anomalies (4% for ozone and 0.5 K for temperature) indicate that part of the ozone and temperature variations in the lower stratosphere may be explained by the effects of the solar cycle.

The dynamical effects of the solar cycle in the equatorial lower stratosphere were investigated using the composite difference of time-slice runs for solar maximum (SMAX) and solar minimum (SMIN) conditions. The SMAX and SMIN simulations were performed for 42 years. The differences between the SMAX and SMIN time-slice experiments correspond to the solar component derived from multiple regression analysis. The ozone and temperature differences between SMAX and SMIN are about 1% and 0.2 K in the equatorial lower stratosphere. This corresponds to the solar components of the sensitivity experiments that include solar cycle forcing and exclude volcanic forcing.

Radiative effects are stronger than dynamical effects in early winter (December in the Northern Hemisphere and July in the Southern Hemisphere). Because the annual mean may be highly influenced by values in these periods, the formation of the temperature anomaly in the equatorial lower stratosphere was analyzed in early winter. The variation in UV radiation associated with the 11-year solar cycle induces a meridional gradient of temperature anomaly in the upper stratosphere and lower mesosphere. This deforms the meridional structure of the westerly wind. The propagation of planetary waves and the circulation were estimated from the Eliassen-Palm flux (E-P flux) and residual mean meridional circulation (residual circulation), respectively. The propagation of planetary waves is reduced during the solar maximum by the deformation of westerly wind. This is indicated by an anomalous downward and poleward E-P flux. Thus the divergence of E-P flux, which corresponds to westerly acceleration by planetary waves, caused the anomalous downward motion of the residual circulation in the equatorial lower stratosphere and hence adiabatic heating.

Abstract

This result implies that the warm anomaly in the equatorial lower stratosphere is caused by the adiabatic heating.

The aim of the seasonal analysis is to verify the annual mean results, which are possibly disturbed by internal variations. In Northern Hemisphere winter (November to January), positive and negative anomalies of zonal wind propagate downward from the lower mesosphere to the troposphere at mid- and high latitudes. Consistent with these results, upwelling and downwelling anomalies of the residual circulation occur in the equatorial region, which create higher and lower temperatures in the equatorial lower stratosphere. This implies that the effect of the solar cycle appear as a modulation of the residual circulation. The time scale of the propagation is approximately one month. In contrast, the time scale of the propagation in Southern Hemisphere winter is longer, and the downwelling anomaly of the residual circulation is seen throughout the winter.

The annual mean residual circulation has an equatorward anomaly at mid latitude and a downward anomaly in the equatorial region. This is reflected in the features of early winter in each hemisphere. Thus the warm anomaly in the equatorial lower stratosphere may be mainly attributed to adiabatic heating, and the heating terms in the CCM suggest that UV radiation also affect the warm anomaly.

In conclusion, the solar component in the upper stratosphere is due to solar cycle forcing, and the solar component in the lower stratosphere is mainly due to chemical processes associated with volcanic forcing. Part of the solar component in the lower stratosphere may be attributed to solar cycle forcing. The dynamical analysis implies that planetary wave propagation and circulation changes related to the solar cycle are mainly caused by the solar component in the lower stratosphere.

目次

1 はじめに	1
1.1 太陽活動の11年周期変動が気候に与える影響	2
1.2 太陽変動の周期に対応した赤道域上部成層圏の変動	3
1.3 太陽変動の周期に対応した赤道域下部成層圏の変動	6
1.4 本研究の目的	10
2 解析手法	13
2.1 モデルの概要	13
2.2 CCM 実験設定	17
2.2.1 コントロール実験	17
2.2.2 CCM 感度実験	18
2.3 使用したデータ	19
2.4 太陽活動の影響の検出	21
2.4.1 重回帰解析 (multiple regression analysis)	22
3 赤道域の太陽11年周期変動	26
3.1 オゾンの時系列	26
3.2 重回帰解析を用いた太陽変動成分の検出	28
3.2.1 1980～2000年におけるオゾンの太陽変動成分	28
3.2.2 1980～2000年における気温の太陽変動成分	36
3.3 極大期、極小期の太陽定数固定実験	42
3.4 極大期と極小期間のオゾン、気温差の原因	48
3.4.1 上部成層圏のオゾン、気温差の原因	48
3.4.2 下部成層圏のオゾン、気温差の原因	53
3.5 長期間の実験結果との比較	65
3.5.1 1960～2006年におけるオゾンの太陽変動成分	65
3.5.2 1960～2006年における気温の太陽変動成分	71
3.6 3章のまとめ	74
4 中高緯度と赤道域の関係	76
4.1 中高緯度域と赤道域をつなぐ力学	76
4.2 東西風気候値の季節変化	78

4.3	両半球初冬季の解析	85
4.3.1	北半球の初冬季である12月の場合	85
4.3.2	南半球の初冬季である7月の場合	93
4.4	季節変化の解析	102
4.4.1	北半球冬季の場合	102
4.4.2	南半球冬季の場合	108
4.4.3	赤道下部成層圏の気温及び残差循環	113
4.5	モデルの低温バイアスに関する考察	119
4.6	4章のまとめ	123
5	まとめと今後の課題	124
A	記号一覧	128
B	解析に使用したE-P flux	129
C	解析に使用したrefractive index	131

1 はじめに

地表から約 10 ~ 50 km 付近に存在する成層圏は、高度とともに温度が高くなる静的に安定な領域であり、成層圏の大気は様々な要因によって変動していることが分かっている。成層圏の気候変動に影響する因子として、太陽活動の 11 年周期変動、火山噴火による硫酸エアロゾルの増加、赤道下部成層圏準 2 年周期振動 (quasi-biennial oscillation; QBO)、エルニーニョ/ラニーニャなどの海表面温度 (Sea Surface Temperature; SST) 変動、海氷変動、温室効果ガス (greenhouse gas; GHG) 濃度などが挙げられる (図 1.1)。

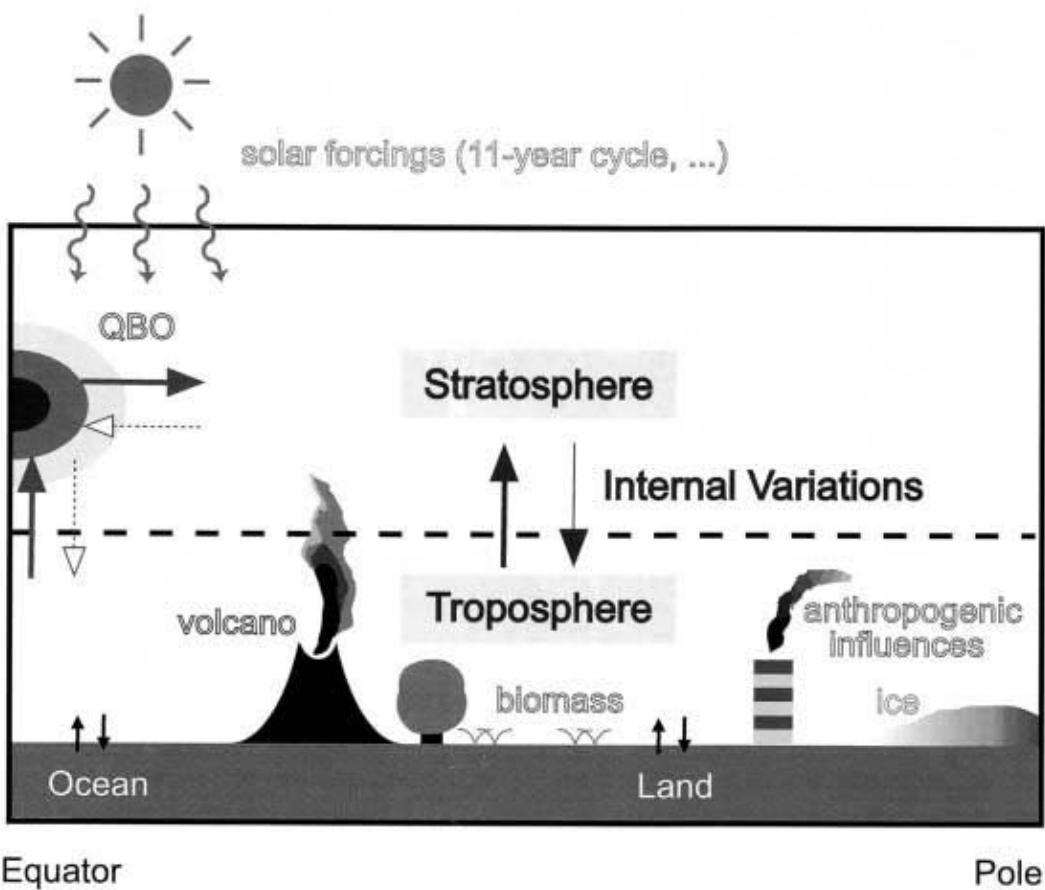


図 1.1: 成層圏の気候変動に影響する因子。Yoden et al. [2002] Figure 3 から引用。

Figure 1.1: External forcing to the stratosphere. Quoted from Yoden et al. [2002] Figure 3.

1.1 太陽活動の 11 年周期変動が気候に与える影響

太陽放射の変動が気候に与える影響については、長い間議論されてきた [e.g., *Her-shel*, 1801; *Hines*, 1974; *Pittock*, 1978; *Callis et al.*, 1985; *Brasseur and Solomon*, 1986]。そのうち、太陽活動が成層圏と中間圏のオゾン、気温変動に与える影響に関する研究の歴史は古く、それに対して対流圏との関係について統計的に確からしい知見が得られるようになったのは比較的最近のことである [e.g., *Baldwin and Dunkerton*, 1989; *Kodera*, 2002; *Ogi et al.*, 2003, 2004; *Coughlin and Tung*, 2004; *Kodera and Kuroda*, 2005]。

太陽放射の吸収には、主に地表付近の可視光の吸収と、成層圏界面付近を中心としたオゾンによる紫外線 (ultraviolet; UV) 吸収の 2 つがあり¹、ともに気温の極大を作る原因となる。このため成層圏では、太陽放射のうち UV 域で変動があるときにオゾンや気温の変動が見られると考えられる。

太陽放射は、地球の公転による 1 年周期の他に太陽の自転の 27 日周期、黒点の増減の 11 年周期などの時間スケールで変動することが知られている。長周期の変動では 11 年周期の変動が有名である。太陽放射の全エネルギー変化に着目した場合、11 年周期の極大期と極小期の変化は 0.08% で、Stefan-Boltzman の法則に当てはめて計算すると全球気温を 0.06 K 变えることにしか相当せず、検出できないほど小さな値である [*Austin et al.*, 2008]。しかし、*Marsh et al.* [2007] の Figure 1(図 1.2 として引用) や *Lean et al.* [1997] などによれば、オゾンの放射吸収にとって重要な UV 域の 200 ~ 250 nm の波長帯に着目すると、太陽活動の 11 年周期変動に伴い 4 ~ 8% 程度のエネルギー変動を示すことが分かっている。オゾンによる UV 吸収が大きい成層圏界面付近の大気密度は、地上の 1000 分の 1 程度であるため、UV 域の小さなエネルギー変動でも大きな気温変化として現れる。また、上部成層圏では酸素分子が UV 放射を吸収して酸素原子に光解離し、それが酸素分子と反応してオゾンを生成する反応が起こることが知られている。このため、UV 放射の強い上部成層圏で太陽活動の変動に伴うオゾン及び気温変動が見られると推測される。なお、太陽放射エネルギーの大部分を占めるのは可視光域であり、太陽活動に伴う可視光域のエネルギー変動が小さいため、上記のように全エネルギー変化は無視できる程小さい。それ故、可視光域の 11 年周期変動による地表付近への直接的な影響は無視できるものと考えられる。

他方で、UV 放射の大部分が上部成層圏で吸収されることから、下部成層圏にま

¹熱圏では酸素原子などが X 線や紫外線を吸収して電離し熱源となるが、成層圏、対流圏への影響はよく分かっていないので本研究では特に議論しない。

で到達できる UV 放射は上部成層圏に比べると小さい。このため、この辺りの高度では酸素からオゾンを生成する反応が起こりにくく、11 年周期の UV 放射の変動に伴う直接的な影響のみで下部成層圏のオゾン量の変動が起こることは考えにくい。太陽放射の変動が最も大きいと予想される赤道域上部成層圏での影響について 1.2 節で述べ、赤道域下部成層圏への影響について 1.3 節で述べる。

1.2 太陽変動の周期に対応した赤道域上部成層圏の変動

オゾンの衛星観測は 1970 年代後半から行われており、Solar Backscattered Ultraviolet (SBUV)、Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE) I, II、UARS Halogen Occultation Experiment (HALOE) などのデータが存在する。このような衛星観測データや再解析データによって、赤道域上部成層圏 1 ~ 10 hPa 付近（高度約 35 ~ 50 km）におけるオゾン、気温の変動に 11 年周期成分があることが分かっている。なお、太陽活動の極大期にオゾン濃度が高く高温傾向になり、極小期にオゾン濃度が低く低温傾向になる [e.g., Hood *et al.*, 1993; Chandra and McPeters, 1994; McCormack and Hood, 1996; Scaife *et al.*, 2000; Hood., 2004; Crooks and Gray, 2005; Keckhut *et al.*, 2005; Soukharev and Hood, 2006]。図 1.3 は Austin *et al.* [2008] による解析結果の一部であり、黒点線は衛星観測から重回帰解析により太陽 11 年変動との回帰係数として得られたオゾン変動（これをオゾンの「太陽変動成分」と表記する）を表している。赤道域の上部成層圏 2 hPa 付近で 1 ~ 3% 程度の正の値で有意である。気温の場合、1 hPa 付近で 0.5 ~ 1 K 程度の正の値で有意である（図 1.4）。なお、衛星データにより鉛直解像度が異なるため、極大を示す高度はデータ毎にわずかに異なる。

オゾンが放射に与える影響、オゾンの化学反応、輸送過程の計算が組み込まれ、さらに 11 年周期の太陽変動を直接的に計算できる数値モデルを用いた実験により、上部成層圏において太陽活動の 11 年周期に伴うオゾン変動が再現されている [e.g., Austin *et al.*, 2007; Marsh *et al.*, 2007]。Lee and Smith [2003] は 2 次元の化学-力学-放射モデルで太陽活動のみを変化させた実験を行い、上部成層圏の 11 年周期変動は太陽活動によるものであることを示した。化学、力学、放射とそれらの相互作用を計算できる 3 次元の化学気候モデル (Chemistry Climate Model; CCM) を用いた実験も行われ、太陽 11 年周期の影響を含む 3 次元 CCM と含まない 3 次元 CCM との比較でも同様の結果が示唆されている [e.g., Austin *et al.*, 2008]。図 1.3 で色の付いた実線は、Austin *et al.* [2008] で世界の 11 個の CCM 実験から重回帰解析を用い

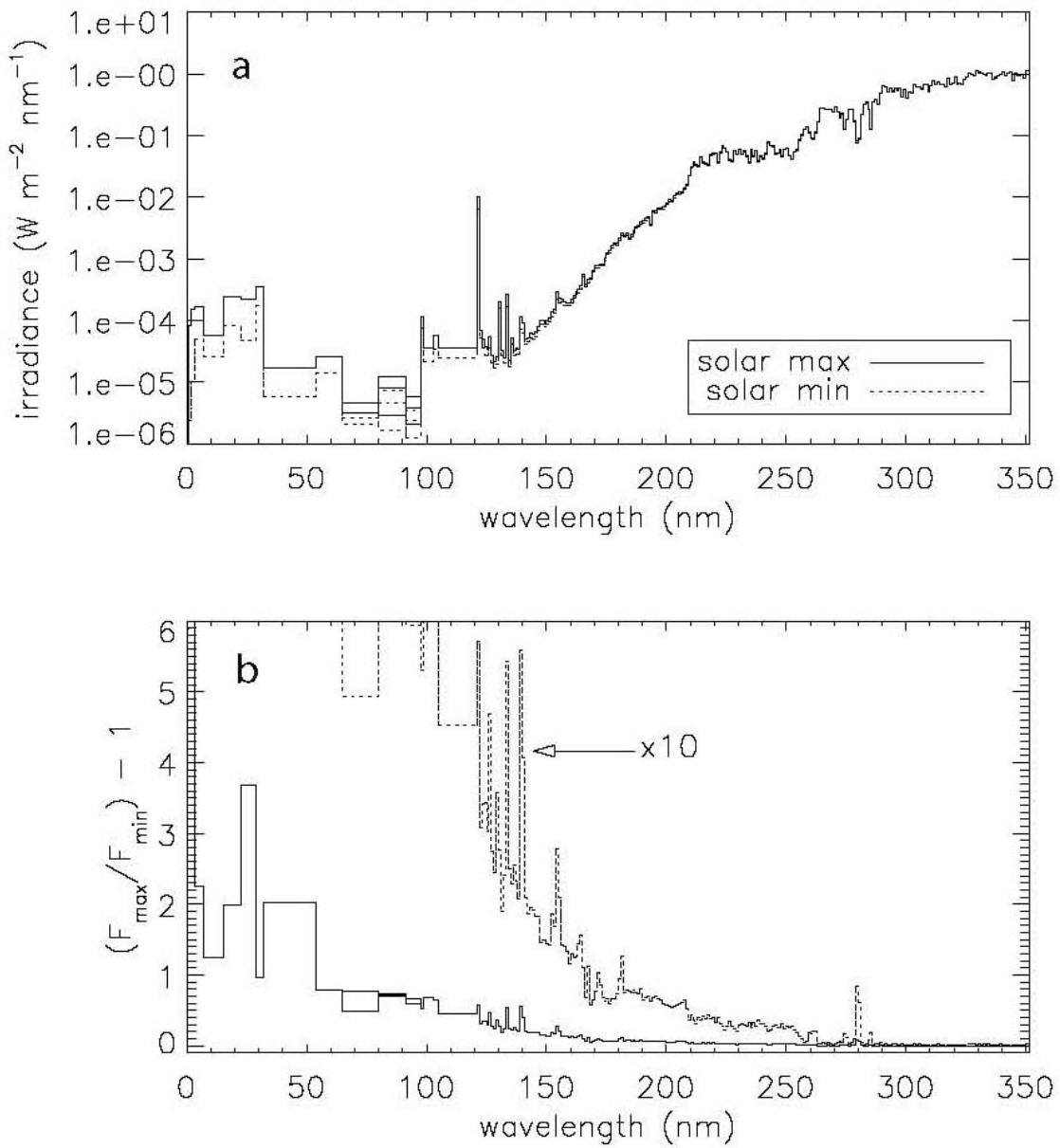


図 1.2: 太陽変動の 11 年周期に対応した放射スペクトル変化。Marsh et al. [2007] Figure 1 から引用。(a) 太陽活動極大期と極小期における 0.05 nm から 350 nm の放射スペクトル分布 ($\text{Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$)。(b) 実線は太陽活動極小期に対する太陽活動極大期の放射スペクトルの増加率。点線は 10 倍した値。

Figure 1.2: (a) Spectral irradiance ($\text{Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$) between 0.05 nm and 350 nm used for solar maximum (solid line) and solar minimum conditions (dashed line). (b) Increase in spectral irradiance at solar maximum relative to solar minimum. Dotted line is 10 times of solid line. Quoted from Marsh et al. [2007] Figure 1.

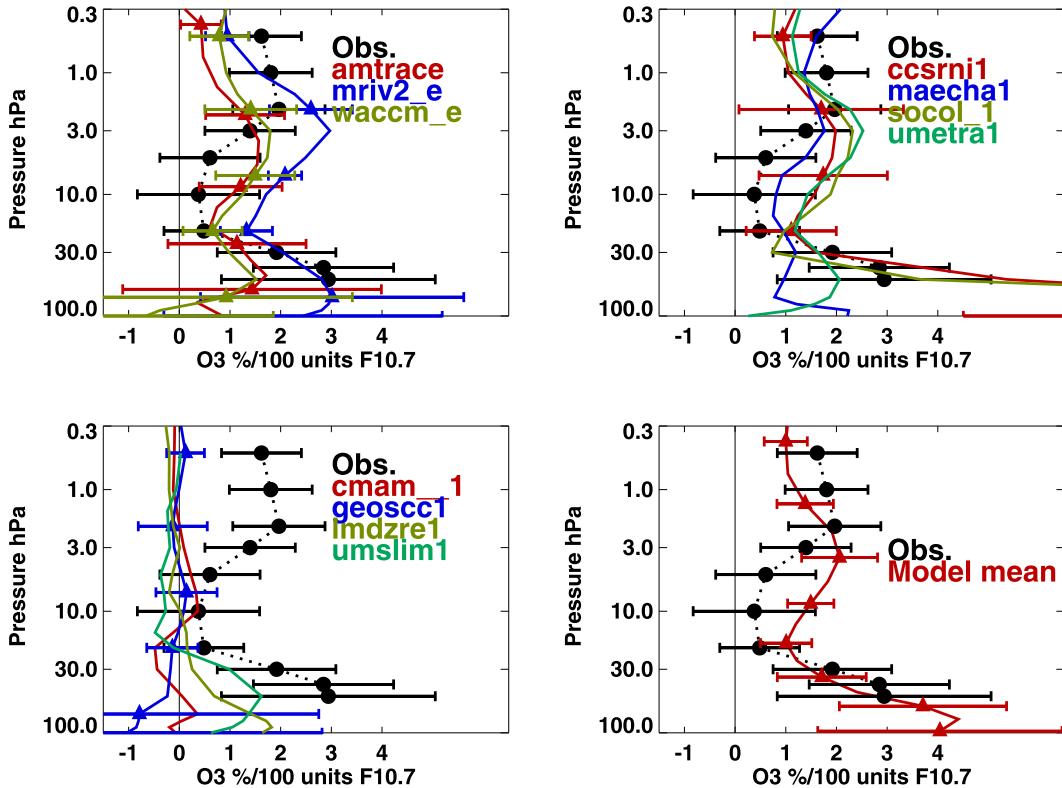


図 1.3: 太陽変動の 11 年周期に対応した赤道域 25°S - 25°N 平均のオゾン変動 (オゾンの「太陽変動成分」)。Austin et al. [2008] Figure 4 から引用。衛星観測 (黒点線) は Soukharev and Hood [2006] で行った SBUV、SAGE、HALOE の衛星観測を平均したもの。色の付いた実線はモデル実験の結果で、上のパネルは太陽変動の 11 年周期を含み左下のパネルは含まないモデルの結果。右下は太陽変動の 11 年周期を含むモデル実験の結果の単純平均。誤差棒は 95% の有意水準。

Figure 1.3: Ozone solar variation averaged over the latitude range 25°S to 25°N . The top left panel illustrates the results for ensemble simulations and the top right panel shows the single simulation results, in both cases for models with a solar cycle. The lower left panel illustrates the results for those models without explicit solar forcing. The lower right panel shows a simple mean of the simulations of the models with solar forcing (red line). The dotted black line in all the panels is the mean of the observations from three independent satellite instruments (SBUV, SAGE, HALOE) presented by Soukharev and Hood [2006]. Quoted from Austin et al. [2008] Figure 4.

て取り出した「太陽変動成分」の結果である。上のパネルが 11 年周期の太陽変動を陽に含む CCM の結果で、オゾンの太陽変動成分にはモデル間で極大の高度、極大値にはばらつきがあるものの、上部成層圏で 1~3% 程度の値で有意である。一方、図 1.3 の左下のパネルは 11 年周期の太陽変動を陽に含まない 3 次元 CCM の結果であるが、5 hPa 付近でオゾンの太陽変動成分が不明瞭となることが分かる。このように、11 年周期の太陽変動が上部成層圏でみられるオゾンの太陽変動成分の原因であることが数値モデルの結果から知られている。しかし、QBO、火山、SST が影響する可能性も含めた詳細な解析は行われていない。

1.3 太陽変動の周期に対応した赤道域下部成層圏の変動

1.1 節で述べたように、下部成層圏では、11 年周期の UV 放射変動の影響のみで太陽変動成分を説明することは困難である。しかし、図 1.3 と図 1.4 の衛星観測結果では、下部成層圏に関しても正の太陽変動成分が見られることが分かる。これは、太陽 11 年周期の極大期にオゾンが高濃度で気温が高温、極小期にオゾンが低濃度で気温が低温傾向になることに対応する。なお、オゾンの太陽変動成分は 100 hPa 付近で 4% 程度のピーク、気温では 100 hPa 付近で 0.5 K 程度のピークを示し、いずれも有意である。このように、オゾンや気温は上部成層圏だけでなく下部成層圏でも太陽 11 年変動と正の相関関係を持っていることが分かる。

太陽放射の変動が下部成層圏に影響するプロセスとしては、上部成層圏の放射変動が波と平均流の相互作用 (wave mean flow interaction) を変調しブリューワー・ドブソン循環 (Brewer Dobson circulation; BD circulation) を変えることで下部成層圏に影響するという 1 つの仮説が考えられている [Kodera and Kuroda, 2002]。これは、Haynes *et al.* [1991] による「ダウンワードコントロール理論 (downward control principle)」を赤道域に適用したものである。Kodera and Kuroda [2002] は、太陽活動の極大期における UV 放射の強化に伴い中緯度上部成層圏で西風が強化され、それが惑星波の伝播を抑制し波と平均流の相互作用を変調することで中緯度に赤道向き偏差の循環が駆動されることを客観解析データから示した。さらに、その循環偏差が赤道域下部成層圏で断熱加熱を伴う下降流となって高温偏差を形成するという可能性を示唆した (図 1.5)。オゾンは 10 hPa 付近で最大値を示すので、下降する BD 循環の偏差により下部成層圏へオゾンが移流されオゾンのピークが形成されると考えられる。しかし、太陽活動の極大期と極小期の間の西風強度の違いは数 m/s 程度であるため、この違いのみで循環が決まるのか疑わしい。また Kodera and Kuroda

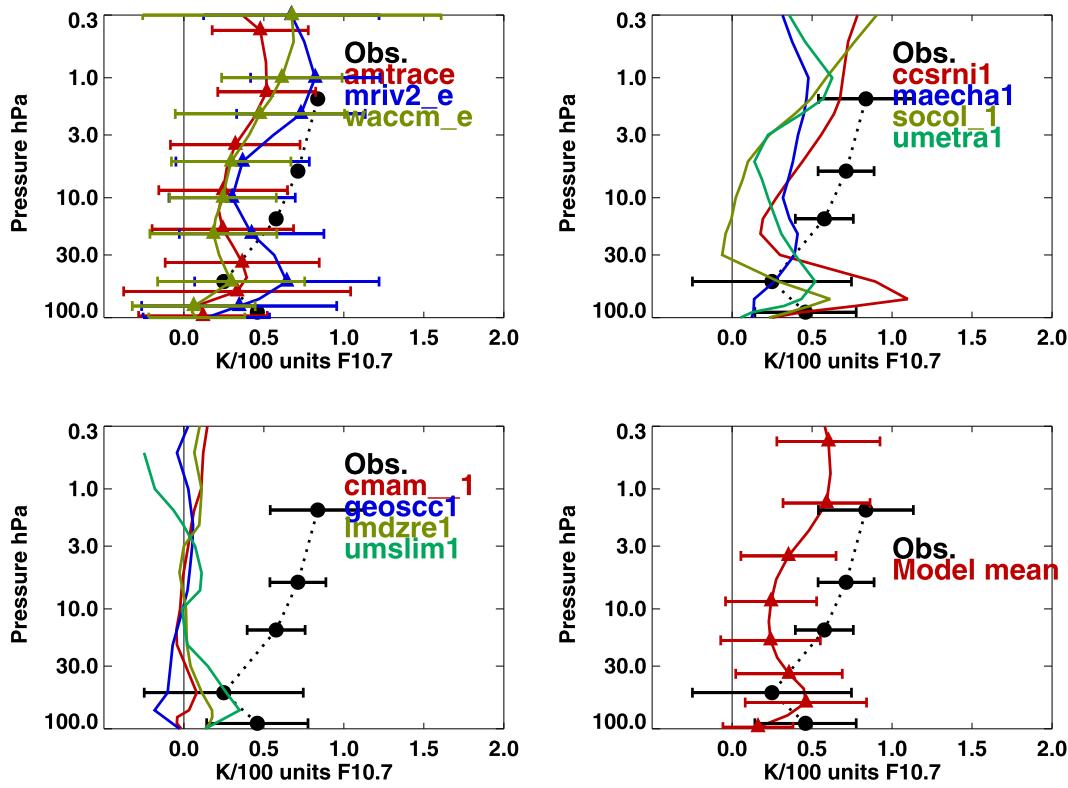


図 1.4: 太陽変動の 11 年周期に対応した赤道域 25°S - 25°N 平均の気温変動 (気温の「太陽変動成分」)。Austin *et al.* [2008] Figure 12 から引用。衛星観測 (黒点線) は Scaife *et al.* [2000] で行った Stratospheric Sounding Unit (SSU)、Microwave Sounding Unit (MSU) の衛星観測から作りなおしたもの。色の付いた実線はモデル実験の結果で、上のパネルは太陽変動の 11 年周期を含み左下のパネルは含まないモデルの結果。右下は太陽変動の 11 年周期を含むモデル実験の結果の単純平均。

Figure 1.4: Temperature solar variation averaged over the latitude range 25°S to 25°N . The upper left panel are the results from ensemble simulations and the upper right panel are the results from single simulations, in both cases for models with a solar cycle. The lower left panel illustrates the results for those models without explicit solar forcing. The lower right panel shows the mean of all the models with explicit solar forcing. The solar cycle derived from SSU and MSU data is indicated by the dotted black line, and data are reprocessed from Scaife *et al.* [2000]. Quoted from Austin *et al.* [2008] Figure 12.

[2002] は、極大期に中緯度域で赤道向きの循環偏差を検出するに留まっており赤道域の下降流の解析には踏み込んでいない。赤道域では火山噴火や QBO、SST なども大気循環に影響を及ぼしているので、観測データや客観解析データによって太陽活動のみの影響を調べることが難しい可能性がある。このため、赤道域の偏差形成プロセスについて数値モデルを用いた検証が必要であると思われる。太陽 11 年周期変動の影響を他の変動要因と切り分けて計算できる CCM を用いることで、赤道域の偏差形成プロセスの検証が可能となる。

このようなプロセスで下部成層圏のオゾン及び気温変動に太陽活動が影響すると考えられているが、太陽変動周期に比べてデータ長が十分でない場合、重回帰解析で検出される太陽変動成分は必ずしも太陽活動による影響を有意に表しているとは限らない。特に、1980～2000 年の期間において太陽活動の周期に近い 9 年の間隔で 1982 年の El Chichón (17°N , 93°W) と 1991 年の Pinatubo (15°N , 120°E) という 2 つの大きな火山噴火が赤道域で起こっている。いずれも 20 世紀を代表する噴火イベントであり、火山性エアロゾルが下部成層圏にまで到達するほどの大規模な噴火であった。これらの火山噴火により下部成層圏で硫酸エアロゾルが増加し、不均一化学反応(以下、不均一反応と表記する)の反応表面積が増加することで、赤道域下部成層圏のオゾン濃度が噴火から数年間程低下したことが知られている [Tie *et al.*, 1994; Rosenfield *et al.*, 1997; Crooks and Gray, 2005]。火山噴火の間隔が 1980～2000 年における太陽活動の 11 年周期に近く、その噴火の時期も太陽活動極大期の終わり頃の時期と合っていたために、火山性エアロゾルの強制力によるオゾン、気温変動を太陽変動との回帰係数「太陽変動成分」として検出してしまった可能性がある。

QBO に関しては、Lee and Smith [2003] が 2 次元モデルで QBO を含めた実験と含めない実験の比較を行い、短期間の解析では QBO が太陽 11 年周期のどちらかの位相に偏る影響を「太陽変動成分」として検出する可能性があることを指摘した。また、11 年周期の太陽変動が QBO 周期を変調する統計的な傾向があるために、オゾンの太陽変動成分には QBO の影響が含まれる可能性を示唆した研究もある [McCormack, 2003; McCormack *et al.*, 2007; Fischer and Tung, 2008]。一方、Austin *et al.* [2008] は、QBO を含む CCM と含まない CCM の結果から重回帰解析で検出した太陽変動成分に違いが見られないことを指摘しており、赤道域下部成層圏の太陽変動成分に対する QBO の影響にはコンセンサスが得られていない。これらの研究は 2 次元モデルや観測あるいは異なる CCM 間の実験比較にとどまっており、さらに単独の 3 次元モデルで QBO を含めた実験と含めない実験を行い確かめる必要がある。

SST の影響を議論した研究もいくつか見受けられる。Marsh and Garcia [2007]、

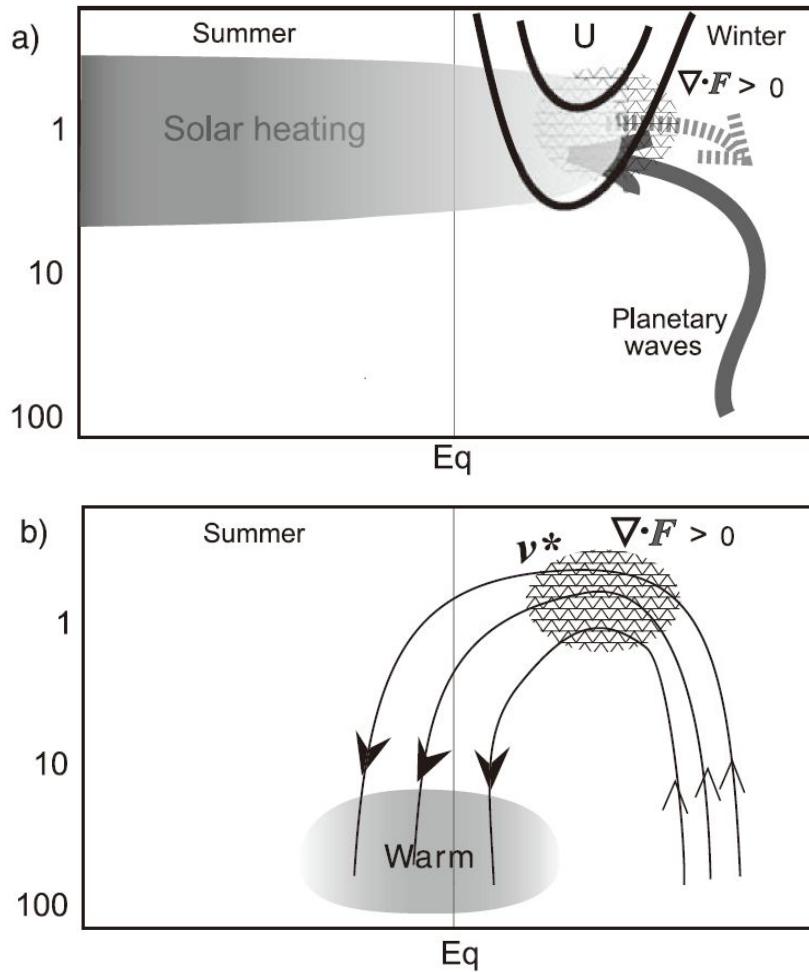


図 1.5: 太陽 11 年周期変動の下部成層圏への影響を表す模式図。Kodera and Kuroda, [2002] Figure 15 から引用。太陽極大期の放射により中緯度の西風が強まることで中緯度上部成層圏の波が屈折して西風加速偏差に働き ($\nabla \cdot \mathbf{F} > 0$)、BD 循環による強制力 ($f v^* < 0$) とつりあって赤道向きの BD 循環偏差が励起されるという仮説である。

Figure 1.5: Schematic illustration of the solar influence on the lower stratosphere. Stronger westerly jet due to increased solar forcing during the maximum phase deflects planetary waves from the subtropics, which creates anomalous divergence of the E-P flux and westerly acceleration ($\nabla \cdot \mathbf{F} > 0$). Wave forcing is corresponding to the forcing of BD circulation ($f v^* < 0$), which reduces BD circulation and warming in the tropical lower stratosphere (shading).

Austin et al. [2008] では、重回帰解析の項に SST の変動を含めた結果と含めない結果の比較から下部成層圏の「太陽変動成分」には SST の影響が混在する可能性を示唆した。その原因として、エルニーニョ・南方振動 (El Niño-Southern Oscillation; ENSO) が太陽 11 年周期と統計的に完全には分離されていないため、ENSO に伴う SST 変動が BD 循環を変調し下部成層圏に影響する効果が太陽変動成分として検出される可能性を議論した。なお、赤道域では、1980～2000 年の期間に太陽 11 年周期と SST 変動に正の相関関係があることも指摘されている [e.g., *White et al.*, 2003]。SST を気候値に固定した実験と観測の SST 変動を与えた実験との比較により、SST の年々変動が下部成層圏の太陽変動成分に影響する可能性が指摘されており [*Austin et al.*, 2007; *Marsh et al.*, 2007]、このような議論と矛盾しない。SST が影響する可能性を確かめることは、観測に基づき SST 分布の年々変動を与えた実験に対して SST を固定した実験を行い、比較検討することで可能となる。

1.4 本研究の目的

本章で述べたように、これまでの研究により、太陽活動の 11 年周期に伴うオゾン、気温の変動には上部成層圏と下部成層圏の 2ヶ所に分離したピークがあるとされてきた。これらの変動は重回帰解析により太陽変動との回帰解析として得られたものであるが、衛星観測が行われデータの精度が向上した 1970 年代後半以降のデータ蓄積期間が短く、太陽変動周期に比べてデータ長が十分でないために、これらの変動の全てが太陽活動による影響を表しているとは限らない。具体的には、太陽活動の 11 年周期の他に火山噴火や QBO、SST 年々変動などの影響が含まれる。このような太陽変動成分として検出される可能性のある因子の寄与には未知な部分が多く、特に下部成層圏の寄与の定量的な見積もりは重要な研究課題として残っている。しかしながら上記のようにデータ蓄積期間が短いため、観測データ解析によってこれらの寄与を分離して評価することは非常に困難である。

これらの因子の影響を評価するには、例えば太陽 11 年周期変動に伴う UV 域の放射の変化とそれに伴うオゾンの生成、そして循環場の変調に伴うオゾン輸送の変化といった力学、放射、化学の相互作用を陽に計算することができる数値モデルを用いることが有効と考えられる。こうした計算は資源面での負荷が大きく長い間 1 次元及び 2 次元モデルが用いられてきたが、近年の計算機技術の発達により 3 次元 CCM を用いた計算が可能となり、3 次元 CCM の出力から容易に太陽変動成分を得られるようになった。1.3 節で述べた太陽活動に伴う惑星波と平均東西風の相互作用の変調と

それによる循環場の変調の影響を評価するという意味では、特に中高緯度の惑星波の伝播を陽に計算可能である3次元CCMを用いることが重要である。成層圏過程とその気候における役割 (Stratospheric Processes And their Role in Climate; SPARC) の化学気候モデル検証 (CCM Validation; CCMVal) 国際プロジェクト [Eyring *et al.*, 2007] の近過去気候再現実験では、世界の11個の3次元CCMで共通に太陽11年周期の時系列、火山噴火のエアロゾル分布、SST分布のデータが観測に基づいて与えられ、温室効果ガスやハロゲンガス濃度も共通のシナリオを基に与えられた実験が行われた。これにより、先ほど述べた太陽11年周期の影響を計算できるモデルで上部成層圏のピークが再現され、下部成層圏においてもおおむね分離したピークが現れる特徴が示されていた [e.g., Austin *et al.*, 2008]。CCMでは、例えば「火山噴火の影響がない大気」をモデルの中で作ることができ、こうした実験は感度実験と呼ばれている。近過去気候再現実験に対し太陽変動成分として検出される可能性のある因子のいくつかを除去した感度実験を行うことでこれら因子の寄与を評価し、それぞれが影響するメカニズムを調べることも可能となる。

本研究で用いる東京大学気候システム研究センター (Center for Climate System Research, University of Tokyo; CCSR)/国立環境研究所 (National Institute for Environmental Studies; NIES) CCMでは、前述の太陽11年周期に関する力学、放射、化学相互作用の影響の他、オゾン破壊の評価に重要なCl、Br分子を含むハロゲンとオゾンとの化学反応や火山噴火で放出される硫酸エアロゾル上での不均一反応も計算している。1.3節で述べたような、1982年のEl Chichónと1991年のPinatubo火山の噴火に伴う硫酸エアロゾルの増加による不均一反応でオゾンが減少する影響を見積もるという意味において、不均一反応を計算するスキームを組み込んだCCMを使用することが必要不可欠と考えられる。このCCSR/NIES CCMは、CCMValの近過去気候再現実験、将来予測実験に参加し「世界気象機関 (World Meteorological Organization; WMO) オゾン層破壊の科学アセスメント」(オゾンアセスメントレポート)2006[WMO, 2007]で結果を報告しており、高い信頼性があると評価を受けたモデルでもある。

本研究では、このCCSR/NIES CCMを用いて成層圏のオゾン、気温変動に対する11年周期の太陽変動と火山噴火などの影響を個別に見積もり、その影響のメカニズムを力学的、化学的に考察することを研究の目的とする。また、CCM実験の信頼性を調べるために、再解析データとの比較も行う。

2章では、モデルの概要と解析手法について述べる。3章では、3次元CCMでシナリオ実験からの感度実験を用いて赤道域の太陽変動成分に対する太陽11年周期と

火山噴火などの影響を見積もる。更に、太陽活動が赤道域下部成層圏に影響する力学について4章で考察する。5章にまとめを記述する。

3章の数値実験、データ解析、論文作成等は全て著者が行い、共著者には議論や校正、重回帰解析プログラムの提供をして頂いた。

2 解析手法

2.1 モデルの概要

本研究では、CCSR と NIES の共同研究で開発された 3 次元の CCM を使用した。このモデルは、CCSR/NIES 大気大循環モデル (Atmospheric General Circulation Model; AGCM) 5.4g を基にしている。CCSR/NIES AGCM には、大気モジュール、放射モジュール、陸面、海洋モジュールとそれらの相互作用が含まれている [see Numaguti, 1993; Numaguti *et al.*, 1995]。図 2.1 は本研究で使用した CCSR/NIES CCM の概念図である。CCSR/NIES CCM には、これらのモジュールに加え、成層圏化学モジュールとそれに関するモジュール間の相互作用が含まれる [e.g., Akiyoshi *et al.*, 2004]。

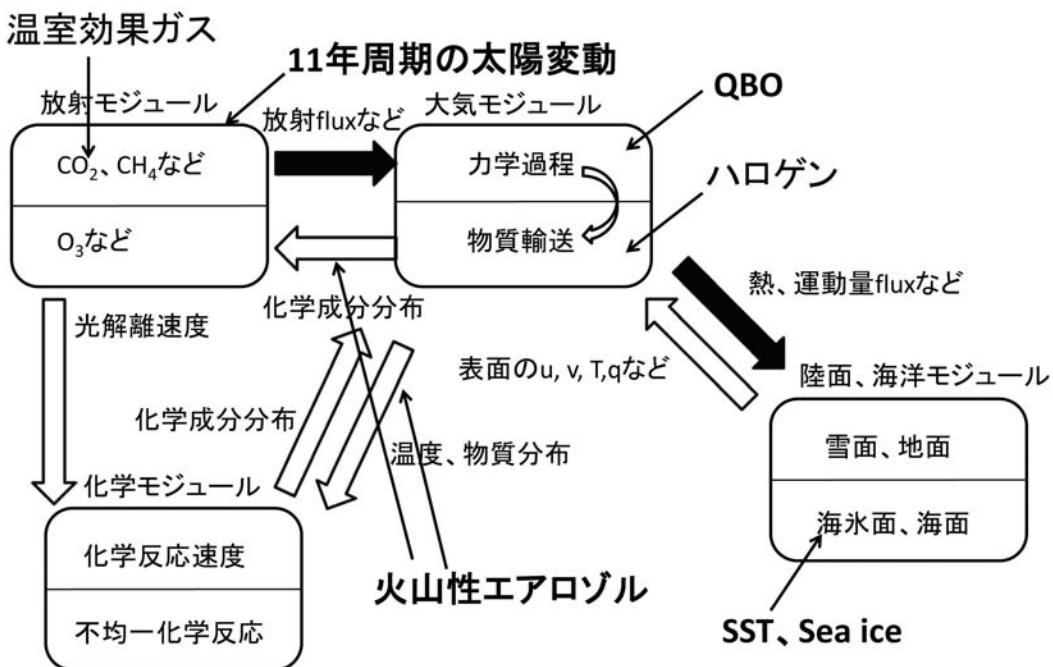


図 2.1: CCM と CCMVal-REF1 実験の概念図

Figure 2.1: Schematic illustration of CCM and CCMVal-REF1 experiment.

大気モジュール

大気モジュールに用いられた基礎方程式は、3 次元の球面プリミティブ方程式系で、鉛直座標としては σ 座標系が使われている ($\sigma = p/p_s$ のようにその場の地表面気圧 p_s で規格化されている)。水平方向の離散化はスペクトル法を用いており、本

研究で用いたモデルのスペクトル切断波数は T42 である（経度、緯度方向に約 2.8° の水平分解能）。なお、鉛直方向の離散化には有限差分法が用いられている²。

CCSR/NIES AGCM は対流圏の他、モデルの計算領域を鉛直方向に拡張することで成層圏の研究にも利用され、下部成層圏における QBO の研究 [Takahashi, 1996, 1999; Niwano and Takahashi, 1998]、重力波の研究 [Kawatani et al., 2003, 2009] などが行われてきた。本研究で用いたモデルは、鉛直 34 層、モデルのトップは約 80 km で、上部対流圏から下部成層圏にかけて約 1 km の鉛直分解能を持つ（表 2.1、図 2.2 参照）。この鉛直分解能があれば鉛直伝播するロスビー波など鉛直波長の長い波は表現可能であるが、鉛直波長の短い内部重力波は十分に表現し切れない。水平解像度は T42 であるため、内部重力波を表現するには水平的にも不十分である。このため、地形によって励起される内部重力波の運動量輸送は、McFarlane [1987] のパラメタリゼーションで、積雲対流、前線風のシアーや非地形性の重力波による運動量輸送は、Hines [1997] のパラメタリゼーションで表現している。その他に大気モジュールには、パラメタリゼーションとして積雲対流に関係した対流・凝結・降水を表現する積雲対流過程 (Arakawa-Shubert スキーム [Arakawa and Shubert, 1974])、層雲など積雲対流以外の雲に関わる凝結・降水過程を表現する大規模凝結スキーム、成層が対流不安定となった場合に温度減率を乾燥断熱減率に調節する乾燥対流調節スキーム、乱流拡散による物理量の鉛直フラックスを評価する鉛直拡散スキームなどが含まれる。

陸面、海洋、放射モジュール

陸面、海洋モジュールでは、大気モジュールで計算された熱、運動量フラックスなどを基に地表面、海表面の熱、運動量収支を計算し、表面の物理量を大気モジュールに戻している。また、降水、降雪量を基に地表面の水収支やアルベドの変化を計算する。放射モジュールでは、2ストリーム法および k-distribution 法による放射伝達計算を行う [see Nakajima et al., 1995]。なお、放射の計算では、上空で重要な大気の球面効果を考慮している [see Kurokawa et al., 2005]。

成層圏化学モジュール

CCSR/NIES AGCM に成層圏化学モジュールを導入して、このモジュールで計算されたオゾン分布と放射計算を結合させる研究が、Nagashima et al. [1998]、Takigawa et al. [1999] などによって行われた。化学モジュールでは、NOx-HOx-ClOx-BrOx

²鉛直離散化は、全領域積分した質量、エネルギー、角運動量と全質量積分した温位が保存するように Arakawa and Suarez [1983] のスキームが用いられている。

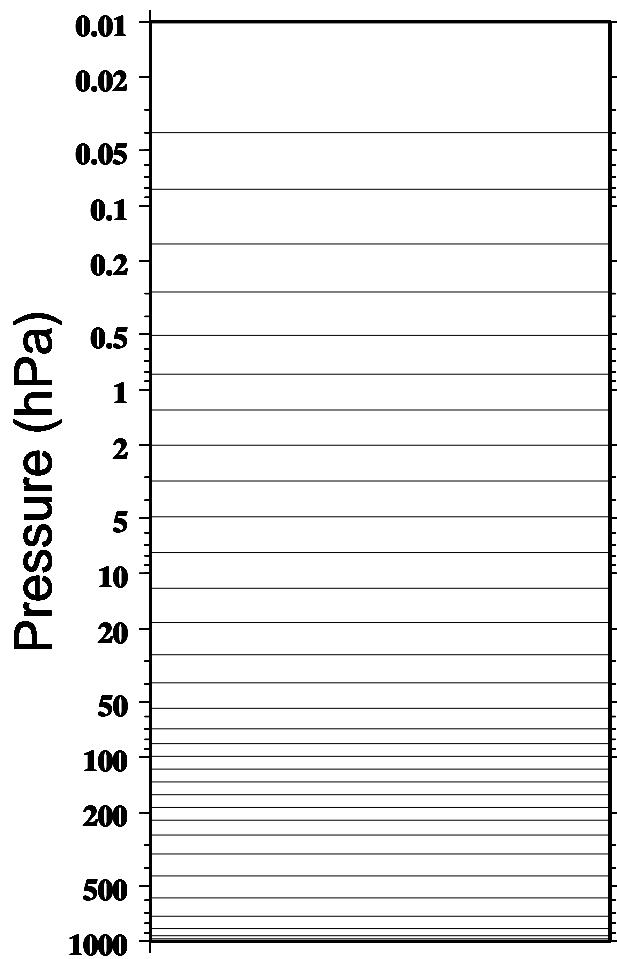


図 2.2: 本研究で使用した CCSR/NIES CCM の鉛直グリッド。

Figure 2.2: Vertical grid of the CCSR/NIES CCM used in this study.

N	σ	気圧 (hPa)	高度 (m)	N	σ	気圧 (hPa)	高度 (m)
1	1.00000	1000.00000	0.0	18	0.06980	69.80000	21297.0
2	0.99000	990.00000	80.4	19	0.05400	54.00000	23350.2
3	0.97000	970.00000	243.7	20	0.03940	39.40000	25871.9
4	0.93000	930.00000	580.6	21	0.02760	27.60000	28719.5
5	0.85000	850.00000	1300.2	22	0.01850	18.50000	31919.9
6	0.73000	730.00000	2517.7	23	0.01200	12.00000	35382.8
7	0.58000	580.00000	4357.8	24	0.00768	7.68000	38953.1
8	0.44000	440.00000	6567.8	25	0.00491	4.91000	42531.9
9	0.33400	334.00000	8772.9	26	0.00314	3.14000	46108.3
10	0.26500	265.00000	10624.2	27	0.00201	2.01000	49677.0
11	0.22000	220.00000	12113.0	28	0.00129	1.29000	53224.9
12	0.18700	187.00000	13413.2	29	0.00083	0.82600	56791.3
13	0.16000	160.00000	14660.7	30	0.00051	0.50800	60680.2
14	0.13600	136.00000	15960.8	31	0.00030	0.29500	65028.3
15	0.11600	116.00000	17233.3	32	0.00016	0.16200	69823.3
16	0.09880	98.80000	18517.3	33	0.00008	0.08160	75309.5
17	0.08410	84.10000	19806.0	34	0.00004	0.04000	81013.0

表 2.1: 本研究で使用した CCSR/NIES CCM の鉛直グリッド。

Table 2.1: Vertical grid of the CCSR/NIES CCM used in this study.

系の均一化学反応やオゾン破壊の計算に重要な極域成層圏雲 (Polar Stratospheric Cloud; PSC) 上、成層圏硫酸エアロゾル上での不均一化学反応が計算されている。また、化学モジュールでは、乾性沈着、降水による湿性沈着も考慮している。化学モジュールで化学成分分布を計算し、大気モジュールで大気の循環による輸送を計算し、放射モジュールで化学成分による放射収支を計算する。また、化学モジュールでは、放射モジュールで計算された光解離速度を使用する。

CCSR/NIES CCM の詳細は、*Takigawa et al. [1999]* 及び *Nagashima et al. [2002]* に示され、*Nagashima et al. [2002]* 以降の改良点は、*Akiyoshi et al. [2009]* で述べられている。また、CCSR/NIES CCM を含む 11 個の CCM のデータから重回帰解析を用いて得られた太陽変動成分について *Austin et al. [2008]* で報告された。なお、*Akiyoshi et al. [2009]* では、CCSR/NIES CCM で CCMVal の近過去気候実験 REF1、将来予測実験 REF2 シナリオ実験を行った結果に対し線形トレンド項、太陽 11 年周期の項、火山噴火の項、QBO の項、QBO 直交成分の項、SST の項を含む重回帰を用いて得られた 1980 ~ 2004 年の線形トレンド項について報告しており、山下が線形トレンド項の計算に携わった。本研究では、*Akiyoshi et al. [2009]* と同じ重回帰の式を用いた (後述)。

2.2 CCM 実験設定

2.2.1 コントロール実験

SPARC の CCMVal では、近過去気候再現実験として REF1 シナリオ実験 (CCMVal-REF1 実験) が推奨されている [Eyring et al., 2006; WMO, 2007]。本研究では、この実験をコントロール実験 (以下 CNTL 実験で表記) と呼ぶ。CNTL 実験では、太陽 11 年周期変動、火山性エアロゾル、SST 変動等の影響の評価には観測結果に基づき作成された各モデル共通のデータが用いられている。この実験設定の詳細は以下に述べる。

CNTL 実験では、ハロゲンなどのオゾン層破壊物質 (ozone-depleting substances; ODS) は地表面での密度が WMO-Ab シナリオ [WMO, 2003] に従って与えられており、CCM の大気モジュールで輸送される (図 2.1)。また、その密度分布を基にオゾンの化学変化が計算されている。CO₂、CH₄、N₂O といった GHG の濃度は IPCC-A1B シナリオ [Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2000] に従って与えられており、放射モジュールに入力されている。

SST、sea ice は、UK Met Office Hadley Center で提供された月平均 HadISST1 が用いられ [Rayner et al., 2003]、海洋モジュールで SST、sea ice の全球分布を計算する代わりに HadISST1 のデータから全球分布が与えられる。なお、HadISST1 のデータは、CCM の東西、南北グリッドに合わせて線形内挿されている。

太陽活動の 11 年周期に対応する UV 放射変動は、10.7cm 電波強度フラックス (F10.7) とよく対応することが知られている。CCM の中で 11 年周期の UV 放射変動は、その時間変化を F10.7 (http://www.pa.op.dlr.de/CCMVal/Forcings/SolarCycle/maver_1951-2000.dat を使用) の時間変化として与えることで計算している。具体的には、極大期と極小期の間の放射変動幅をスペクトルビン毎に計算し、各月の F10.7 の値が極大期の F10.7 と極小期の F10.7 間のどの値にあるかを放射モジュールに入力することで、その月の UV 放射のエネルギーを計算している。なお、各波長帯の変動幅は Lean et al. [1997] による 1986 年 9 月 (太陽 11 年周期の極小期) と 1989 年 11 月 (太陽 11 年周期の極大期) 間のスペクトルビン毎の変動幅を参照して与えられている。

解像度が低く QBO を自励できないため、QBO は Giorgetta and Bengtsson [1999] を参照に赤道付近の帶状平均東西風 (\bar{u}) を (2.1) 式のように東西風の観測データ (\bar{u}_{obs}) にナッジングさせることで与えられる。なお赤道域東西風のデータは、Gan, Maldives (0.41°S, 73.09°E) と Singapore (1.22°N, 103.55°E) の観測データを基に作成され

た。データは、CCMVal のウェブサイト (http://www.pa.op.dlr.de/CCMVal/Forcings/qbo_data_ccmval/u_profile_195301-200412.html) で提供されている。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \dots - \tau_x(\bar{u} - \bar{u}_{\text{obs}}) \quad (2.1)$$

$$\tau_x = -\frac{1}{\tau} \exp \left[-(y^2/(2y_h^2)) - (z - z_0)^2/(2z_h^2) \right]$$

ここで、ナッジングの緩和時定数 $\tau = 5(\text{day})$ で、 y は緯度 (deg)、 z は高度 (m) である。また、 $y_h = 10(\text{deg})$ 、 $z_0 = 30(\text{km})$ 、 $z_h = 8(\text{km})$ の値を用いた。 \bar{u} は、モデルの東西風で、 \bar{u}_{obs} はナッジングさせる観測の東西風である。 u ではなく、 \bar{u} をナッジングさせているのは、赤道波の振幅を 0 にナッジングさせないようにするためにある [J. Austin, personal communication, 2008]。

火山性エアロゾルの影響は、化学と放射の影響の両方を取り込んで評価している。化学の影響は成層圏硫酸エアロゾルの反応表面積密度として取り込まれている。反応表面積密度の帯状平均、月平均した緯度-高度断面のデータは CCMVal の HP (<http://www.pa.op.dlr.de/CCMVal/Forcings/>) で提供されており、CCM の南北、鉛直グリッドに合わせて内挿することで化学モジュールに入力されている。これらのデータは、SAGE I, SAGE II, stratospheric aerosol measurement (SAM) II の衛星観測データを基にしている。放射の影響は、鉛直方向の 4 高度範囲に 550 nm の光学的厚さの月平均データを入力することで取り込んでいる。光学的厚さのデータは、Hansen *et al.* [2002], Sato *et al.* [1993] のデータを基にしており、<http://data.giss.nasa.gov/modelforce/strataer> で提供されている。なお、光学的厚さのデータは緯度方向に 24 グリッドで提供されており、CCM の南北グリッドに合わせて内挿されている。

モデルになじみやすいように他の実験のリストアート出力をスピンアップされた初期値として 1975 年から計算され、1980 年から 2000 年までの出力データを解析に使用した。

2.2.2 CCM 感度実験

CCMVal-REF1 実験のデータ期間は、衛星観測が行われ観測の信頼性が高まった 1970 年代後半以降の 1980 ~ 2000 年である。1 章で述べたように太陽変動周期に比べてデータ長が十分でないために、観測や CNTL 実験から得られる太陽変動成分には、この期間において 9 年間隔で起こった火山噴火や、QBO、SST 年々変動等の影響が含まれうる [e.g., Lee and Smith, 2003; Austin *et al.*, 2008]。CCM の感度実験を

用いることでこれら要因の寄与を評価することが可能となるため、これらの影響のいくつかを除去した感度実験を行った（表 2.2）。

感度実験で各要因の年々変動を含めた場合に を、含めない場合に × を表記した。太陽 11 年変動と書かれた行で と表記されている場合、CNTL 実験と同様に UV 放射の 11 年周期変動を含む感度実験であることを意味している。なお、前述のように UV 放射の 11 年周期変動は F10.7 の時間変化で与えられる。一方、 × と表記された実験では、一定の F10.7(太陽活動の極小期に当たる 1986 年 9 月と太陽活動の極大期に当たる 1989 年 11 月の中間の値)を与えることで太陽定数を固定した感度実験であることを意味する。このような実験設定により CNTL 実験から太陽 11 年周期の影響のみを除去した感度実験を SCONST 実験と表記する。火山噴火と書かれた行で × と表記されている場合、火山噴火の影響が少なく比較的清浄な状態と考えられる年（計算開始年の 1975 年）の火山性エアロゾルの値に固定した感度実験であることを意味する。このような実験設定で CNTL 実験から火山噴火の影響のみを除去した実験を NOVOL 実験と表記する。QBO と書かれた行で × と表記されている感度実験では、QBO のナッジングを行わない実験設定であることを意味する。こうして QBO の影響のみを外した感度実験を NOQBO 実験と表記する。他には、太陽変動の影響を含み火山噴火と QBO の影響を除去した感度実験 (SONLY 実験)、火山噴火の影響を含み太陽変動と QBO の影響を含まない感度実験 (VOLONLY 実験)、QBO の影響を含み太陽変動と火山噴火の影響を含まない感度実験 (QBOONLY 実験) の組合せを行った。さらに、SST の年々変動の影響を調べるために、NOVOL 実験で 1980-2000 年のカレンダー月の気候値的な SST を与えた実験を行った (NOVOL_SSTC 実験と表記)。NOVOL 実験と NOVOL_SSTC 実験の結果を比較することにより SST 変動の影響を見積もることが可能と思われる。

2.3 使用したデータ

モデル実験の結果と比較するため、米国環境予報センター (National Centers for Environmental Prediction; NCEP)/米国国立大気研究センター (National Center for Atmospheric Research; NCAR) 再解析データ [Kalnay et al., 1996]、ヨーロッパ中期気象予報センター (European Center for Medium range Weather Forecasting; ECMWF) 再解析 (ECMWF 40 Year Re-Analysis; ERA-40) データ [Uppala et al., 2005]、長期再解析プロジェクト (Japanese Re-Analysis 25 years; JRA-25)/気象庁 (Japan Meteorological Agency; JMA) 気候データ同化システム (JMA Climate Data Assimila-

実験名称	CNTL	SONLY	SCONST	VOLONLY	NOVOL
太陽 11 年変動			×	×	
火山噴火		×			×
QBO		×		×	
SST 変動					
GHG、ODS					

実験名称	QBOONLY	NOQBO	NOVOL_SSTC
太陽 11 年変動	×		
火山噴火	×		×
QBO		×	
SST 変動			×
GHG、ODS			

表 2.2: CCM 感度実験の一覧。 “ ” は CCM 実験に観測に基づく強制力の時間変化を入れたことを意味し、 “×” は一定値か季節変化のみを CCM 実験に入れた固定実験であることを意味する。 詳細は本文を参照。

Table 2.2: Summary of the CCM experiments. The “ ” indicates CCM experiments that included the evolution of the forcing based on the observation. The “×” indicates CCM experiments in which the forcing took a constant value or seasonal cycle. See the text for details.

tion System; JCDAS) を使用した [Onogi *et al.*, 2007]。上記のデータを本文中では NCEP/NCAR(または NCEP)、ERA-40、JRA-25/JCDAS(または JRA-25) と表記する。なお、客観解析データ等は厳密には「観測」ではないが、本文中では客観解析データも観測と呼ぶことにする。

表2.3に使用したNCEP、ERA-40、JRA-25/JCDASの概要を示す³。NCEP/NCAR 再解析データのグリッド間隔は水平方向で $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 、鉛直方向は対流圏から下部成層圏までの 17 層 (1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30、20、10 hPa) である。ERA-40 再解析データの水平グリッド間隔は $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ で NCEP と同じである。鉛直は 23 層 (1000、925、850、775、700、600、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30、20、10、7、5、3、2、1 hPa) でトップは NCEP よりも高く成層圏界面付近になる。JRA-25 再解析データは、水平グリッド間隔が NCEP、ERA-40 よりも細かく $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ で、鉛直は 23 層 (1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30、20、10、7、5、3、2、1、0.4 hPa) である。

NCEP、ERA-40、JRA-25 のデータを CCM の結果と比較するため、水平方向は線形補間、鉛直方向はスプライン補間を用いて CCM の解像度と同じ T42L34 に内挿してから計算を行った。

データ名称	提供期間	水平グリッド	鉛直グリッド	トップ
NCEP/NCAR	1948/1-current	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$	17 層	10 hPa
ERA-40	1957/9-2002/8	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$	23 層	1 hPa
JRA-25/JCDAS [†]	1979/1-current	$1.25^\circ \times 1.25^\circ$	23 層	0.4 hPa

[†] 2004/12 月までは JRA-25、それ以降は JCDAS。

表 2.3: 使用した再解析データ (NCEP、ERA-40、JRA-25) の概要。

Table 2.3: The summary of reanalysis data used in this study (NCEP, ERA-40, JRA-25)

2.4 太陽活動の影響の検出

太陽 11 年周期変動の指標として F10.7 がよく用いられるため、本研究でもそれを用いる。F10.7 は、太陽黒点の数や太陽放射の 280nm(MgII index) の変動ともよく対応することが知られている。

³表 2.3 の解像度は、本研究で解析に使用した 3 次元データの解像度を示す。提供されている解像度はこの限りではない。

太陽活動の11年周期の影響を取り出す手法として、太陽活動をF10.7のある閾値で極大期と極小期に分けコンポジットを取る手法 [e.g., *Kodera and Kuroda, 2002*]、F10.7に線形回帰する手法 [e.g., *Labitzke and van Loon, 1988*] がある。前者は、太陽活動の極大期、極小期の一方の特定の年に偶然顕著な現象が起った場合、それを極大期、極小期の特徴として拾ってしまう可能性がある。また、前者、後者とも太陽変動と似た周期の変動が存在した場合や11年周期よりも短い周期の変動が太陽活動の極大期と極小期で均等に起こらなかった場合、それを太陽活動の影響として取り出してしまう可能性がある。さらに、大きな問題として、1980年以降のオゾン量には減少傾向が知られているが、F10.7への単純な線形回帰 (single linear regression) では、トレンド成分を考慮できないという点がある。

2.4.1 重回帰解析 (multiple regression analysis)

こうした欠点を抑えるため、太陽活動の影響の検出には太陽11年周期の他に線形トレンド、QBO、火山噴火、ENSOなどの項を加えることで、他の因子の影響を抑えることができる線形重回帰 (multiple linear regression) 解析が標準的に用いられる。重回帰解析では、これらの項を加えることで他の因子の影響を抑えることができるが、短期間の解析結果では太陽変動周期に比べてデータ長が十分でないために、重回帰解析により得られた太陽変動との回帰係数であっても必ずしも太陽活動の影響を有意に表しているとは限らない [e.g., *Lee and Smith, 2003*]。*Soukharev and Hood [2006]* では、重回帰解析で得られた赤道成層圏における太陽変動との回帰係数からQBOを完全には分離できない理由について以下の3点を挙げた。それによれば、(1) QBO成分の回帰に使用する赤道30 hPaの東西風は、鉛直伝播する波や太陽変動、火山噴火の強制力の影響を受ける。(2) 1~2太陽周期程度の限られたデータでは、QBOの位相が太陽変動の片方の位相に偏り、太陽変動成分にバイアスとして残る。(3) データ期間が短い場合、重回帰解析に用いるQBOや太陽変動の周期自体が例外的な状況であると、取り出された回帰係数がそれに引きずられてしまう。以上のような3つの可能性が指摘されている。*Lee and Smith [2003]* は、赤道域の成層圏中層の太陽変動が(2)のバイアスで説明されることを議論した。非常に長い解析期間のデータを用いることができれば、QBOの変動は太陽変動とほぼ独立とみなせるため、(2)のバイアスは0となるはずである⁴。しかし、オゾンの場合、衛星観測

⁴ なお、*McCormack [2003]* などで指摘されているように、11年周期の太陽変動がQBO周期を変調しているとすれば、QBOの変動は太陽活動に依存することになり、長期間のデータを用いたとしても両者の効果を完全に分離することは難しいと考えられる。

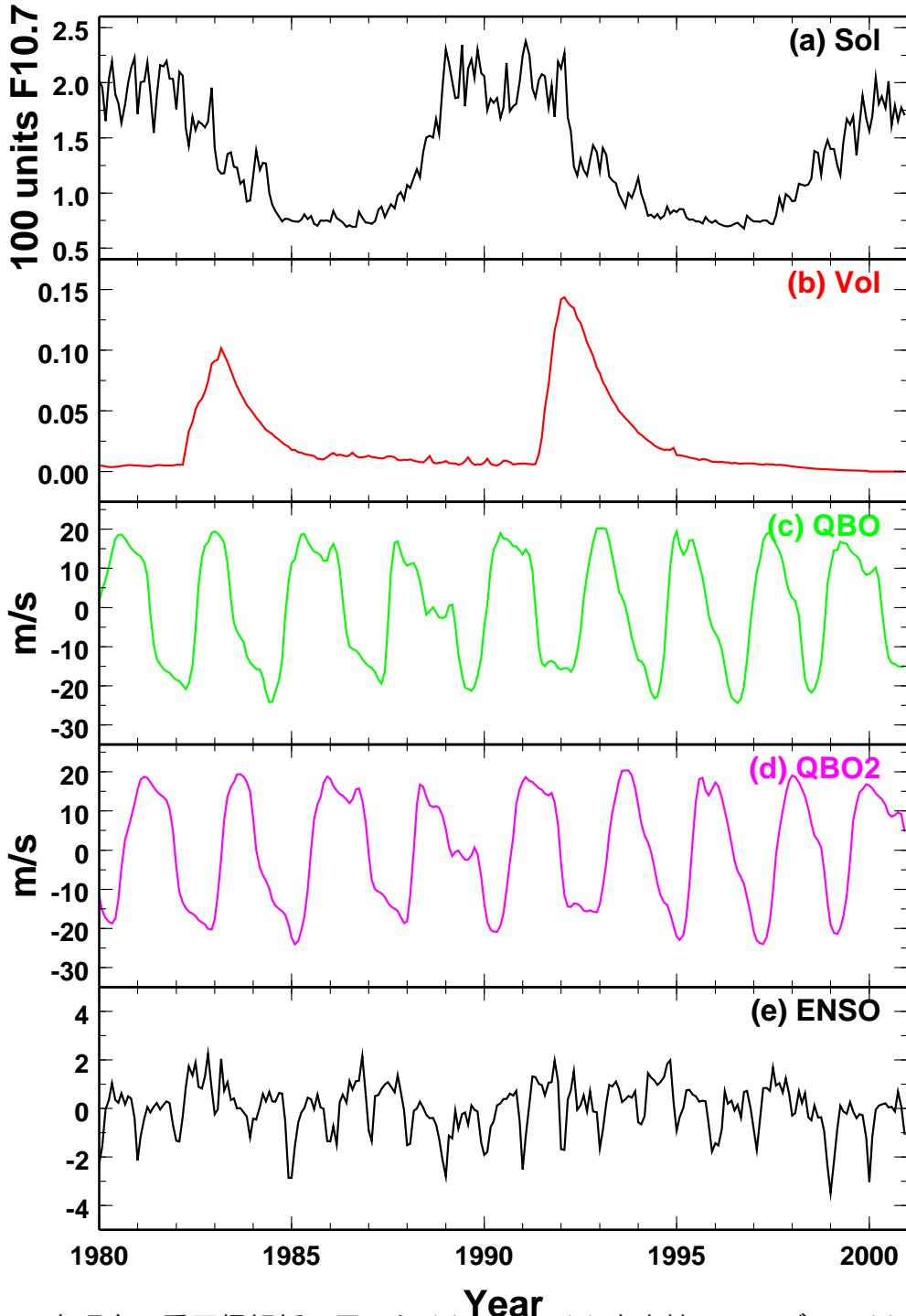


図 2.3: 本研究で重回帰解析に用いた (a)F10.7、(b) 火山性エアロゾル、(c)QBO、(d)QBO 直交成分、(e)ENSO の index。QBO、QBO 直交成分の index は平均値を引いた値で示した。ENSO 成分は、 $(ENSO - \mu)/\sigma$ で規格化した値。

Figure 2.3: The index used for multiple regression analysis in this study. The indices of (a) F10.7, (b) volcanic aerosol, (c)QBO, (d)Orthogonal component of the QBO, and (e)ENSO. The mean values of the QBO index for the entire period are subtracted in advance in order to calculate the orthogonal component. The ENSO component is normalized by $(ENSO - \mu)/\sigma$.

データの蓄積が始まったのが1980年頃であるため、観測結果に対する重回帰解析によって太陽変動とQBOを正確に分離するにはデータ長が十分でないと考えられる。

SSTの影響に関しては、1980～2000年には赤道域のSSTと太陽11年周期に正の相関があるため、SSTの年々変動に伴う上昇流の変動による赤道成層圏のオゾン、気温変動が太陽変動成分に含まれることを議論した研究もある[White *et al.*, 2003; Austin *et al.*, 2008]。火山噴火と関連したエアロゾルの強制力に伴う変動に関しては、図2.3に見られるように1982年にEl Chichón、1991年にPinatuboの噴火が起こり、その間隔が9年と太陽11年変動の周期に近く、いずれの噴火も太陽活動の極大期の終わり頃に起こっていたため、短期間の解析では火山噴火の影響を太陽活動の影響として検出してしまった可能性がある。

上記のように、太陽活動の影響を取り出す際、期間が短いと現象が統計的に独立とみなせないため、重回帰解析のような統計的な手法を用いてQBO、火山噴火、SSTなどの影響を完全に分離することは困難で、先行研究で得られた太陽変動の回帰係数には他の因子の影響が含まれる。このため、本研究では2.2.2節で詳細に述べたCCMの感度実験を行い、結果を相互に比較することで太陽活動の影響を分離して評価する。

なお、Austin *et al.* [2008]などの先行研究の結果との比較を行うため、本研究では太陽活動の影響の検出にAkiyoshi *et al.* [2009]で用いた手法と同じ線形重回帰の式を用いた。線形重回帰に用いた式は以下の通りである。

$$Y(t) = c_0 + \alpha t + \beta \text{Solar}(t) + \gamma \text{Vol}(t) + \delta \text{QBO}(t) + \delta' \text{QBO}(t - \lambda) + \epsilon \text{ENSO}(t) + R(t) \quad (2.2)$$

(2.2)式の $Y(t)$ は、オゾン、気温、東西風など、回帰に用いるデータである。また、解析には月平均データを用いたので時間 t は1980年1月から2000年12月まで一ヶ月刻みとなっている。 c_0 、 α 、 β 、 γ 、 δ 、 δ' 、 ϵ は時間依存量で、平均値に12ヶ月、6ヶ月、4ヶ月の成分の係数を加えた。例えば、 c_0 の場合、フーリエ係数 a_j 、 b_j を用いて

$$c_0 = a_0 + \sum_{j=1}^3 [a_j \cos(2\pi jt/12) + b_j \sin(2\pi jt/12)]$$

のような調和関数で表記される[e.g., Ziemke *et al.*, 1997; Zhou *et al.*, 2003]。 c_0 は季節変化、 α は線形トレンドで、 $\beta \text{Solar}(t)$ 、 $\gamma \text{Vol}(t)$ 、 $\delta \text{QBO}(t)$ 、 $\delta' \text{QBO}(t - \lambda)$ 、 $\epsilon \text{ENSO}(t)$ は、それぞれ、太陽変動の11年周期、火山噴火のエアロゾル、30 hPaのQBO、30 hPaのQBOの直交成分、ENSOの時系列に回帰した項を表す。残差項 $R(t)$ は、回帰の誤差を表現するため1次の自己回帰(autoregression; AR)を取り入

れた項で、1次のAR係数 e と白色ノイズ関数 (white noise function) $w(t)$ を用いて次のように表記される [see Tiao et al., 1990]。

$$R(t) = eR(t-1) + w(t) \quad (2.3)$$

太陽変動の時系列としては、図2.3(a)のF10.7を用いた。F10.7の時系列は、Austin et al. [2008]などの研究と比較するため、100 units F10.7の単位に変換した⁵。火山噴火の時系列は、CCMの入力として用いた4ヶ所の高度における550 nmの光学的厚さのデータ [Hansen et al., 2002; Sato et al., 1993] を基に作成した(図2.3b)。QBO成分は、30 hPaの帯状平均東西風データで、CCMに入力したデータを用いた(図2.3c)。Austin et al. [2008]、Akiyoshi et al. [2009]と同様に、QBO直交成分を重回帰の項に加えている(図2.3d)。QBO直交成分は、 $QBO(t-\lambda)$ 中の位相のラグ λ が $[QBO(t) \cdot QBO(t-\lambda)]$ の時間積分を最小とするような値になるように計算され、 $\lambda = 7(\text{mon})$ の値が用いられた。なお、直交成分を計算するため、 $QBO(t)$ と $QBO(t-\lambda)$ は解析期間の平均を引いた値を用いた。図2.3(e)に示したENSOの時系列は、CCM実験により出力されたTahitiとDarwinの海面気圧差 ($ENSO_0(t) = Ps_{\text{Tahiti}} - Ps_{\text{Darwin}}$) から計算された。ENSOの時系列は、 $ENSO(t) = (ENSO_0 - \mu)/\sigma$ で規格化した値を用いた(μ 、 σ は $ENSO_0$ の解析期間平均と標準偏差)。

客観解析データやCNTL実験の結果からこのような解析手法により取り出した太陽変動の11年周期に対する回帰係数 β は、前述のように全て太陽活動による影響を表しているとは限らないが、本研究ではこの回帰係数を便宜上「太陽変動成分」と呼ぶ。なお、太陽変動の時系列に用いたF10.7の単位が100 units F10.7であるため、取り出した回帰係数は100 units F10.7当たりの変動となる。例えば気温の場合、回帰係数の単位は $K/100 \text{ units F10.7}$ で、標準的な太陽活動の極大期と極小期の間の気温差を意味する。

⁵units F10.7は10.7cmの太陽電波強度フラックスの $1 \times 10^{-22} (\text{Wm}^{-2}\text{Hz}^{-1})$ の値。太陽周期のケースにもよるが、近年では、11年周期の間におおよそ百数十 units F10.7程度変化したため、100倍した100 units F10.7の形で表記されることが多い。

3 赤道域の太陽 11 年周期変動

3.1 オゾンの時系列

図 3.1 の等値線と陰影は、CCM の CNTL 実験 (REF1 シナリオ実験) で出力されたオゾン混合比を赤道域 25°S から 25°N までの緯度帯で平均し、さらに月平均した時系列を示す。なお、オゾン混合比の値は、1980 ~ 2000 年の期間で平均したオゾン混合比の年平均値に対する比率 (%) で表記した。ppmv に換算した際の変動の大きさは、オゾン濃度の高い 10 hPa 付近で大きい。季節変動の他に、80 hPa 付近を中心とした下部成層圏のオゾンの年々変動が明瞭に見られ、2 ~ 5 hPa 付近を中心とした上部成層圏のオゾンの年々変動も認められる。上部成層圏では、季節変動の他に 1980 ~ 2000 年にかけてのオゾンの減少トレンドが確認できる。なお、CCSR/NIES CCM で行った REF1 シナリオ実験のオゾントレンドは、*Akiyoshi et al. [2009]* で報告されている。上部成層圏ではトレンド成分の他、太陽活動の極大期に当たる 1980 年台前半、1990 年頃、2000 年頃にオゾンが増加し、極小期に相当するそれ以外の期間にオゾンが減少する傾向が見られる (太陽活動の指標は、図 2.3a 参照)。下部成層圏の変動に着目すると、季節変動の他に、1991 ~ 1995 年頃にかけてオゾンが減少する特徴が見られる。また、1982 ~ 1985 年頃にもオゾンが減少している。この 2 つの時期は、図 2.3(b) に見られる 1991 年の Pinatubo 噴火、1982 年の El Chichón 噴火の直後の時期であり、火山噴火で放出されたエアロゾルによる下部成層圏のオゾン減少との関連が推測される。

このように、オゾンの時系列に見られる変動には、上記のように太陽 11 年周期の他、トレンド成分、火山噴火の影響が考えられる。時系列から太陽変動の 11 年周期成分を取り出すため、CNTL 実験の結果に重回帰解析を行う。しかし、太陽変動周期に比べてデータ長が十分でないために、CNTL 実験から得られた太陽変動成分は太陽活動の影響のみを表しているとは限らない。本章では、2 章で述べたような CNTL 実験からいくつかの因子を除いた 7 つの感度実験を行うことで、成層圏の太陽変動成分に対する各因子の影響を評価する。

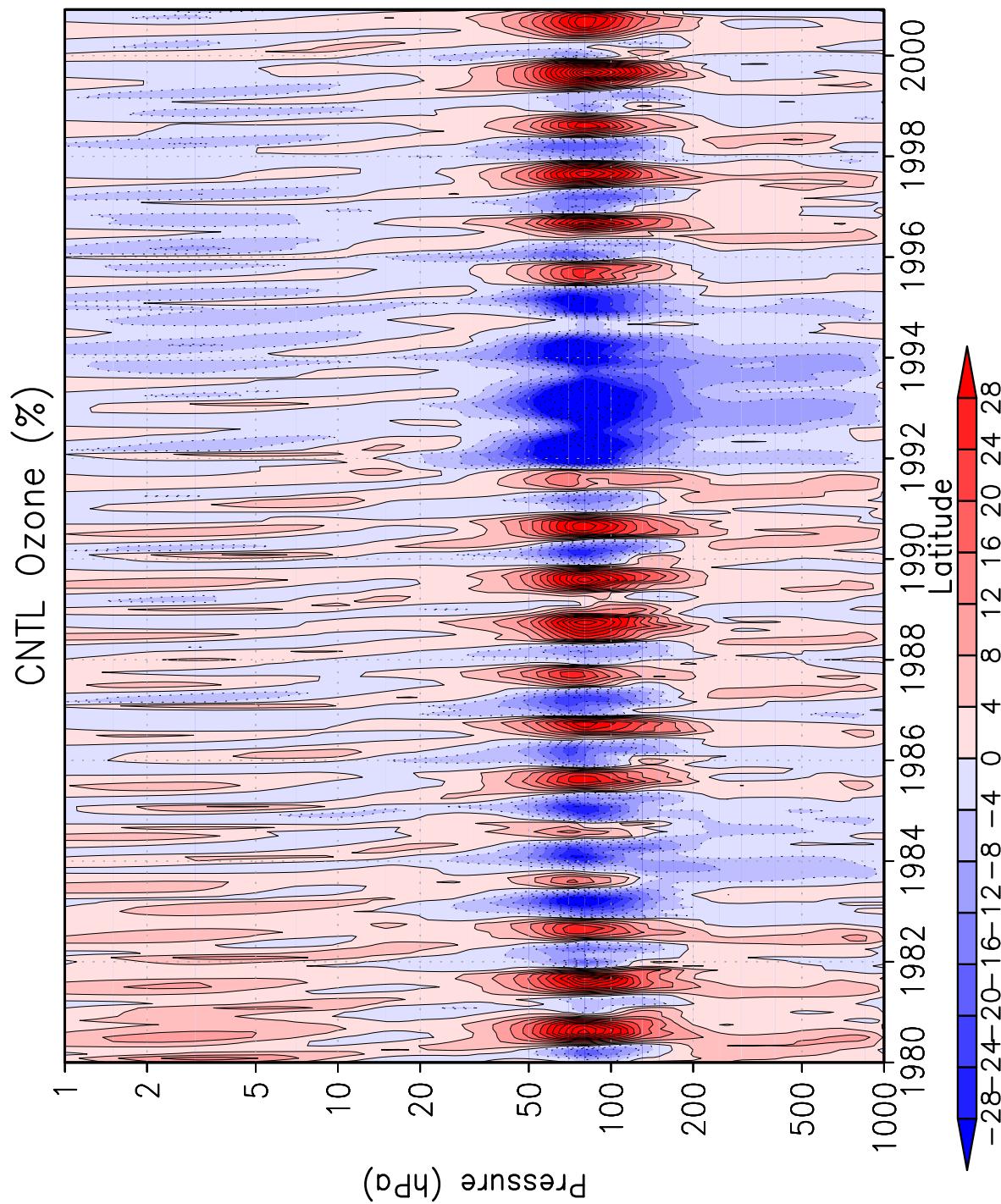


図 3.1: 赤道域 25°S から 25°N の緯度帯で平均した CNTL 実験のオゾン混合比の時間 - 高度断面図 (%). 1980 ~ 2000 年の期間で平均したオゾン混合比の年平均値に対する比率で表記した。

Figure 3.1: Time-height cross section of ozone mixing ratio averaged over the latitude range 25°S to 25°N for CNTL experiment, which is expressed as a percentage (%) of the mean ozone values for 1980-2000.

3.2 重回帰解析を用いた太陽変動成分の検出

3.2.1 1980 ~ 2000 年におけるオゾンの太陽変動成分

CCM の CNTL 実験で出力されたオゾン混合比の月平均データに対し 2.4.1 節で述べた (2.2) 式の重回帰解析を行うことで取り出した、太陽変動の 11 年周期に対する回帰係数 (これを「オゾンの太陽変動成分」と呼ぶ) の年平均値を図 3.2 の等値線に示す。それに対して *Austin et al.* [2008] と比較するため赤道域 25°S から 25°N までの緯度帯で平均し、重回帰解析を行った際の太陽変動成分の鉛直プロファイルを図 3.3 に示す。

図 3.2 からオゾンの太陽変動成分は、赤道域の上部成層圏 5 hPa 付近で正のピークを示す。なお、太陽変動成分が正の値を示すということは、太陽活動の極大期にオゾンが増加し極小期に減少する傾向にあることを意味する。赤道域上部成層圏の太陽変動成分を定量的に調べると、図 3.3 のように 5 hPa 付近で $2.2 \pm 0.8\% / 100 \text{ units F10.7}$ (2σ の誤差範囲で計算) で有意である⁶。なお、 σ は重回帰解析により計算された回帰係数の季節変化の標準偏差で、± 以下は 95% の信頼区間を表す。赤道域 25°S から 25°N 付近の衛星観測結果では、オゾンの太陽変動成分が 2 hPa 付近におよそ 1 ~ 2.5% のピークを持ち [*Soukharev and Hood*, 2006; *Austin et al.*, 2008]、CNTL 実験の結果は衛星観測と同程度である。CCM でピークの見られる高度は観測よりもやや低いが、衛星観測の結果では、SBUV(1979 ~ 2003 年)、SAGE(1985 ~ 2003 年)、HALOE(1992 ~ 2003 年) 毎に見た場合、太陽変動成分がピークを示す高度が異なっている [e.g., *Austin et al.*, 2007]。このように、ピークを示す高度はデータの鉛直解像度に依存するので、この実験結果は観測結果とおおよそ一致していると考えられる。また、*Austin et al.* [2008] で報告されている太陽変動を直接的に計算する 7 つの CCM 実験の結果 (図 1.3) では、どの CCM においても太陽変動成分がピークを示す高度は観測よりも低い。

図 3.2、図 3.3 の赤道域下部成層圏に着目すると、80 hPa 付近にも太陽変動成分のピークが見られ $14.3 \pm 2.6\% / 100 \text{ units F10.7}$ (2σ の誤差範囲で計算) の大きな変動を示す。衛星観測では 80 hPa 付近で太陽変動成分はおおよそ 4% の値であり、世界の 11 個の CCM の太陽変動成分を比較した研究では、CCSR/NIES CCM と他の 1 つのモデルは例外的に値が大きく、残りの 9 つの CCM では 80 hPa 付近の変動が約 1 ~ 3% で観測と近い [*Austin et al.*, 2008]。また、3.4.2 節で後述するように CCSR/NIES CCM で火山性エアロゾルの不均一反応の大きさが過大評価されていることを考えれば、CCSR/NIES

⁶以下、特に断りのない限り %/100 units F10.7 を % と表記する。

CCM で下部成層圏オゾンの太陽変動成分を過大評価しているものと思われる。このため、太陽変動や火山噴火などが下部成層圏 80 hPa 付近のオゾンの太陽変動成分に与える影響を評価する際には注意を要する。

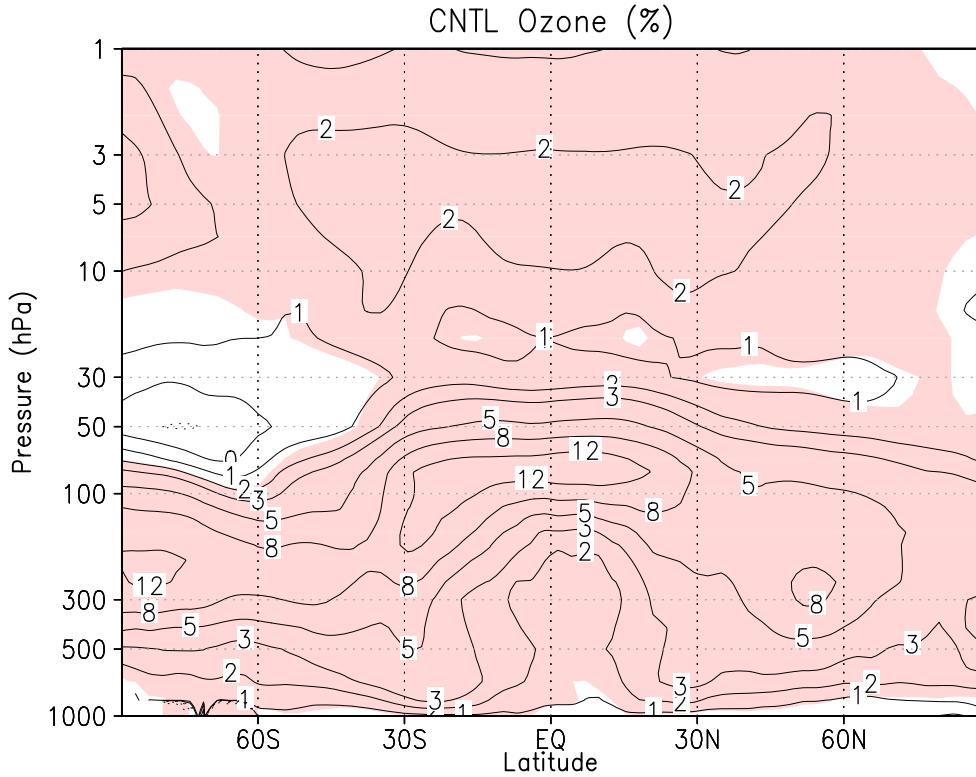


図 3.2: CNTL 実験の 1980 ~ 2000 年までのオゾン混合比から重回帰解析により得られた太陽変動成分の年平均値の分布(等値線、単位は%/100 units F10.7)。1980 ~ 2000 年の期間で平均したオゾンの年平均値に対する比率で表記し、等値線の値は図中に示した。色は 2σ の誤差範囲を越えた領域を表す。

Figure 3.2: Annual mean solar regression coefficients of ozone in % per 100 units of F10.7 for 1980-2000, together with the 2σ uncertainty (color). The coefficients are expressed as a percentage of the mean ozone values for 1980-2000. The contour levels are indicated in figure.

太陽変動成分を火山噴火などの影響から分離するため、CNTL 実験に対し、2 章で詳細に述べたような 7 つの感度実験を行った。各実験の太陽変動成分を図 3.4 に、赤道域 25°S から 25°N までの緯度帯で平均した値を図 3.5 に示す。このうち、図 3.4(a) から (f) は SST を観測に基づいて与えた感度実験の結果で、図 3.4(g) では 1980 ~ 2000 年のカレンダー月の SST 気候値を与えることで年々変動の影響を除去した感度実験の結果である。なお、感度実験の結果に対しても (2.2) 式の重回帰解析を行った。太陽 11 年変動の影響を調べるため、CNTL 実験同様に 11 年周期の太陽変動を与

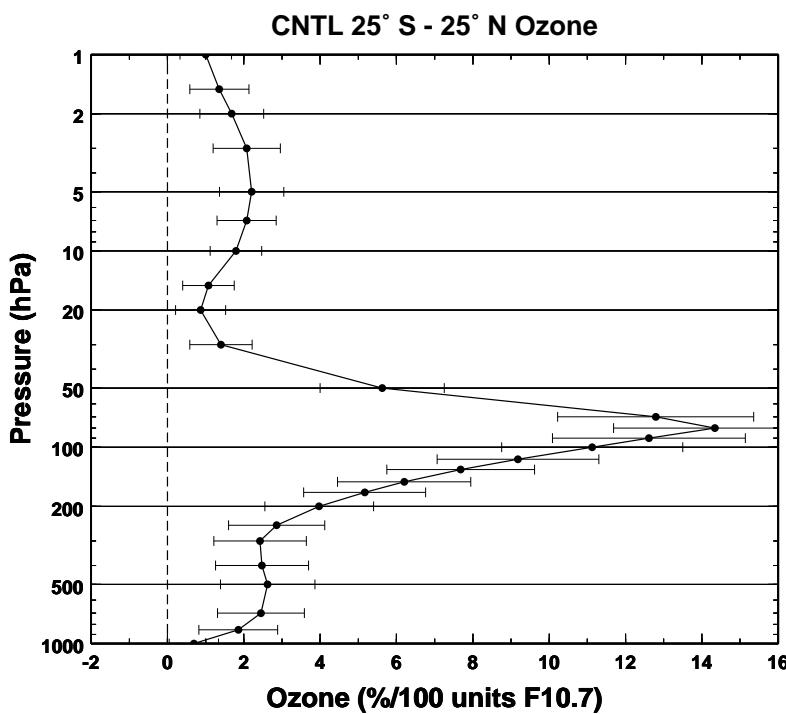


図 3.3: 図 3.2 と同様。ただし、赤道域の 25°S から 25°N の緯度帯で平均した。誤差棒は、 2σ の誤差範囲を示す。

Figure 3.3: Same as Figure 3.2, but for the results averaged over the latitude range 25°S to 25°N . The error bars indicate 2σ uncertainties.

えた感度実験のグループと太陽定数を一定にして与えた感度実験のグループとに分類した。太陽変動を与えた感度実験 (SONLY、NOQBO、NOVOL、NOVOL_SSTC) の結果では、いずれも CNTL 実験と同様に上部成層圏に太陽変動成分のピークが再現されている (図 3.4b、d、e、g)。赤道域 25°S から 25°N における太陽変動成分の大きさは、いずれも CNTL 実験と同様に 5hPa 付近でおおよそ 2% 程度で、有意である (図 3.5 の赤、ピンク、黄色、灰色の線)。一方、太陽定数を一定にして与えた感度実験 (QBOONLY、VOLONLY、SCONST) の結果では、CNTL 実験の結果で見られる 5 hPa 付近の太陽変動成分のピークが不明瞭となる系統的な特徴があることが分かった (図 3.4a、c、f、図 3.5 の緑、青、水色の線)。これらの結果は 1 章で述べた過去の研究と整合的で、火山噴火、QBO、SST 年々変動の影響を含めたり除去したりして詳細に調べても、上部成層圏の太陽変動成分は、ほぼ太陽放射の変動に起因することが示された。

次に、火山噴火の影響を調べるため、火山噴火のエアロゾルがほとんどない年に固定することで火山噴火の影響を除去した感度実験のグループ (QBOONLY、SONLY、NOVOL、NOVOL_SSTC) の結果を見ると、80 hPa 付近の太陽変動成分が小さくなつたことが分かる (図 3.4a、b、e、g)。一方、火山性エアロゾルの年々変動を含む実験 (VOLONLY、NOQBO、SCONST) では、80 hPa 付近において CNTL 実験同様に

顕著な太陽変動成分が認められ(図 3.4c、d、f)、80 hPa でおおよそ 13~17% 程度の大きな太陽変動成分を示し有意である(図 3.5)。これらの結果から、下部成層圏 80 hPa 付近の太陽変動成分には火山噴火が主に影響したと考えられる。なお、太陽変動を含まず火山噴火を含む実験(VONLY、SCONST)で上部成層圏の太陽変動成分のピークがほとんどみられないため(図 3.4c、f)、火山噴火が上部成層圏のピークに影響する可能性は少ないと考えられる。

CNTL 実験の結果の部分で述べたように、下部成層圏では火山噴火の影響を過大評価しているため、下部成層圏に対する他の変動の影響を評価するには火山噴火を含まない実験同士の比較を行う方が望ましい。太陽変動の下部成層圏への影響を調べるため、火山噴火の影響を除去した実験同士を太陽変動を含むグループと含まないグループに分類して比較した。火山噴火を除去し太陽 11 年周期を含む実験(SONLY、NOVOL、NOVOL_SSTC)の結果では、いずれも 80 hPa 付近で約 1% 程度の太陽変動成分を示した(図 3.5 の赤、黄色、灰色の線)。一方、火山噴火も太陽変動も含まないQBOONLY では 80 hPa 付近の太陽変動成分がほぼ 0% となる(図 3.5 の緑色の線)。このため、火山噴火を含まない実験で 80 hPa 付近に見られる変動は、太陽周期に伴う変動と密接に関係していることが示唆される。

QBO の影響を調べるため、QBO のナッジングを外した実験(NOQBO)を見ると、赤道域の太陽変動成分は上部成層圏 5 hPa 付近で CNTL 実験とほとんど変わらない(図 3.5b)。下部成層圏 80 hPa 付近では CNTL 実験よりもおおよそ 2% 程度大きいが、 1σ の誤差範囲に入っているため CNTL 実験と NOQBO 実験の太陽変動成分の違いは誤差の範囲内と考えられる。それと整合的に、QBO のみを含み太陽変動、火山噴火を含まない感度実験(QBOONLY)では、太陽変動成分が 80 hPa 付近でおおよそ 0% の値を示す。これらの結果から、QBO は 80 hPa 付近の太陽変動成分に対しほとんど影響を与えないことが示唆される(図 3.5a)。なお、QBOONLY 実験では上部成層圏でも太陽変動成分はおおよそ 0% の値を示し、QBO は赤道域の太陽変動成分に影響しなかったと考えられる。なお、この結果は、Austin *et al.* [2008] で QBO を含む CCM と含まない他の CCM で赤道域の太陽変動成分に違いがなかったことと整合的である。

SST の効果を見積もるために、NOVOL 実験に対してさらにカレンダー月の気候値的な SST を与えることで SST を固定した実験を行った(NOVOL_SSTC)。赤道域の 100 hPa より上層では、SST 変動を含む NOVOL と含まない NOVOL_SSTC の太陽変動成分はおおよそ同じ値を示す(図 3.5b)。このため、上部成層圏 5 hPa、下部成層圏 80 hPa 付近のいずれのピークにも SST の年々変動は影響しなかったものと思

われる。

以上の結果から、赤道域の上部成層圏 5 hPa 付近で見られた約 2% のオゾンの太陽変動成分のピークは、QBO、火山噴火、SST の年々変動も含めて調べてみても、やはり太陽放射の変動に起因することが示された。一方、80 hPa 付近に関しては、オゾンの太陽変動成分に 14% 程度のピークが見られたが、主に火山噴火の影響が太陽変動成分として検出されたことが分かった。また、この下部成層圏のピークのうち約 1% は太陽変動の影響で形成されたことが示唆された。

本研究で使用した CCSR/NIES CCM の特徴として火山性エアロゾルが放出された際にオゾンを破壊する反応が他の CCM と比較して大きいため、他の CCM と比べて約 2、3 倍ほどに火山性エアロゾルの影響を過大評価する傾向がある。だが、80 hPa 付近の約 14% の変動に関し火山噴火の影響が約 2、3 倍に過大評価されていたとして補正しても、約 4~7% 程度は実際の火山噴火の影響によるものと考えられる。

20 hPa 付近では、オゾンの太陽変動成分に極小値が見られるが、上部成層圏の極大との間に有意な違いは認められない(図 3.2、図 3.3)。また、観測では 10 hPa 付近に極小があるのであるのに対して、CCSR/NIES CCM で極小が見られる高度は少し低い。なお、Soukharev and Hood [2006] や Austin et al. [2008] の衛星観測でも 10 hPa 付近で極小となるが有意性はない。

本章の結果の解析には (2.2) 式の線形重回帰を用いた。この解析手法では、本章で述べた火山噴火の効果が太陽変動の項に検出される影響の他、太陽変動の影響が火山噴火の項に含まれる可能性が考えられる。この可能性が結果にどの程度影響するのかを確かめるために、(2.2) 式のうち火山噴火の項 $\gamma \text{Vol}(t)$ を外した重回帰解析を行い、火山噴火の項を含めた重回帰解析の結果と比較した。太陽変動の影響を代表する SONLY 実験に火山噴火の項を外した重回帰解析を行うと、太陽変動成分は上部成層圏 5 hPa 付近で約 2%、下部成層圏 80 hPa 付近で約 1% のピークを示した。この大きさは図 3.5 の赤線で示された火山噴火の項を含めた重回帰解析の結果とほぼ同じ値で、太陽変動成分の鉛直プロファイルの構造もほとんど同じであった。また、火山噴火を外して実験を行った QBOONLY、NOVOL、NOVOL_SSTC 実験に対し、火山噴火の項を外した重回帰解析を行っても火山噴火の項を含めて重回帰解析を行った図 3.5 の結果とほとんど同じ鉛直プロファイルを示した。このため、火山噴火を外した実験に対し火山噴火の項を含めた重回帰解析を行っても、検出される太陽変動成分は本章の結果とおおよそ同じであると考えられる。一方、火山噴火を入れて実験を行った VOLONLY の結果に対し線形重回帰の式から火山噴火の項を外して解析した場合、80 hPa 付近の太陽変動成分は約 9% で図 3.5 の青線で示され

た約 13% の値のおおよそ $2/3$ となる。この違いは、線形重回帰の式に火山噴火の項を含めた場合に VOLONLY 実験の結果では火山噴火の項に 80 hPa 付近で負偏差が検出されることに起因する。このように火山噴火の項を外した重回帰解析を行うと太陽変動成分が小さくなる違いは、同様に火山噴火を入れて実験を行った CNTL、NOQBO、NOVOL でも見られる。なお、上部成層圏の太陽変動成分に関しては、線形重回帰の式に火山噴火の項を含めても外してもほぼ同じ値を示す。このため、80 hPa 付近で火山噴火が太陽変動成分に与える影響の評価には、前述した CCM が火山噴火の影響を過大評価する問題の他、線形重回帰の火山噴火の項の扱いによる定量的評価への影響があると考えられる。しかし、これらの問題点を考慮しても火山噴火の影響が他の影響に比べて大きいため、下部成層圏 80 hPa 付近の太陽変動成分に影響する主要な要因が火山噴火の影響であることには変わりないと考えられる。

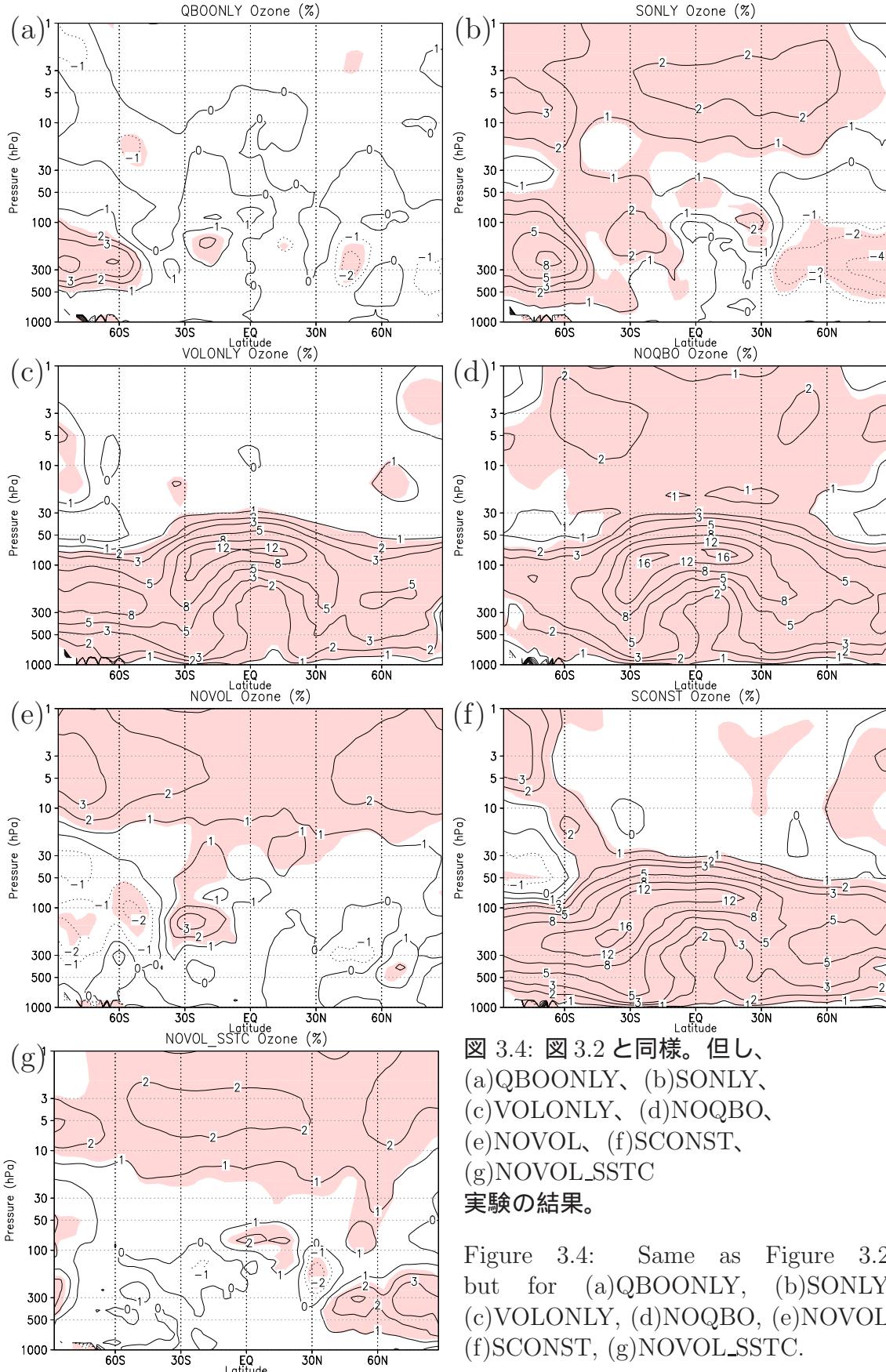


図 3.4: 図 3.2 と同様。但し、
(a)QBOONLY、(b)SONLY、
(c)VOLONLY、(d)NOQBO、
(e)NOVOL、(f)SCONST、
(g)NOVOL_SSTC
実験の結果。

Figure 3.4: Same as Figure 3.2, but for (a)QBOONLY, (b)SONLY, (c)VOLONLY, (d)NOQBO, (e)NOVOL, (f)SCONST, (g)NOVOL_SSTC.

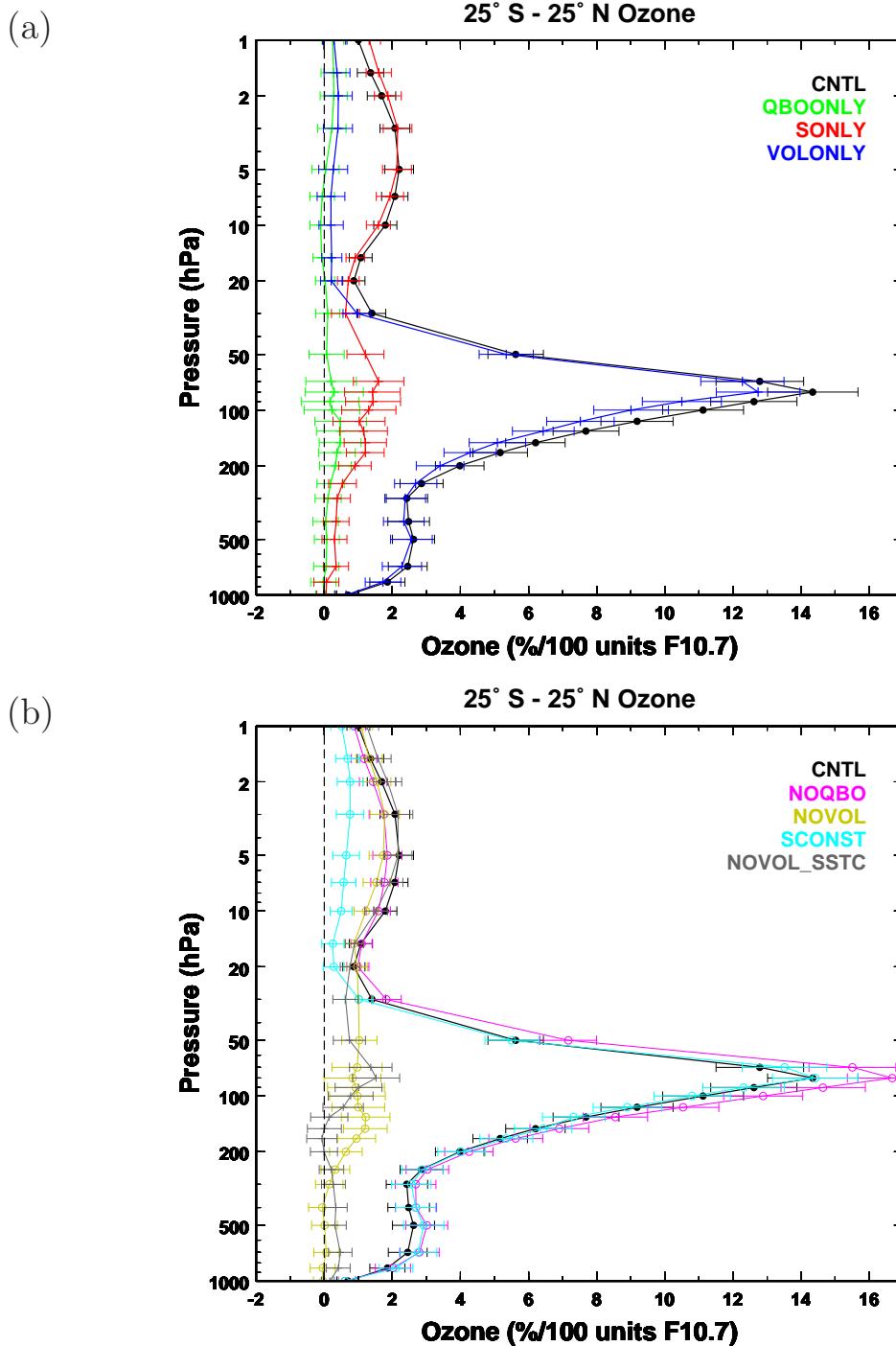


図 3.5: 図 3.3 と同様。ただし、CNTL に感度実験の結果を加えた。黒が CNTL、緑が QBOONLY、赤が SONLY、青が VOLONLY の結果。ピンクが NOQBO、黄色が NOVOL、水色が SCONST、灰色が NOVOL_SSTC の結果。誤差棒は 1σ の誤差範囲を示す。

Figure 3.5: Same as Figure 3.3, but for sensitivity experiments. The results of the CNTL, VOLONLY, SONLY, and QBOONLY experiments are indicated by black, blue, red, and green lines, respectively. The magenta, yellow, and cyan lines indicate the outputs of the NOQBO, NOVOL, and SCONST experiments, respectively. The error bars indicate 1σ uncertainties.

3.2.2 1980 ~ 2000 年における気温の太陽変動成分

CCM の CNTL 実験で出力された 1980 ~ 2000 年までの気温の月平均データに対し重回帰解析を行うことで取り出した、気温の太陽変動成分の年平均値を図 3.6(a) の等值線で、赤道域 25°S から 25°N までの緯度帯で平均した鉛直プロファイルを図 3.7 の黒線で示す。気温の太陽変動成分は、上部成層圏 1 hPa と下部成層圏 70 hPa の 2ヶ所に分離したピークを示した。太陽変動成分が上部成層圏と下部成層圏の 2ヶ所でピークを持つ構造は、CNTL 実験から得られたオゾンの太陽変動成分の場合と似ている。太陽変動成分の鉛直プロファイルから、赤道域の 1 hPa で 0.65 ± 0.25 K/100 units F10.7(1σ の誤差範囲で計算)⁷ で有意である。また、70 hPa では 0.91 ± 0.39 K(1σ の誤差範囲で計算) で有意である。

CCM の CNTL 実験と比較するため、NCEP/NCAR、ERA40、JRA25 の月平均気温データに対して重回帰解析を行い、気温の太陽変動成分を抽出した。2.3 節で述べたようにデータ毎に水平、鉛直解像度が異なるため、重回帰解析を行う前に月平均データを作成し、水平方向は線形補間、鉛直方向はスプライン補間を用いて CCM の解像度である T42L34 に変換した (CCM の鉛直グリッドは、表 2.1、図 2.2 参照)。図 3.6(b)、(c)、(d) は、それぞれ NCEP/NCAR、ERA40、JRA25 データから取り出した気温の太陽変動成分で、赤道域 25°S から 25°N で平均した鉛直プロファイルを図 3.7 に示す⁸。ERA40(赤線)、JRA25(青線) のデータでは、赤道域 1 hPa 付近で太陽変動成分がそれぞれ 1.00 ± 0.38 K、 1.07 ± 0.46 K(1σ の誤差範囲で計算) で有意であり、CNTL 実験結果から得られた太陽変動成分は、これらの結果とおおよそ同じである。CNTL 実験、ERA40、JRA25 から得られた太陽変動成分は、Austin *et al.* [2008] で示された気温の衛星観測データから得られた太陽変動成分 (図 1.4 の黒点線) ともおおよそ一致する。また、図 3.6 から 1 hPa 付近における気温の太陽変動成分は特に赤道域で有意であることが分かる。

下部成層圏では図 3.7 から、NCEP(緑線)、ERA40 の太陽変動成分は 50 hPa 付近でそれぞれ 0.64 ± 0.29 K、 0.70 ± 0.32 K、JRA25 では 30 hPa 付近で 0.65 ± 0.41 K のピークを示す (いずれも 1σ の誤差範囲で計算)。また、Austin *et al.* [2008] で示された衛星観測結果では、気温の太陽変動成分が 100 hPa 付近で約 0.5 K であった。このように太陽変動成分がピークを示す高度はデータにより異なるものの、下部成層圏でおおよそ 0.6 K 程度のピークを示す特徴は共通している。CNTL 実験から得られた太陽変動成分は、70 hPa で 0.91 ± 0.39 K(1σ の誤差範囲で計算) のピークを示し、

⁷以下、特に断りのない限り K/100 units F10.7 を K と表記する。

⁸NCEP/NCAR 再解析データは 10 hPa より下層しか提供されていない

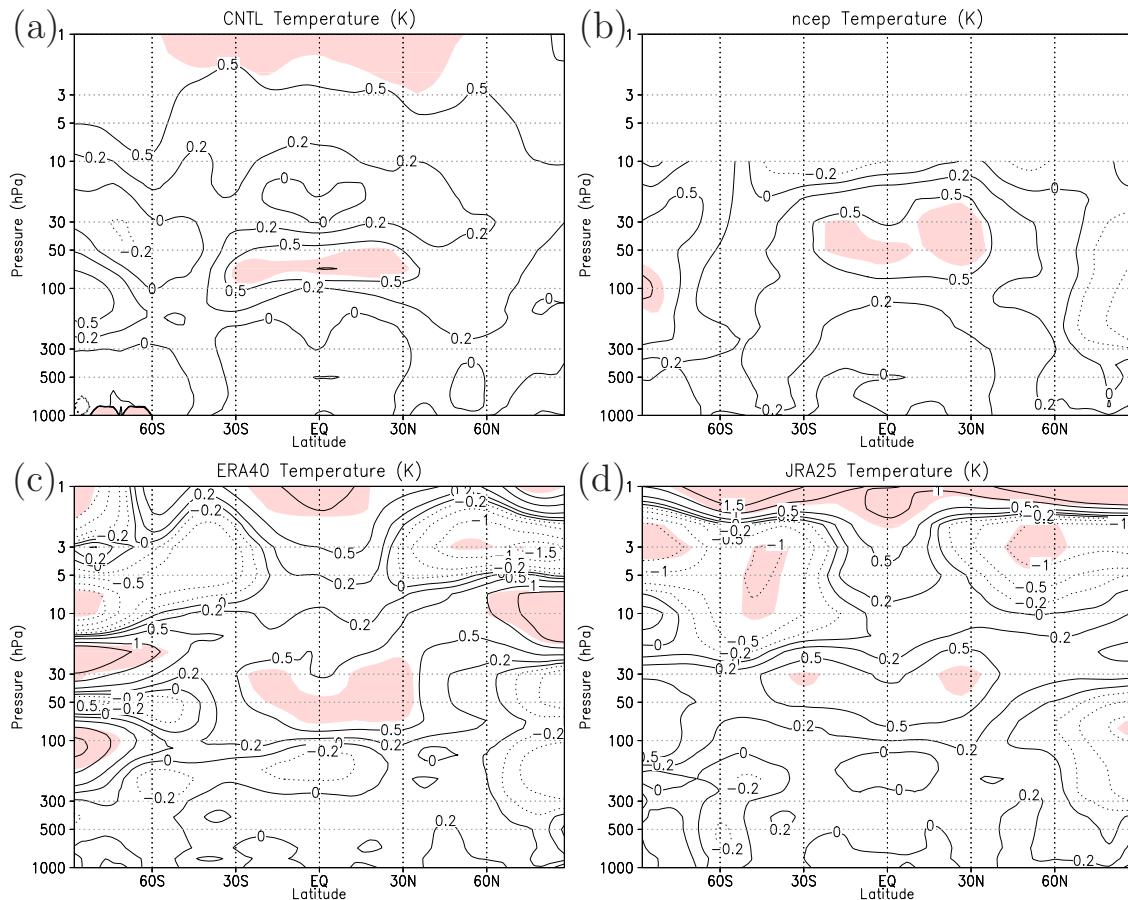


図 3.6: (a)CNTL 実験の 1980 ~ 2000 年までの気温から重回帰解析により得られた太陽変動成分の年平均値の分布 (等値線、単位は K/100 units F10.7)。等値線の値は図中に示した。色は 2σ の誤差範囲を越えた領域を表す。(b)NCEP/NCAR、(c)ERA40、(d)JRA25 の結果。

Figure 3.6: Annual mean solar regression coefficients of temperature in K per 100 units of F10.7 for CNTL experiment during 1980-2000, together with the 2σ uncertainty (color). The contour levels are indicated in figure. The results for (b)NCEP/NCAR, (c)ERA40, (d)JRA25

衛星観測や再解析データの結果とおおよそ一致する。図 3.6 では、NCEP、ERA40、JRA25 とも赤道域の下部成層圏で太陽変動成分のピークが見られる。 2σ の誤差範囲を越えた領域を示したため JRA25 では 50 hPa の有意性が不明瞭であるが、NCEP、ERA40 では変動は有意である。

このように、CNTL 実験では、気温の太陽変動成分で上部成層圏 1 hPa と下部成層圏 70 hPa で 2ヶ所のピークを持つ構造が見られ、この構造は、衛星観測や再解析データとおおよそ一致していた。

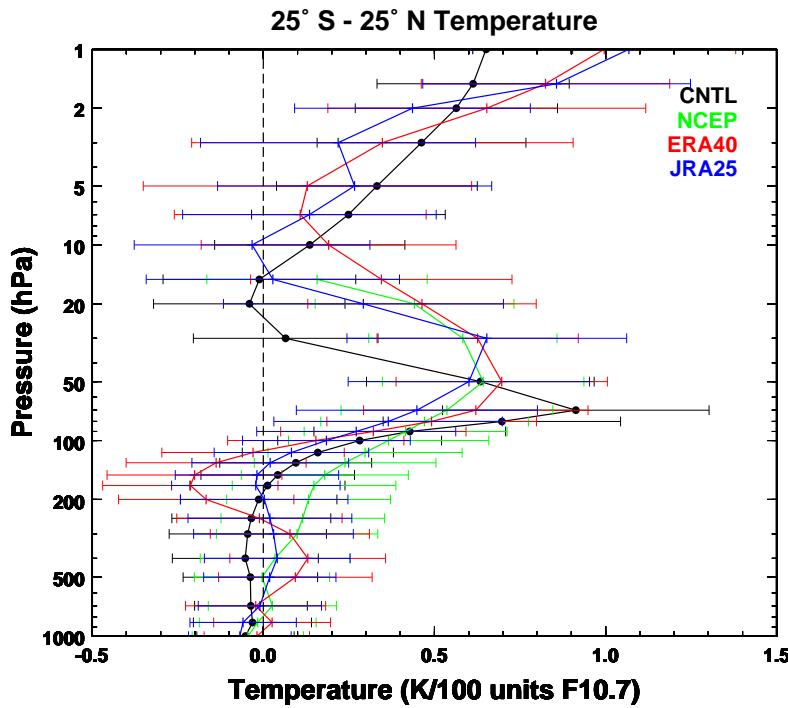


図 3.7: 図 3.6 と同じ。但し、赤道域の 25°S から 25°N の緯度帯で平均した CNTL 実験(黒線)、NCEP/NCAR(緑線)、ERA40(赤線)、JRA25(青線)の気温の太陽変動成分の鉛直プロファイル(単位は K/100 units F10.7)。誤差棒は、 1σ の誤差範囲を示す。

Figure 3.7: Same as Figure 3.6, but for the results averaged over the latitude range 25°S to 25°N . Solar regression coefficients of temperature in K per 100 units of F10.7 for CNTL experiment (black lines), NCEP/NCAR (green lines), ERA40 (red lines) and JRA25 (blue lines). The error bars indicate 1σ uncertainties.

オゾンの場合と同様に 7 つの感度実験の結果から得られた気温の太陽変動成分を図 3.8 に、7 つの感度実験と CNTL 実験の結果を赤道域 25°S から 25°N で平均して計算した太陽変動成分を図 3.9 に示す。太陽 11 年周期の影響を調べるために、オゾンの場合と同様に感度実験を 11 年周期の太陽変動を与えたグループと太陽定数を固定したグループに分類した。太陽変動を与えた 4 つの感度実験(SONLY、NOQBO、

NOVOL、NOVOL-SSTC) の結果では、上部成層圏 1 hPa 付近で気温の太陽変動成分にピークが見られ赤道域で有意であることが分かる(図 3.8b、d、e、g)。これらの実験では、赤道域における気温の太陽変動成分が 1hPa 付近で約 0.6 K 程度であるという系統的な特徴を示す(図 3.9 の赤、ピンク、黄色、灰色の線)。一方、太陽定数を固定した残りの感度実験(QBOONLY、VONLY、SCONST) では上部成層圏の太陽変動成分はおおよそ 0 K である(図 3.9 の緑、青、水色の線)。火山噴火の影響を調べるため、オゾンの場合と同様に火山噴火を含む感度実験のグループと火山噴火を除去した感度実験のグループに分類した。火山噴火を含む感度実験のグループ(VONLY、NOQBO、SCONST) の結果から得られた気温の太陽変動成分は、下部成層圏 70 hPa 付近でおおよそ 1 K のピークを示すという系統的な特徴が見られ有意である(図 3.8c、d、f、図 3.9 の青、ピンク、水色の線)。一方、火山噴火を除去した感度実験のグループ(QBOONLY、SONLY、NOVOL、NOVOL-SSTC) の結果から得られた気温の太陽変動成分は小さくなる傾向が見られる(図 3.9 の緑、赤、黄色、灰色の線)。これらの結果から、上部成層圏 1 hPa 付近で見られた気温の太陽変動成分のピークは太陽変動に起因し、下部成層圏 70 hPa 付近で見られた気温の太陽変動成分のピークは太陽変動ではなく火山噴火の影響を大きく受けていることが分かった。この結果はオゾンの太陽変動成分で見られた結果と整合的である。

火山噴火を含まず太陽変動を含む実験を相互に比較すると(SONLY、NOVOL、NOVOL-SSTC)、気温の太陽変動成分で 50 hPa 付近に 0.2 K 程度のピークが見られる。一方、火山噴火も太陽変動も含まない実験(QBOONLY) では下部成層圏の太陽変動成分はおおよそ 0 K である。なお、気温とオゾンの太陽変動成分のピークを比較すると、気温ではオゾンの場合と異なり、2ヶ所のピークの見られる高度が高さに分散が大きいために下部成層圏の統計的な有意性は低い。太陽変動に対する気温の応答は、オゾンのように放射の応答だけではなく他の放射的にアクティブな気体や断熱加熱などのように分散を大きくする要因が多数存在する。そのため、気温の有意性はオゾンの場合よりも総じて低くなる傾向にあると考えられる。

しかし、オゾン変動で気温の変動と整合的な傾向を示したことから、気温でもオゾンの場合と同様、下部成層圏の太陽変動成分のピークの一部は太陽変動の影響を受けて形成された可能性がある。太陽変動の影響に対する信頼性を高めるため、多くのアンサンブル実験を行う必要がある。3.3 節では、多くのアンサンブルを行った結果を示す。

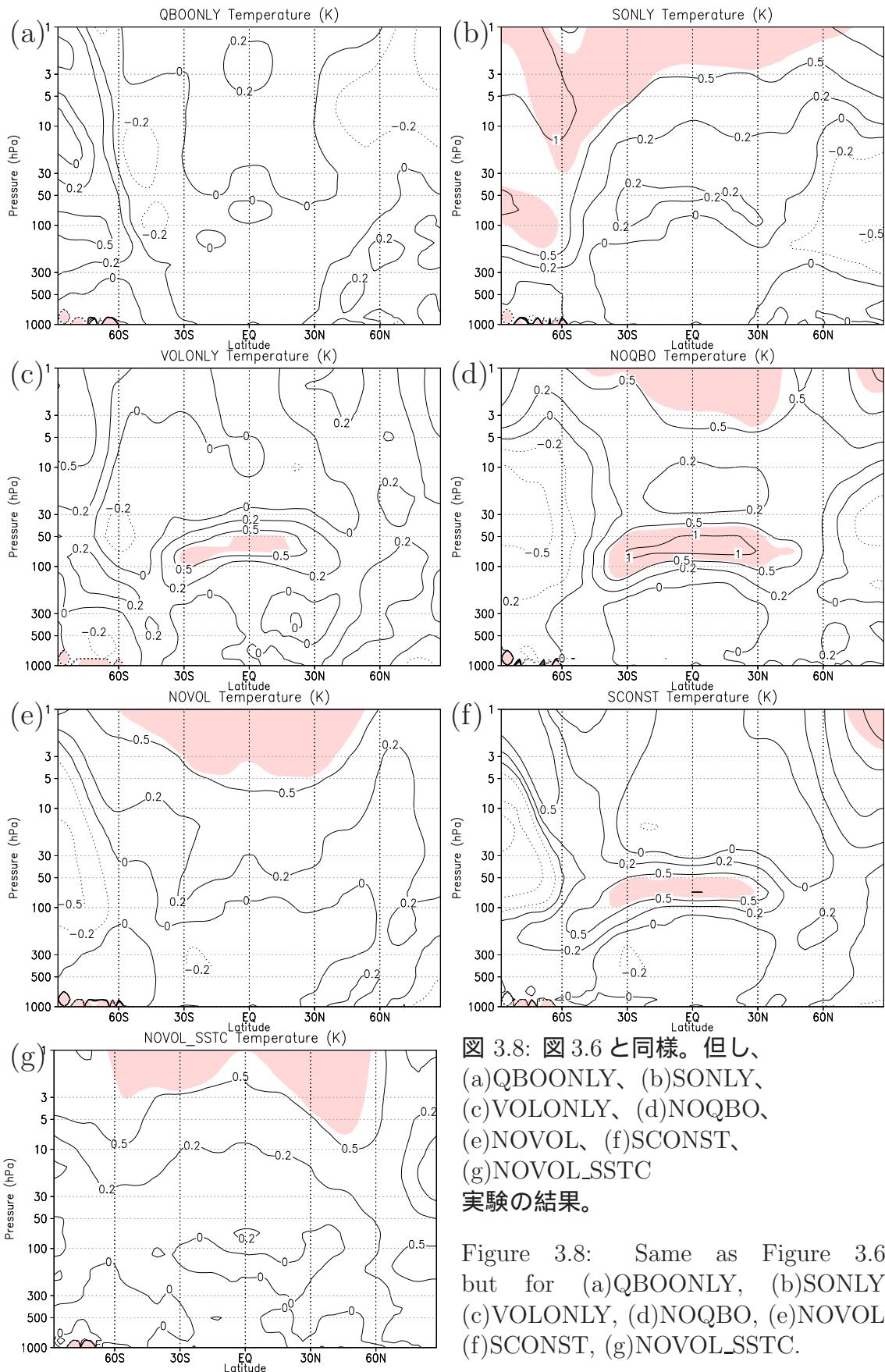


図 3.8: 図 3.6 と同様。但し、
(a)QBOONLY、(b)SONLY、
(c)VOLONLY、(d)NOQBO、
(e)NOVOL、(f)SCONST、
(g)NOVOL_SSTC
実験の結果。

Figure 3.8: Same as Figure 3.6, but for (a)QBOONLY, (b)SONLY, (c)VOLONLY, (d)NOQBO, (e)NOVOL, (f)SCONST, (g)NOVOL_SSTC.

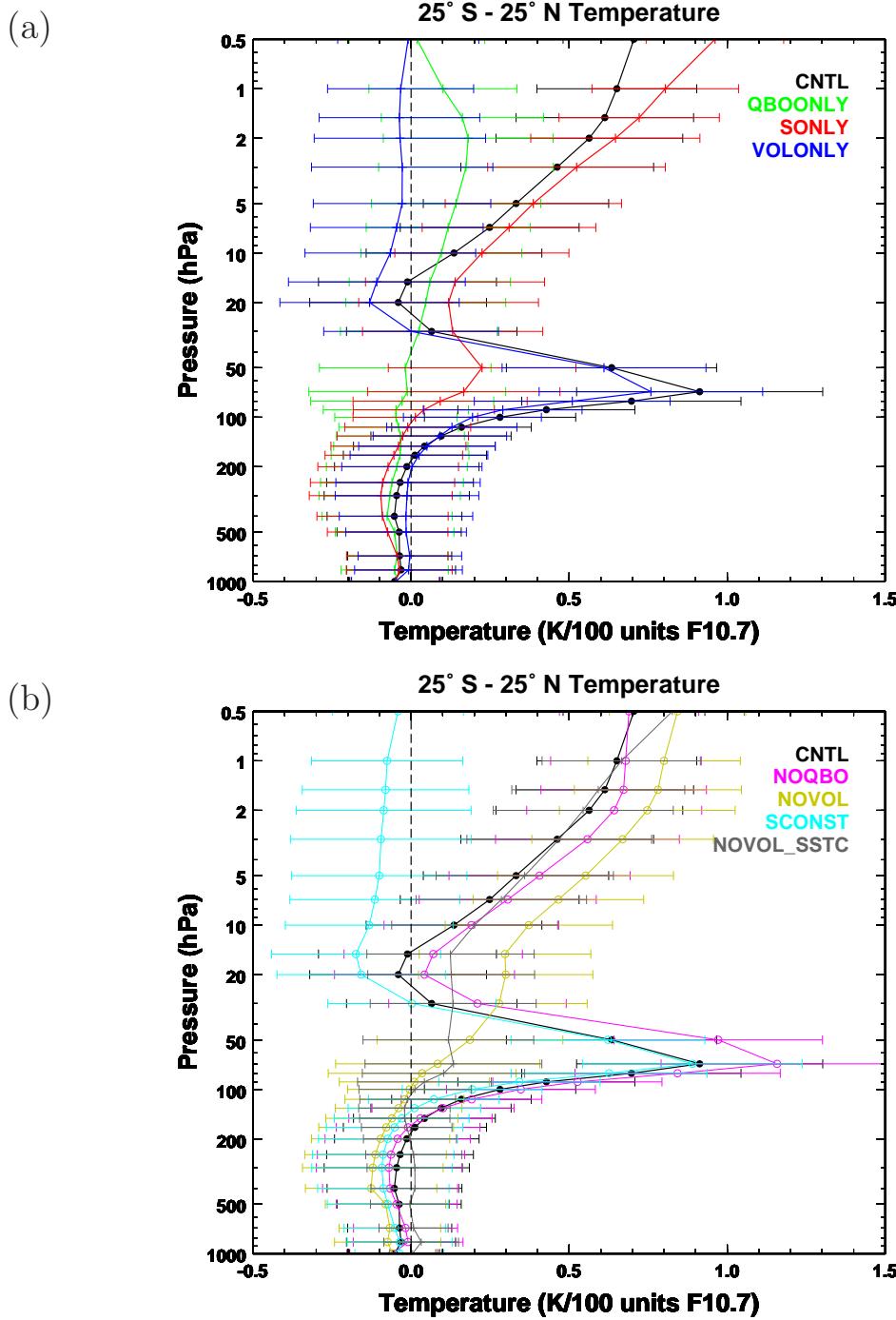


図 3.9: 図 3.7 と同様。ただし、CNTL に感度実験の結果を加えた。黒が CNTL、緑が QBOONLY、赤が SONLY、青が VOLONLY の結果。ピンクが NOQBO、黄色が NOVOL、水色が SCONST、灰色が NOVOL_SSTC の結果。誤差棒は 1σ の誤差範囲を示す。

Figure 3.9: Same as Figure 3.7, but for sensitivity experiments. The results of the CNTL, VOLONLY, SONLY, and QBOONLY experiments are indicated by black, blue, red, and green lines, respectively. The magenta, yellow, and cyan lines indicate the outputs of the NOQBO, NOVOL, and SCONST experiments, respectively. The error bars indicate 1σ uncertainties.

3.3 極大期、極小期の太陽定数固定実験

CCMVal の REF1 シナリオランである CNTL 実験に対して太陽定数の変動を入れたり外したりした感度実験により、太陽変動を入れた実験では上部成層圏においてオゾンの太陽変動成分で 5 hPa 付近に約 2% のピーク、気温の太陽変動成分では 1 hPa 付近に約 0.6 K のピークが見られ、それが 11 年周期の太陽放射変動に起因することが示された。下部成層圏では、火山噴火の影響を除去した実験同士で太陽変動を入れたり外したりした感度実験同士を比較し、オゾンの太陽変動成分で見られた 80 hPa 付近のピークのうち約 1%、気温の太陽変動成分で見られた 50 hPa 付近のピークのうち約 0.2 K 程度は太陽変動の影響を受けて形成されていることが示唆された。CCM のシナリオランでは、太陽定数の 11 年周期変動は F10.7 の 11 年周期変動として与えている。シナリオランで用いた F10.7 の値は、図 2.3(a) のように、約 2 太陽周期にあたる 1980 ~ 2000 年の期間では最大値付近と最小値付近の値を取る期間がそれぞれ 8 年程度と少ない。シナリオランからの感度実験で示唆された太陽 11 年周期の影響を確かめるため、多くのアンサンブルを取ることができる極大期の太陽定数固定実験 (SMAX と表記) と極小期の太陽定数固定実験 (SMIN と表記) を行い、両者の差を調べた。

SMAX、SMIN は、それぞれ 11 年周期の太陽変動の代わりに太陽活動の極大期に当たる 1986 年 9 月と太陽活動の極小期に当たる 1989 年 11 月の F10.7 の一定値を与えた実験である⁹。なお、F10.7 では図 2.3(a) のように季節変動はほとんどなく、F10.7 の最大値付近と最小値付近の月を選んでいるため、9 月と 11 月という月の違いに意味がないと考えられる。SMAX、SMIN 実験では、さらに QBO のナッジングを外し、火山性エアロゾルは火山噴火によってエアロゾルが増加していない比較的清浄な状態と考えられる年 (計算開始年の 1975 年) の値に固定した。なお、SMAX、SMIN では SST、Sea ice の各月の値は、極小期であった 1986 年の各月の値に固定した。また、GHG 濃度、ODS 濃度は 1986 年の年平均値に固定した。SMAX、SMIN の実験設定は、*Schmidt and Brasseur [2006]* の実験設定に類似している。

上記の実験設定のもとで SMAX、SMIN ともそれぞれ 42 年間のアンサンブルを取った。なお、SMAX、SMIN ともそれぞれ 2 つの実験を行い、1 つ目の実験の初期値には CNTL 実験と同じ初期値を、2 つ目の実験には 1 つ目の実験で 1 年間計算した後のリスタート出力を最初の年の初期値として用いた。4 つの実験とも 25 年間の計算を行い、初期値の影響が無視できる後ろの 21 年間の出力を用いることで 42 年

⁹ 1986 年 9 月と 1989 年 11 月は *Lean et al. [1997]* でスペクトルビン毎のエネルギー変化を調べた月に当たる。

間のアンサンブルとした。

実験名称	SONLY	SMAX	SMIN
太陽 11 年変動		× (1989/11)	× (1986/9)
火山噴火	×	×	×
QBO	×	×	×
SST 変動		×	×
GHG、ODS		×	×

表 3.1: SMAX と SMIN 実験の設定。詳細は本文を参照。

Table 3.1: Summary of the SMAX and SMIN experiments. See the text for details.

SMAX の 42 年間のコンポジット平均と SMIN の 42 年間のコンポジット平均の差として評価することにより極大期の特徴を取り出す。以下、この手順で計算を行うことを「SMAX–SMIN で計算した」と表記する。さらにこの差のことを「SMAX と SMIN の差」または単に偏差と呼ぶ。観測に対して重回帰解析を行って取り出した太陽変動成分には火山噴火、QBO の影響なども含むが、SMAX–SMIN で計算した偏差にはこれらの影響が含まれないという違いがある。このため、計算された偏差は 11 年周期の太陽変動のみに対する応答、つまり正味の太陽変動成分を意味している。なお、SONLY 実験では火山噴火、QBO の影響を除去して実験を行ったため、SMAX と SMIN の差は SONLY 実験の太陽変動成分に対応している（表 3.1）。

図 3.10(a) は、SMAX–SMIN で計算した年平均のオゾン偏差の分布である。SMAX、SMIN とも 42 年間の各月のデータからコンポジット平均を計算した。ただし、回帰解析の結果と比較するため、極大期の値として用いた 1989 年 11 月の $F10.7$ の値 $F10.7_{(1989/11)} = 2.3$ と極小期の値として用いた 1986 年 9 月の $F10.7$ の値 $F10.7_{(1986/9)} = 1.6$ を 100 units $F10.7$ に補正するためのファクター、 $1/(F10.7_{(1989/11)} - F10.7_{(1986/9)}) = 0.62$ (1/100 units $F10.7$) を掛けた。また、SMIN に対する変化率として表記するため、

$$\frac{(O_3(\text{SMAX}) - O_3(\text{SMIN}))}{O_3(\text{SMIN})} \frac{1}{F10.7_{(1989/11)} - F10.7_{(1986/9)}} (\%/\text{100 units } F10.7)$$

の値で示した。ここで $O_3(\text{SMAX})$ は SMAX の、 $O_3(\text{SMIN})$ は SMIN のオゾン混合比のコンポジット平均を表す。図 3.10(a) で見られる赤道域上部成層圏のオゾン偏差は、緯度方向におおよそ一様であるという特徴を示す。赤道域の 25°S から 25°N で平均した鉛直プロファイルを図 3.11(a) の実線で示す。+記号はその高度における Student の t 値を表し、値は上軸に示した。 t 値が 90%、95%、99% の有意水準を示す閾値を左側から順に破線で示した。+記号が破線よりも右側にあれば、オゾン偏差はその有意水準で統計的に有意であることを意味する。赤道域のオゾン偏差は、上部成層

図 5 hPa 付近において約 2%/100 units F10.7 の値で 99% 以上の有意性を持っていることが分かる。これは、*Schmidt and Brasseur [2006]* の Figure 1 で指摘されている特徴 (5 ~ 10 hPa で約 3% のオゾン偏差のピークを示し、緯度方向におおよそ一様な特徴を示す。) と類似する。なお、*Schmidt and Brasseur [2006]* では %/100 units F10.7 ではなく % で示されているため、比較の際には本研究で示した値を 1.6 倍する必要がある。1.6 倍の値は、極大期として用いた 1989 年 11 月と極小期として用いた 1986 年 9 月の F10.7 の差 ($F10.7_{(1989/11)} - F10.7_{(1986/9)} = 1.6$) を意味している。

図 3.10(b) は SMAX–SMIN で計算した気温偏差を、オゾンの場合と同様、K/100 units F10.7 に補正するため、

$$(T_{(\text{SMAX})} - T_{(\text{SMIN})}) \frac{1}{F10.7_{(1989/11)} - F10.7_{(1986/9)}} \quad (\text{K}/100 \text{ units F10.7})$$

の値で表記した。ここで $T_{(\text{SMAX})}$ は SMAX の、 $T_{(\text{SMIN})}$ は SMIN の気温のコンポジット平均を表す。図 3.11(b) には、赤道域の 25°S から 25°N で平均した鉛直プロファイルを示す。気温偏差の場合も上部成層圏にピークを持つという特徴があり、1 hPa 付近で約 0.6 K/100 units F10.7 の値を示し、99% 以上で統計的に有意である。なお、上部成層圏で気温偏差がピークを持つ特徴は、*Schmidt and Brasseur [2006]* の Figure 2 (1 hPa 付近で約 1 K の気温偏差のピーク) と似ている。なお比較の際には、オゾンの場合と同様、本研究で示した値を 1.6 倍する必要がある。

シナリオランに対する感度実験の結果を確かめるため、火山噴火を除去した実験のうち 11 年周期の太陽変動を含む感度実験 (SONLY 実験) から計算したオゾンの太陽変動成分 (図 3.4b) と比較する。本節の解析では、SMAX–SMIN で計算した図 3.10 のオゾン偏差は 5 hPa 付近で約 2%/100 units F10.7 のピークを持ち、気温偏差は 1 hPa 付近で約 0.6 K/100 units F10.7 のピークを持っていた。上部成層圏にピークを持つ特徴は SONLY 実験から得られた太陽変動成分と似ており、偏差の値も同程度であった。このため、過去の研究で指摘されていた上部成層圏の太陽変動成分が、太陽変動に起因するものであることが確認できたと考えられる。

次に、下部成層圏に着目する。火山噴火を除去し太陽変動を含む SONLY 実験の結果から得られた太陽変動成分は、80 hPa 付近に約 1%/100 units F10.7 のオゾンピーク (図 3.5 の赤線)、約 0.2 K/100 units F10.7 の気温ピーク (図 3.9 の赤線) を示し、下部成層圏に太陽変動が影響することを示唆していた。このように下部成層圏にピークを持つ特徴は、SMAX–SMIN で計算したオゾン偏差においても見られ、その大きさは 80 hPa において SONLY 実験と同程度の約 1%/100 units F10.7 で 90% の有意水準で有意である (図 3.11a)。気温偏差の場合には、50 hPa 付近で約 0.2 K/100

units F10.7 のピークを示し 90%で有意である(図 3.11b)。気温でも偏差の大きさは SONLY 実験と同程度であった。なお、下部成層圏にオゾン、気温偏差のピークが見られる特徴は、*Schmidt and Brasseur [2006]* とも類似し(100 hPa 付近で約 1~2%、約 0.3 K のピーク)、本研究で示した値を 1.6 倍して比較すると定量的にもおよそ対応する。

このように、正味の太陽変動成分である SMAX と SMIN の差からも下部成層圏においてオゾンで約 1%程度、気温で約 0.2 K 程度のピークが検出された。SONLY 実験ではデータ長が十分でないために統計的な有意性が低かったが、本節で見積もった SMAX と SMIN の差は 90%以上で有意で、多くのアンサンブルを行うことで統計的な信頼性を高めることができたと考えられる。またこれは、下部成層圏で観測されていたオゾン、気温の太陽変動成分のピークの一部は、太陽放射の変動に対する応答である可能性が高いことを意味する。なお、80 hPa 付近における偏差の有意性は 90%程度であるため、さらに信頼性を高めるにはより多くのアンサンブル実験が必要と思われる。

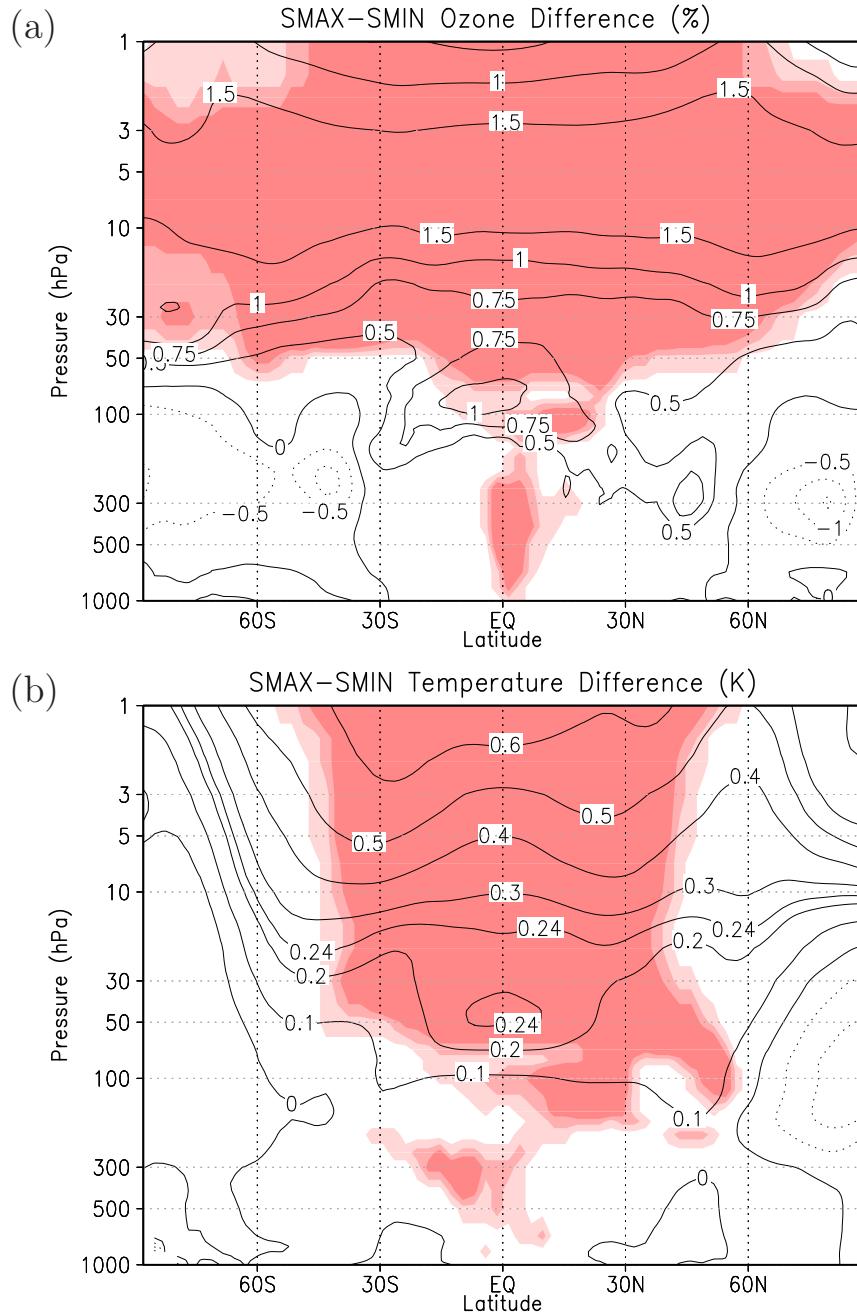


図 3.10: (a) SMAX-SMIN で計算された年平均のオゾン混合比の偏差(単位は%/100 units F10.7)。ただし、回帰解析と合わせるため、SMIN に対する変化率で示し、 $1/(F10.7_{(1989/11)} - F10.7_{(1986/9)}) = 0.62$ のファクターを掛けた。色は 90%、95%、99% で統計的に有意な領域を表す。(b)(a) と同様、但し気温偏差(単位は K/100 units F10.7)。

Figure 3.10: (a) Ozone mixing ratio difference between solar maximum (SMAX) and minimum (SMIN) time-slice experiments. The means of 42 year ensemble simulations are used for the ozone mixing ratios of SMAX and SMIN, respectively. The values are represented as % per 100 units F10.7, with multiplied by $1/(F10.7_{(1989/11)} - F10.7_{(1986/9)}) = 0.62$ and divided by SMIN value. The shadings indicate 90%, 95%, 99% confidence levels. (b) Same as (a), but for temperature difference (K/100 units F10.7).

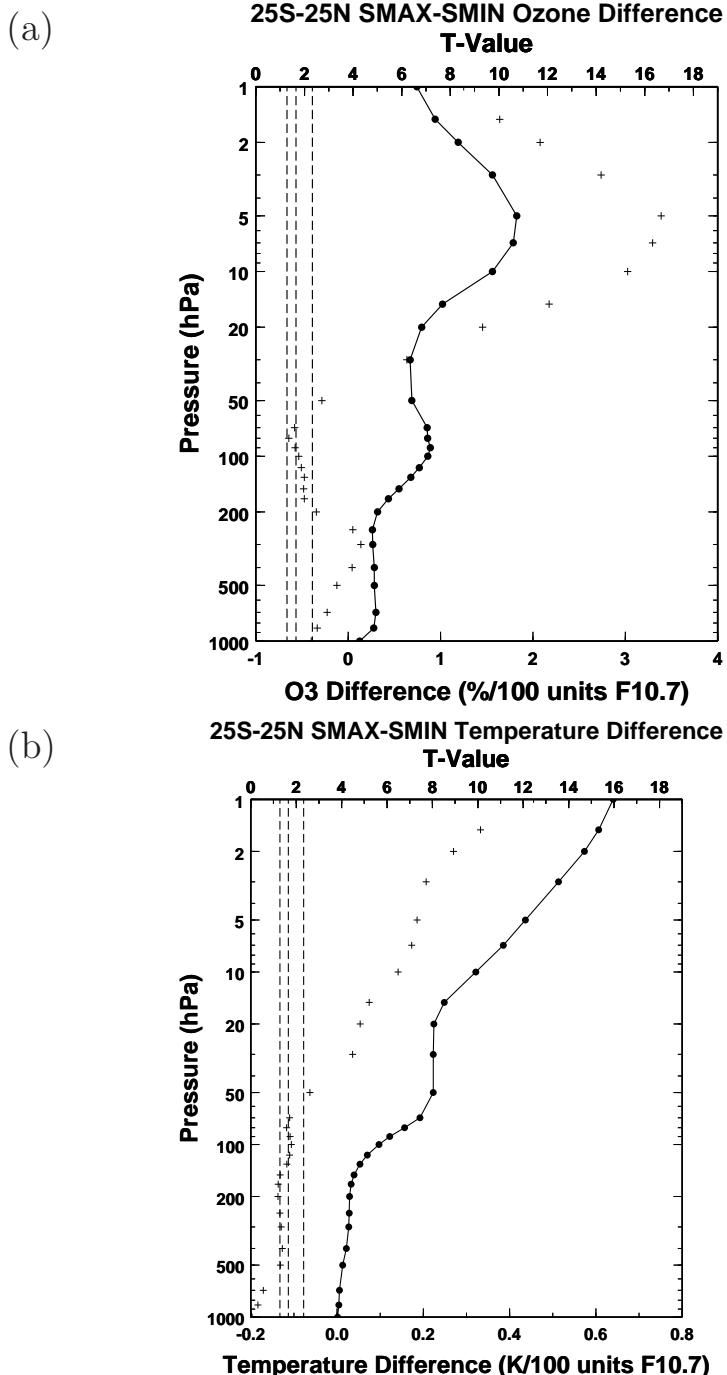


図 3.11: SMAX-SMIN で計算された年平均の (a) オゾン混合比の偏差 (単位は%/100 units F10.7) と (b) 気温偏差 (単位は K/100 units F10.7)。赤道域の 25°S から 25°N で平均した。回帰解析と合わせるため、 $1/(F10.7_{(1989)} - F10.7_{(1986)}) = 0.62$ のファクターを掛けた。+記号は Student の t 値を表し、値を上軸に示した。破線は t 値が 90%、95%、99% の有意水準を持つ閾値を示す。

Figure 3.11: (a) Difference of ozone mixing ratio averaged over the latitude range from 25°S to 25°N between SMAX and SMIN experiments(%/100 units F10.7). (b) Same as (a), but for temperature difference (K/100 units F10.7). The above abscissas for each panel indicate Student-t values shown as crosses. Broken lines mean 90%, 95%, 99% confidence levels for Student-t values.

3.4 極大期と極小期間のオゾン、気温差の原因

CNTL 実験から得られたオゾン及び気温の太陽変動成分では、上部成層圏と下部成層圏にそれぞれピークが見られた。前節までの解析では、上部成層圏において太陽 11 年変動を含む実験でピークが見られたため、本節では太陽変動を含む実験と含まない実験結果の比較を行い考察する。また、下部成層圏では、火山噴火と太陽変動の両方の影響によるピークの形成が示唆されたので、それぞれの寄与について調べる。

3.4.1 上部成層圏のオゾン、気温差の原因

CCM 実験では、短波放射加熱率、長波放射加熱率を出力しており、各加熱率の太陽変動成分を見積もることが可能である。上部成層圏における太陽活動の極大期と極小期の間のオゾン、気温差の原因を調べるために、各加熱率の太陽変動成分を取り出した。図 3.12 は、赤道域 25°S から 25°N までの緯度帯で平均した短波放射加熱率の太陽変動成分を示す。正の値は、極大期に短波放射加熱率が大きく極小期に小さい傾向があることに対応する。太陽 11 年周期変動による影響を調べるために、太陽 11 年周期変動を陽に含む感度実験のグループと太陽定数を一定にした感度実験のグループに分類した。太陽 11 年周期変動を陽に含む感度実験 (CNTL、SONLY、NOVOL、NOQBO、NOVOL_SSTC) から得られた短波放射加熱率の太陽変動成分は、上部成層圏に正の値が見られ、 1 hPa で約 $0.15 \text{ K day}^{-1}/100 \text{ units F10.7}$ である (図 3.12a)。図 3.13 は長波放射加熱率の太陽変動成分であるが、これらの実験では、上部成層圏で負の値 (1 hPa で約 $-0.15 \text{ K day}^{-1}/100 \text{ units F10.7}$) を示し、おおよそ短波放射加熱と釣り合う系統的な特徴があることが分かった。なお、上部成層圏におけるオゾンと気温のピークは、それぞれ 1 hPa 、 5 hPa 付近であり (図 3.5、図 3.9)、短波放射加熱率のピークの位置とおおよそ対応する。一方、太陽定数を一定にした感度実験 (SCONST、VONLY、QONLY) から得られた太陽変動成分では、短波放射加熱率、長波放射加熱率ともほぼ $0 \text{ K day}^{-1}/100 \text{ units F10.7}$ である (3.12b、3.13b)。

上記の結果から、上部成層圏のオゾン、気温の太陽変動成分のピークは極大期に UV 放射がオゾンによって吸収され増加したことに起因すると考えられる。

極大期に上部成層圏のオゾンが増加し、極小期にオゾンが減少していることを確かめるために、CNTL 実験で出力した 5 hPa のオゾンの生成速度を赤道域 25°S から 25°N の緯度帯で平均した時系列図を作成した (図 3.14a)。CCM の中では、UV 放射

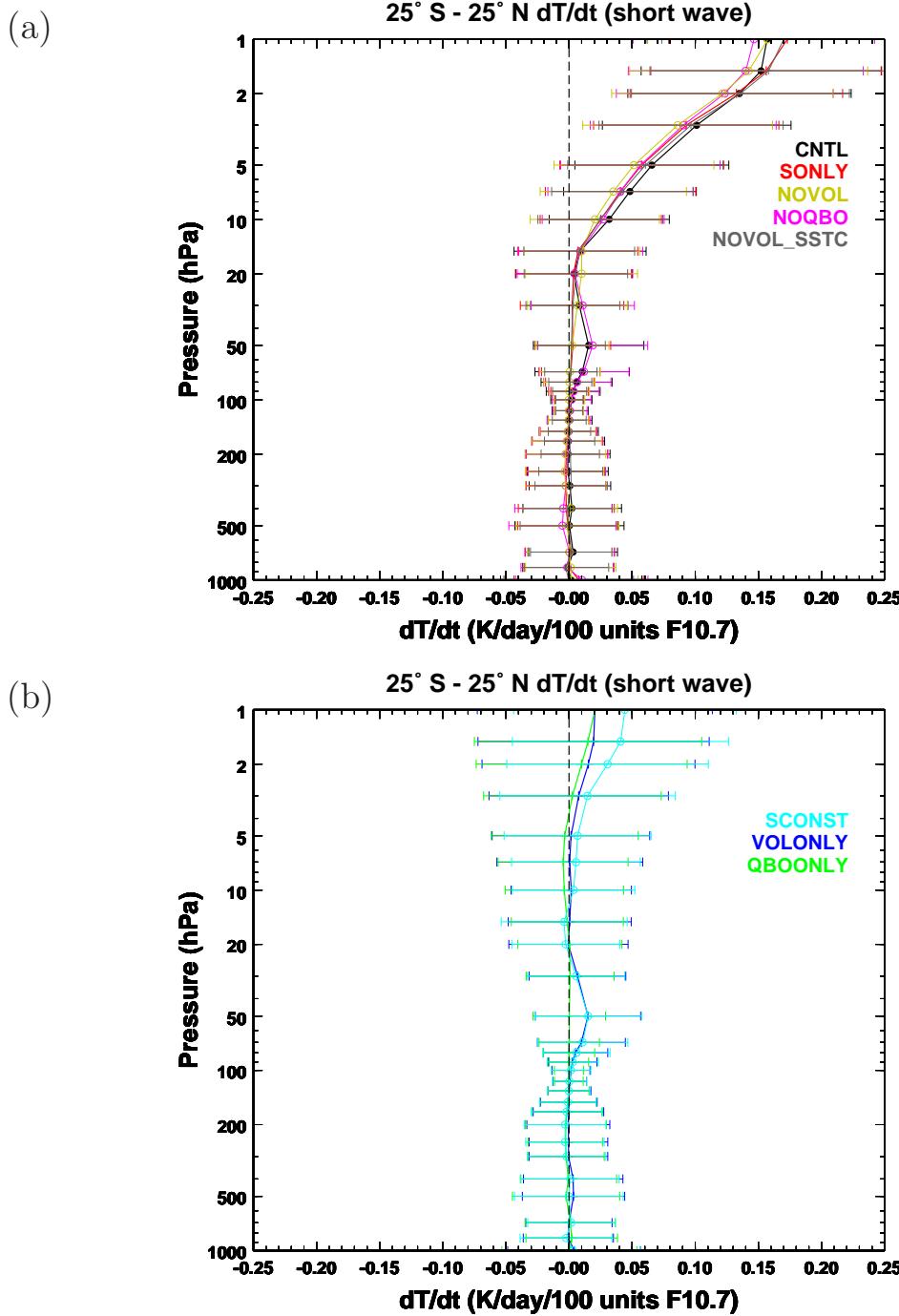


図 3.12: CCM 実験の 1980 ~ 2000 年までの短波放射加熱率 ($< 4\mu\text{m}$) から重回帰解析により得られた太陽変動成分の鉛直プロファイル(単位は K/day/100 units F10.7)。誤差棒は 1σ の誤差範囲を示す。(a) 太陽放射の 11 年周期変動を陽に含む実験結果。(b)(a) と同様。ただし、太陽定数を一定にした実験結果。

Figure 3.12: Solar regression coefficients of diabatic heating rate of the short wave ($< 4\mu\text{m}$) radiation (Kday^{-1} per 100 units of F10.7) for 1980-2000 of CCM experiments, together with the 1σ uncertainty. (a) Experiments with explicit solar forcing are represented. (b) Experiments without explicit solar forcing are represented.

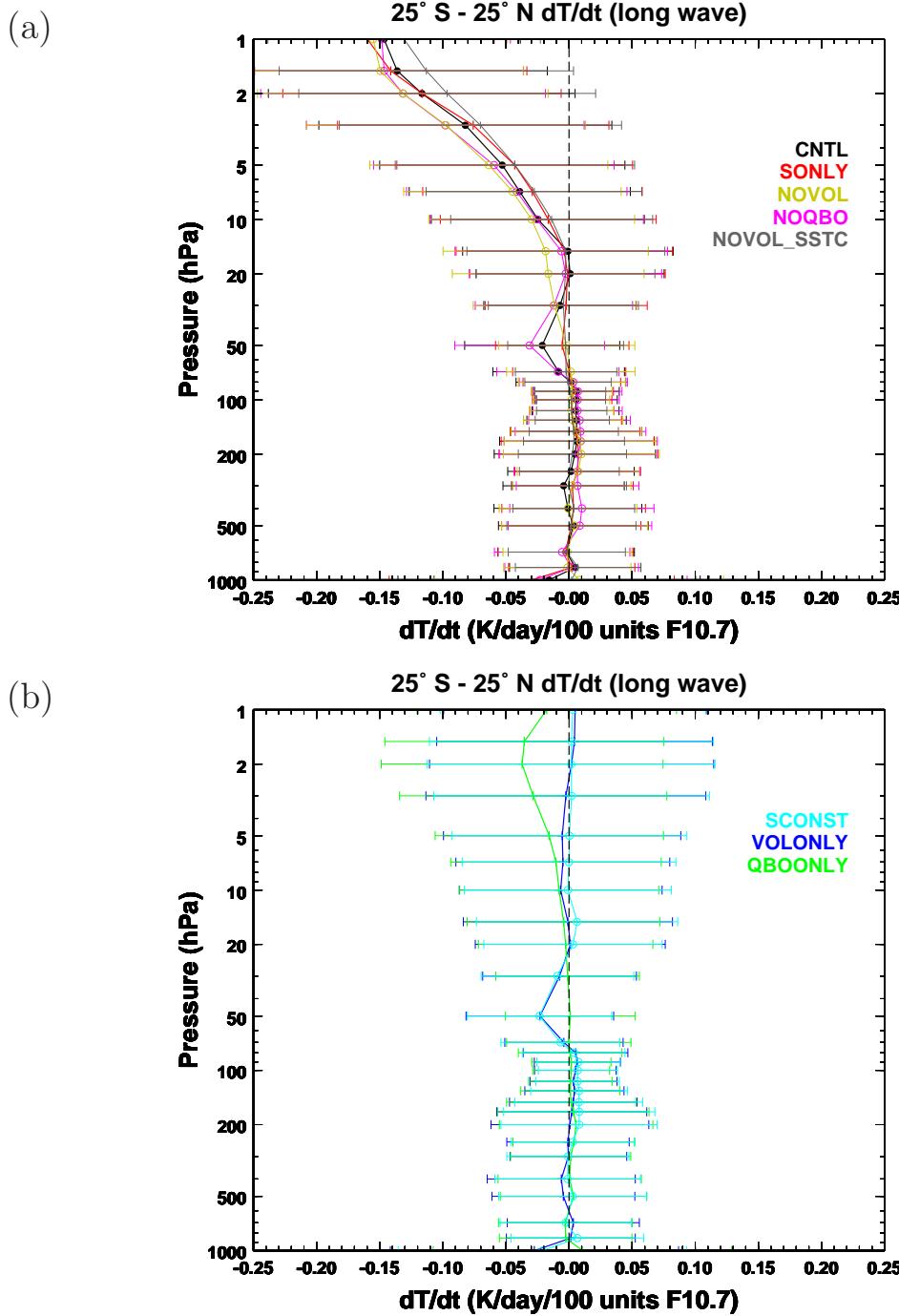


図 3.13: CCM 実験の 1980 ~ 2000 年までの長波放射加熱率 ($> 4\mu\text{m}$) から重回帰解析により得られた太陽変動成分の鉛直プロファイル(単位は K/day/100 units F10.7)。誤差棒は 1σ の誤差範囲を示す。(a) 太陽放射の 11 年周期変動を陽に含む実験結果。(b)(a) と同様。ただし、太陽定数を一定にした実験結果。

Figure 3.13: Solar regression coefficients of diabatic heating rate of the long wave ($> 4\mu\text{m}$) radiation (Kday^{-1} per 100 units of F10.7) for 1980-2000 of CCM experiments, together with the 1σ uncertainty. (a) Experiments with explicit solar forcing are represented. (b) Experiments without explicit solar forcing are represented.

の 11 年周期変動を図 2.3(a) に示した F10.7 の時系列として与えている。F10.7 の変動と対応して 11 年周期の変動が見られ、オゾンの生成速度の値は極大期におおよそ 3.7 ~ 3.9 ppmv/day 程度と大きく極小期におおよそ 3.6 ~ 3.8 ppmv/day 程度と小さいことが分かる。図 3.14(b) には、5 hPa の赤道域 25°S から 25°N で平均したオゾン混合比偏差の時系列図を示す。但し、1980 ~ 2000 年まで平均した年平均のオゾン混合比に対する比率(%)で表した。オゾン混合比でも F10.7 やオゾンの生成速度の変動と対応して 11 年周期の変動が見られる。1980 ~ 2000 年にはオゾンの減少トレンドがあるので全期間の極大期と極小期の変化を単純に比較できないが、1980 年代には極大期におおよそ 3 ~ 6% 程度、極小期におおよそ -2 ~ 2% 程度の値で、1990 年代には極大期におおよそ 0 ~ 3% 程度、極小期におおよそ -6 ~ 0% 程度の値を示す。このオゾン変動の大きさは、*Chandra and McPeters [1994]* で示された上部成層圏のオゾン変動の大きさとおおよそ整合的である。

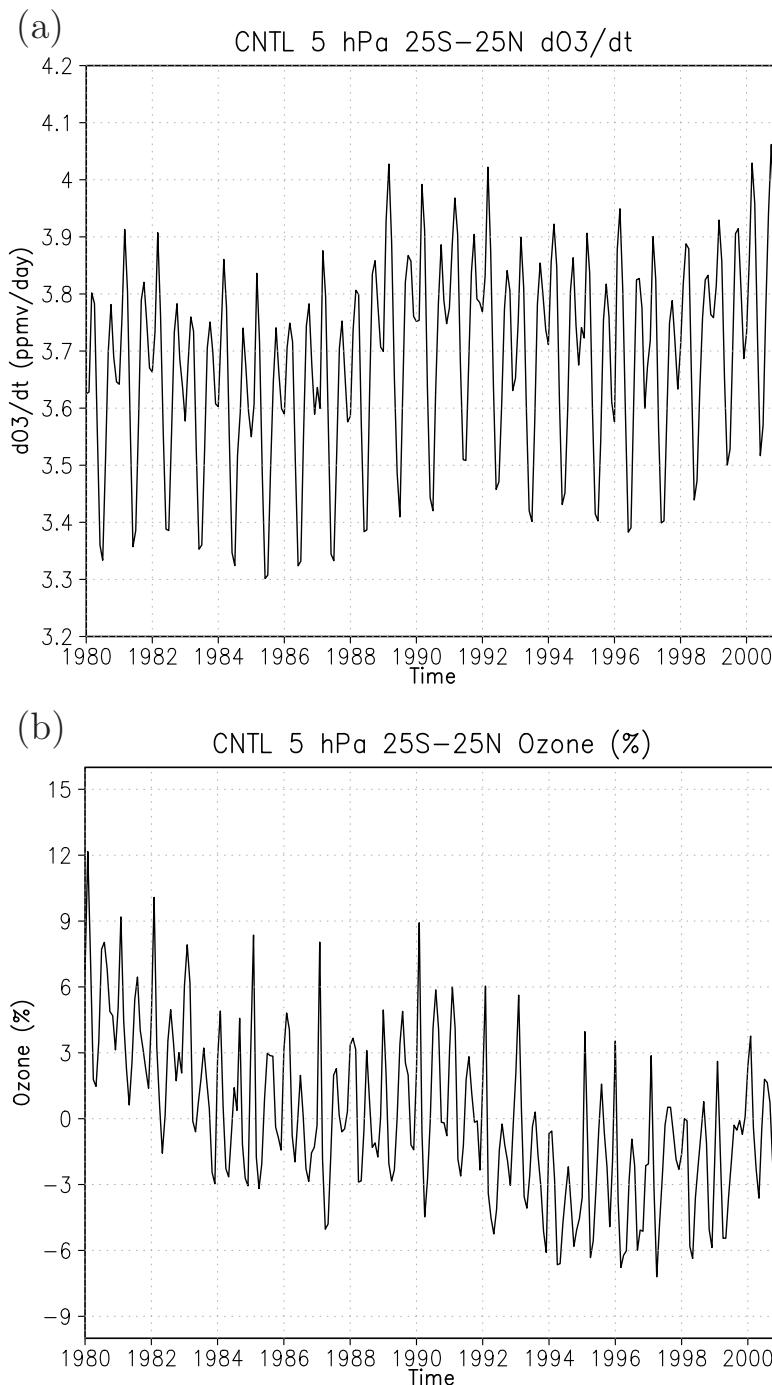


図 3.14: (a) CNTL 実験から計算された 5 hPa の化学生成によるオゾン変化量を 25°S から 25°N で平均した 1980 ~ 2000 年までの月平均時系列 (単位は ppmv/day)。(b)(a) に同じ。但しオゾン混合比の偏差。1980 ~ 2000 年まで平均した年平均オゾン混合比に対する比率 (%) で示した。

Figure 3.14: (a) Monthly time-series of 5 hPa chemical ozone tendency (ppmv/day) for 1980-2000 averaged over the latitude range from 25°S to 25°N. (b) Same as (a), but for deviation of ozone volume mixing ratio, which is expressed as a percentage (%) of the mean ozone values for 1980-2000.

3.4.2 下部成層圏のオゾン、気温差の原因

下部成層圏における太陽活動の極大期と極小期の間のオゾン、気温差の原因を調べるために、火山噴火を含む CNTL 実験と VOLONLY 実験からオゾン変化量の太陽変動成分を計算した。図 3.15(a) は鉛直輸送によるオゾン変化量で、図 3.15(b) は化学生産・消滅によるオゾン変化量を示す。黒線が CNTL 実験、青線が VOLONLY 実験の結果を表す。図 3.15 のように、火山噴火を含む実験では化学生産・消滅によるオゾン変化量が 80 hPa 付近で約 0.14 ~ 0.15%/day/100 units F10.7 で、この項が下部成層圏の太陽変動成分のピークをおおよそ説明する。火山噴火は 11 年周期の極大期の終わり頃に起こり、それに伴う影響がその後数年間のオゾン減少という形で現れている。このため、太陽 11 年周期と相關の大きなパターンを取り出すと火山噴火後にオゾンが減少する影響を太陽変動成分として検出してしまったと考えられる。

火山噴火を含まず太陽 11 年周期を含む感度実験の結果 (SONLY 実験) では、鉛直輸送によるオゾン変化量が正の値を示す (図 3.15a の赤線)。この実験では、オゾンが赤道域 10 hPa 付近で最大値を示し、極大期に 50 ~ 100 hPa 付近で下降流偏差となっていた (図略)。このため、下部成層圏では上層の濃いオゾンが輸送されてオゾンピークが形成された可能性がある。このように SONLY 実験から太陽活動が力学プロセスを介して下部成層圏に影響する可能性が示唆された。下部成層圏のピークに関連する力学を知るため、4 章で赤道域と中緯度域の関係について詳細に述べる。

火山噴火を含む実験により化学生産・消滅によるオゾン変化量が下部成層圏のピークに影響していることが分かった。これについて詳細に調べるために、化学生産・消滅によるオゾン変化量の時系列図を作成した。図 3.16(a) の黒線は CNTL 実験の化学生産・消滅によるオゾン変化量を 80 hPa において赤道域 25°S から 25°N まで平均した時系列である。青線で VOLONLY 実験の結果を重ねた。El Chichón の噴火は 1982 年、Pinatubo の噴火は 1991 年に起こったが、両噴火の直後から CNTL 実験、VOLONLY 実験の結果ともオゾン変化量がおおむね負に変わることが分かる。オゾン変化量は、El Chichón 噴火前の 1980 ~ 1981 年の期間平均では約 1 ppbv/day であったが、噴火後の 1983 ~ 1984 年の平均では約 -1 ppbv/day の値を示す。また、Pinatubo 噴火前の 1990 年の平均では約 1.5 ~ 2 ppbv/day であったが、噴火後の 1992 ~ 1993 年の平均では約 -1 ppbv/day の値を示す。80 hPa において赤道域 25°S から 25°N まで平均したオゾンの時系列図が図 3.16(b) であるが、オゾン変化量と対応して両噴火の直後におおむね減少することが分かる。オゾンは El Chichón 噴火前の 1980 ~ 1981 年の期間平均では、CNTL 実験で約 13%、VOLONLY 実験で約 12% で

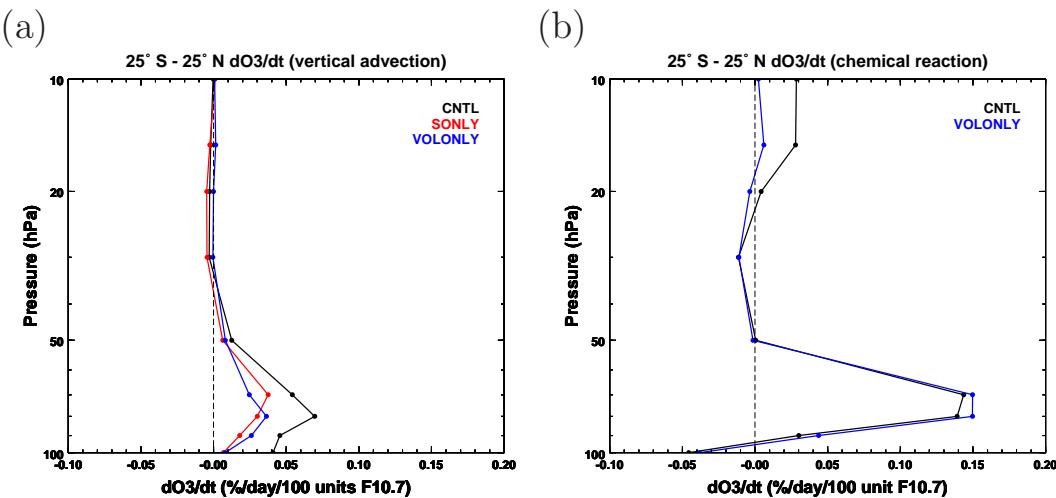


図 3.15: (a)1980～2000 年までの CNTL(黒線)、SONLY(赤線)、VOLONLY(青線) 実験から計算された鉛直輸送によるオゾン変化量の太陽変動成分。(b)(a) に同じ。但し、CNTL、VOLONLY 実験から計算された化学生成・消滅によるオゾン変化量の太陽変動成分。

Figure 3.15: (a) Solar regression coefficients of ozone tendency (%/day/100 units of F10.7) by vertical advection for 1980-2000 of CNTL (black line), SONLY (red line), and VOLONLY (blue line). (b) Same as (a), but for solar regression coefficients of ozone tendency by chemical reaction of CNTL and VOLONLY.

あったが、噴火後の 1983～1984 年の平均では CNTL 実験で約 −11%、VOLONLY 実験で約 −10% の値を示す。また、Pinatubo 噴火前の 1990 年の平均では CNTL 実験で約 6%、VOLONLY 実験で約 7% であったが、噴火後の 1992～1993 年の平均では CNTL 実験で約 −39%、VOLONLY 実験で約 −34% の値を示す。このように下部成層圏では、両火山噴火の後で化学消滅によるオゾン減少がみられた。オゾンが減少するタイミングを図 2.3(a) に示した F10.7 の時系列と比較すれば、両火山噴火が太陽活動の極大期の終わり頃に起こり、それに伴うオゾン減少が極大期から極小期への移行期に起こることが分かる。このため、統計的に太陽変動成分を検出すると、火山噴火の影響が太陽変動成分に含まれると考えられる。

下部成層圏では化学消滅によるオゾン変化が太陽変動成分に影響していたため、その化学消滅項に関連する反応を詳細に見積もった。図 3.17 は、CNTL の化学消滅によるオゾン変化量の時系列を反応毎に比率(%)で示したもので、下部成層圏の 50～100 hPa、25°S から 25°N で平均した (ある化学消滅反応によるオゾン変化量)/(化学消滅によるオゾン変化量の合計) × 100(%) として計算しており、これは、それぞれの反応によるオゾン消滅への寄与率を表す。図 3.17(a) は、次に示す Lee et al. [2002] の Cycle I に対応する $2j_1[Cl_2O_2]$ のオゾン消滅反応によるオゾン消滅率(%)で、 $[Cl_2O_2]$

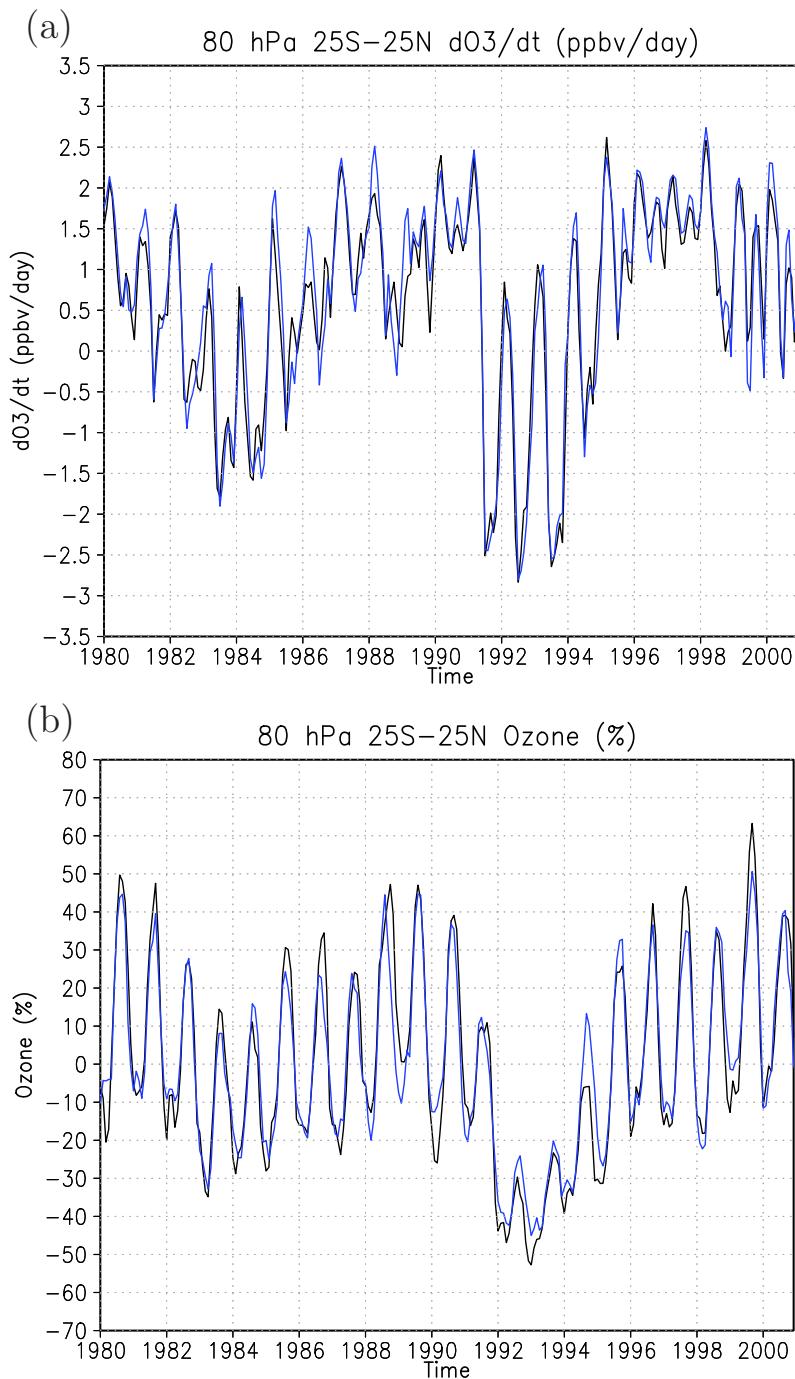


図 3.16: (a)CNTL 実験 (黒線) と VOLONLY 実験 (青線) から計算された 80 hPa の化学生成・消滅によるオゾン変化量を 25°S から 25°N で平均した 1980 ~ 2000 年までの月平均時系列 (単位は ppbv/day)。(b)(a) に同じ。但しオゾン混合比の偏差。1980 ~ 2000 年まで平均した年平均オゾン混合比に対する比率 (%) で示した。

Figure 3.16: Monthly time-series of 80 hPa chemical ozone tendency (ppmv/day) averaged over the latitude range from 25°S to 25°N for 1980-2000 in the CNTL (black line) and VOLONLY (blue line) experiments.(b) Same as (a), but for deviation of ozone volume mixing ratio, which is expressed as a percentage (%) of the mean ozone values for 1980-2000.

は Cl_2O_2 の濃度を表す。

$$-\frac{d[\text{O}_3]}{dt} = 2j_1[\text{Cl}_2\text{O}_2]$$

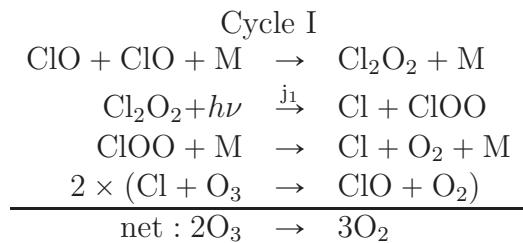


図 3.17(b) は次の Cycle II に対応し、 $2(k_{2a} + k_{2b})[\text{ClO}][\text{BrO}]$ によるオゾン消滅率を表す。

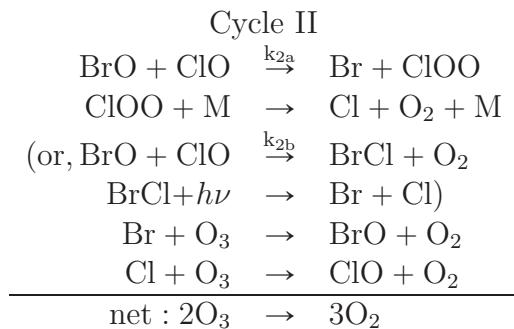
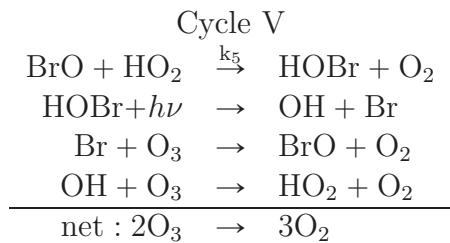
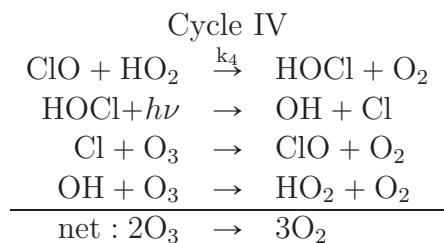
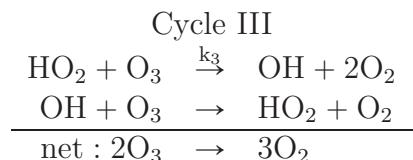


図 3.17(c) は Cycle III に対応し $2k_3[\text{HO}_2][\text{O}_3]$ によるオゾン消滅率を、図 3.17(d) は Cycle IV に対応し $2k_4[\text{ClO}][\text{HO}_2]$ 、図 3.17(e) は Cycle V に対応し $2k_5[\text{BrO}][\text{HO}_2]$ によるオゾン消滅率をそれぞれ表す。



また、図 3.17(f) は Cycle VI に対応し $2k_6[\text{ClO}][\text{O}]$ 、図 3.17(g) は Cycle VII に対応し $2k_7[\text{NO}_2][\text{O}]$ 、図 3.17(h) は Cycle VIII に対応し $2k_8[\text{BrO}][\text{O}]$ によるオゾン消滅率をそれぞれ表す。

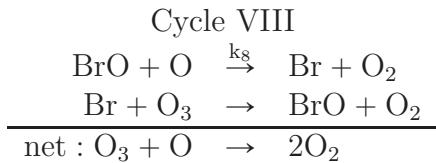
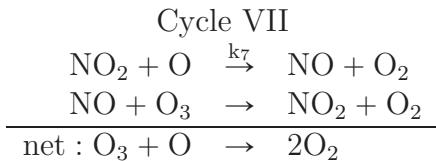
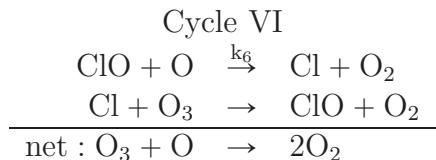
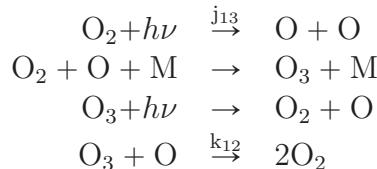


図 3.17(i) は次のチャップマン反応の消滅項 $2k_{12}[\text{O}_3][\text{O}]$ によるオゾン消滅率を表す。



CCSR/NIES CCM では、表 3.2 の火山性エアロゾル上での不均一反応を計算している。このうち、6 番目までの反応が主な反応である。

El Chichón、Pinatubo の両火山噴火によって下部成層圏に到達した火山性エアロゾル上での不均一反応により Cl、Br が生成され、それが ClO や BrO が関連したオゾン破壊サイクルによってオゾンを消滅させるに至ると考えられる。

両噴火の時期を調べると ClO や BrO が関連した Cycle I と Cycle II でオゾン消滅率の増加が見られる(図 3.17a、b)。これらのサイクルによるオゾン消滅率は、El Chichón 噴火の後には全オゾン消滅率の最大約 50%、Pinatubo 噴火の後には最大約 60%に達する。また、図 3.17(d) で示した Cycle IV でも同時期にオゾン消滅率の増加が見られ、両火山の噴火の後、オゾン消滅率全体のうちの最大約 30%程度に寄与したと考えられる。なお、HOx サイクル(Cycle III)、NOx サイクル(Cycle VII)のオゾン消滅率は 2 つの噴火の時期に減少している。その他の反応によるオゾン消滅率は小さな値を示す。

Heterogeneous reactions	LBA, STS (190 K / 195 K)	NAT	ICE
$\text{N}_2\text{O}_5 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{HNO}_3$	(0.09/0.1)	0.0004	0.02
$\text{ClONO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{HOCl} + \text{HNO}_3$	(0.001/0.01)	0.004	0.3
$\text{ClONO}_2 + \text{HCl} \rightarrow \text{Cl}_2 + \text{HNO}_3$	(0.9/0.05)	0.2	0.3
$\text{HOCl} + \text{HCl} \rightarrow \text{Cl}_2 + \text{H}_2\text{O}$	BPR	0.1	0.2
$\text{BrONO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{HOBr} + \text{HNO}_3$	(0.8/0.8)	0.006	0.3
$\text{HOBr} + \text{HCl} \rightarrow \text{BrCl} + \text{H}_2\text{O}$	BPR	0.25	0.3
$\text{BrONO}_2 + \text{HCl} \rightarrow \text{BrCl} + \text{HNO}_3$	-	0.3	0.3
$\text{ClONO}_2 + \text{HBr} \rightarrow \text{BrCl} + \text{HNO}_3$	-	0.3	0.3
$\text{BrONO}_2 + \text{HBr} \rightarrow \text{Br}_2 + \text{HNO}_3$	-	0.3	0.3
$\text{HOCl} + \text{HBr} \rightarrow \text{BrCl} + \text{H}_2\text{O}$	BPR	0.1	0.3
$\text{HOBr} + \text{HBr} \rightarrow \text{Br}_2 + \text{H}_2\text{O}$	BPR	0.12	0.1
$\text{N}_2\text{O}_5 + \text{HBr} \rightarrow \text{BrNO}_2 + \text{HNO}_3$	-	0.005	0.005
$\text{N}_2\text{O}_5 + \text{HCl} \rightarrow \text{ClNO}_2 + \text{HNO}_3$	-	0.003	0.03

表 3.2: CCSR/NIES CCM で計算している不均一反応とその反応可能性。秋吉 [2007] Table 1 から引用。硫酸エアロゾル (LBA) と過冷却 3 成分液滴 (STS) 上での反応には温度依存性があり、その 190 K 及び 195 K での反応係数の値を示している。BPR は bulk phase reaction。

Table 3.2: Heterogeneous reactions ands reaction probabilities in the CCSR/NIES CCM. Quoted from Akiyoshi [2007]. The reaction probabilities on Liquid Binary Sulphate Aerosols (LBA), Supercooled Ternary Solution (STS) have temperature dependence. The values at 190 K and 195 K are represented. BPR indicates bulk phase reaction.

火山噴火の影響を代表するような VOLONLY 実験の結果にも同様の傾向がある(図3.18)。図3.18(a)、(b)で示された ClO や BrO が関連したオゾン破壊サイクルでは、CNTL 実験同様、El Chichón 噴火の後には全オゾン消滅率の最大約 50%、Pinatubo 噴火の後には最大約 60% 程度の寄与があったと考えられる。また、図3.18(d)のように Cycle IV は全オゾン消滅の最大約 30% 程度に寄与したことが分かる。

CCSR/NIES CCM は、下部成層圏や上部対流圏、特に赤道域の対流圏界面付近で低温バイアスを持つ [e.g., Eyring et al., 2006; Austin et al., 2009]。不均一反応のうち、 $\text{ClONO}_2 + \text{HCl} \rightarrow \text{Cl}_2 + \text{HNO}_3$ 、 $\text{HOCl} + \text{HCl} \rightarrow \text{Cl}_2 + \text{H}_2\text{O}$ には強い温度依存性があり、温度が 195 K から 190 K に変わると反応速度が 1 衍増加する [Jet Propulsion Laboratory (JPL), 2006]。このため、低温バイアスによって ClO 濃度を過大評価すると考えられる。これにより El Chichón、Pinatubo 噴火の後に Cycle I、Cycle II、Cycle IV によるオゾン破壊量が大きくなり、他のモデルに比べオゾン破壊量を過大評価していたと考えられる。また、もう 1 つの過大評価の原因として、このモデルでは成層圏下部の Br_y が 80 hPa で約 8 pptv を示し、他のモデルの約 3~5 pptv と比べて大きいことが挙げられる。CCSE/NIES CCM では成層圏 Br_y の観測値に合うように地表ソースを 1.8 pptv の CHBr_3 によってかさ上げしており、これが Br_y を 5.4 pptv 増加させ、他のモデルに比べてオゾン破壊が促進されたと考えられる。

これらの結果から、El Chichón、Pinatubo の噴火による火山性エアロゾル上での不均一反応によるオゾン破壊が下部成層圏の化学生成・消滅によるオゾン変化量の主な原因であり、不均一反応の過大評価がオゾン変化量の過大評価につながったと考えられる。

図3.19 に CNTL 実験で出力された NO_x 、 HO_x 、 ClO_x 、 BrO_x を 80 hPa において 25°S から 25°N で平均した時系列図を示す。両火山噴火の後、 NO_x が減少し HO_x 、 ClO_x 、 BrO_x が増加することが分かる。El Chichón 噴火後の 1983~1984 年の期間平均では、 NO_x が約 0.063 ppbv、 HO_x が約 1.3 pptv、 ClO_x が約 52.8 pptv、 BrO_x が約 3.0 pptv の値を示す。Pinatubo 噴火後の 1992~1993 年の期間平均では、 NO_x が約 0.054 ppbv、 HO_x が約 1.1 pptv、 ClO_x が約 74.9 pptv、 BrO_x が約 3.2 pptv の値を示す。

なお、Pinatubo 噴火後の NO_x は、HALOE の観測では 80 hPa 付近で 1993 年に約 0~0.1 ppbv の値が示されている [Danilin et al., 1999]。ClO は 1992 年に 50~65 hPa 付近で約 80 pptv の値が示されている [Fahey et al., 1993]。このように観測結果と比較しておおよそ整合的な値となっている。

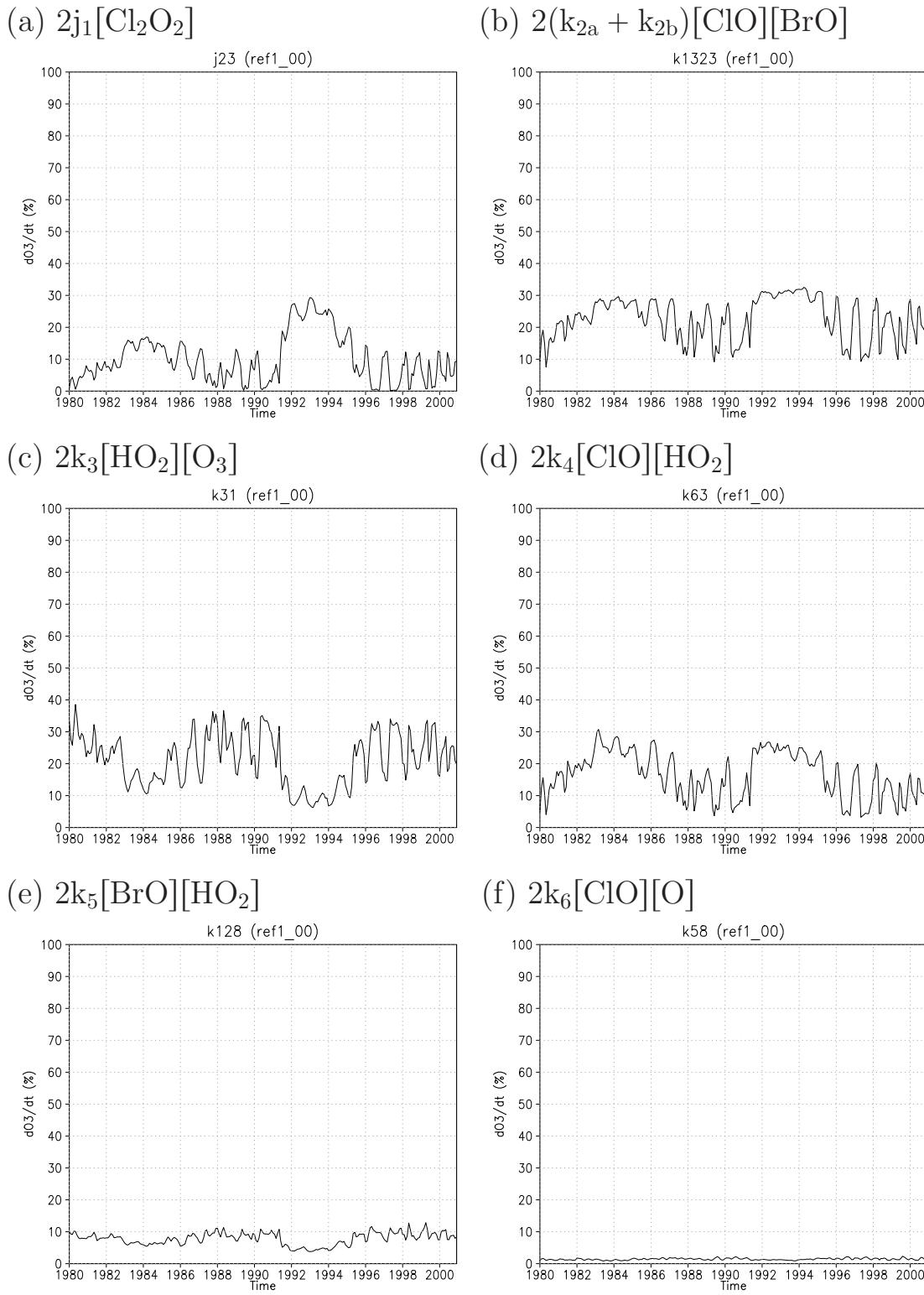
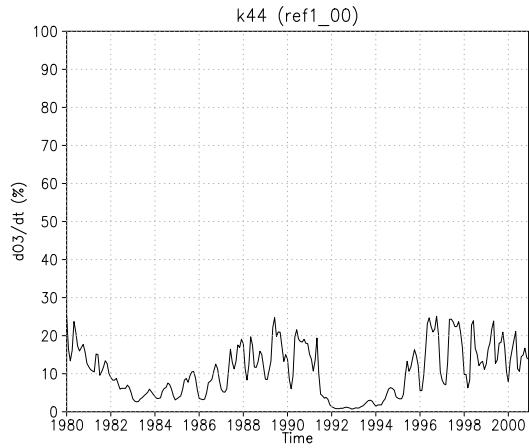


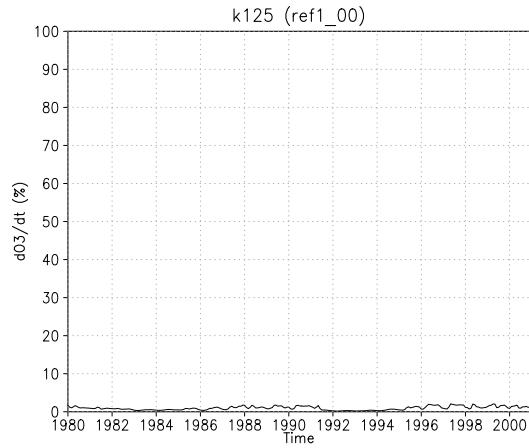
図 3.17: CNTL 実験で出力されたオゾンの化学消滅率を 50 ~ 100 hPa の 25°S から 25°N で平均した月平均時系列 (%). 全消滅率に対する比を示す. 詳細は本文を参照.

Figure 3.17: Monthly time-series for ozone destruction to the total destruction rate of odd oxygen at 50-100 hPa, 25°S - 25°N for CNTL experiment. See text for details.

(g) $2k_7[\text{NO}_2][\text{O}]$



(h) $2k_8[\text{BrO}][\text{O}]$



(i) $2k_{12}[\text{O}_3][\text{O}]$

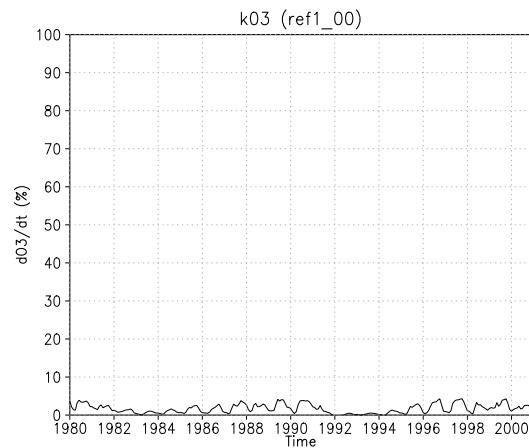


図 3.17: (続き)

Figure 3.17: (continue)

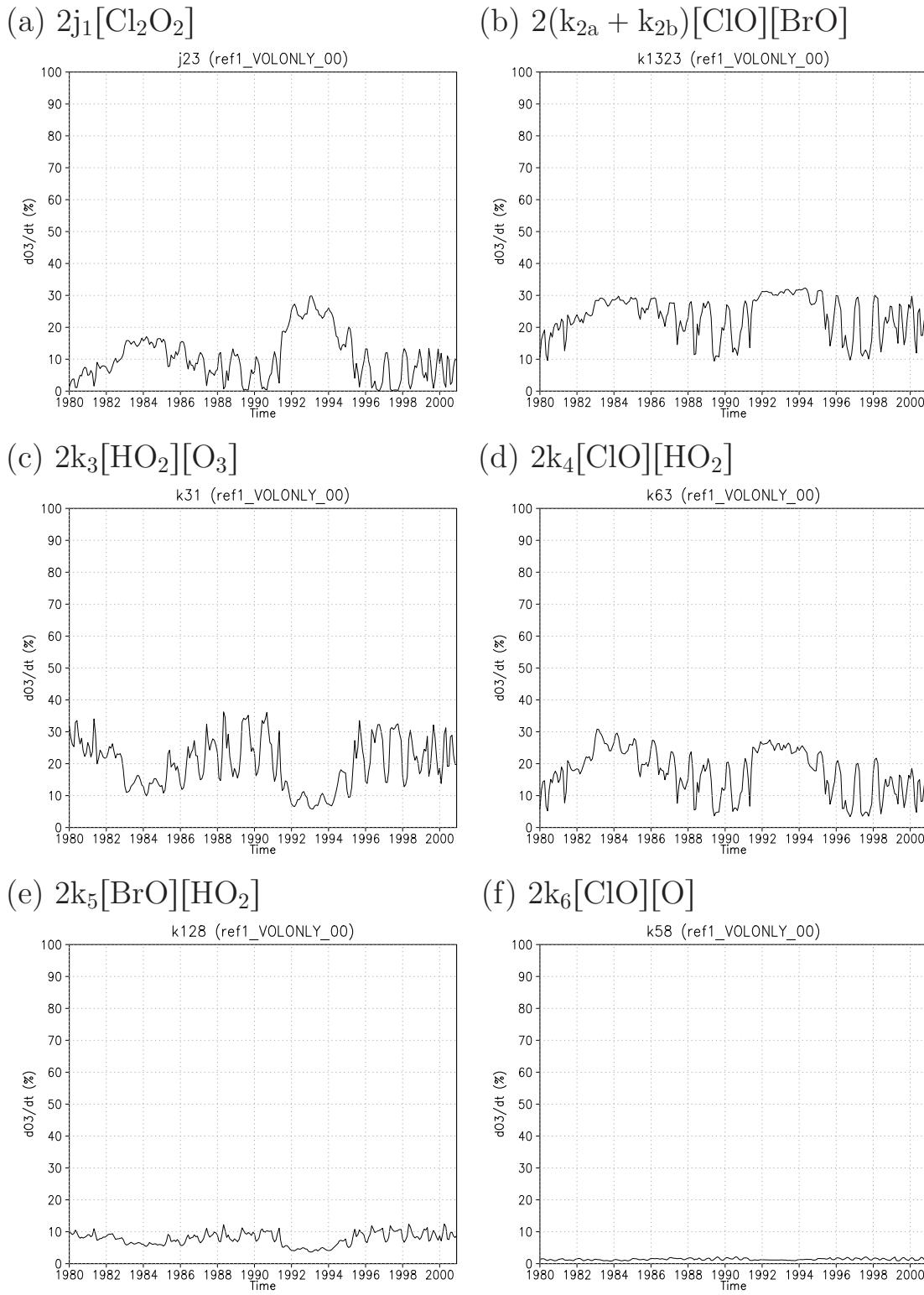
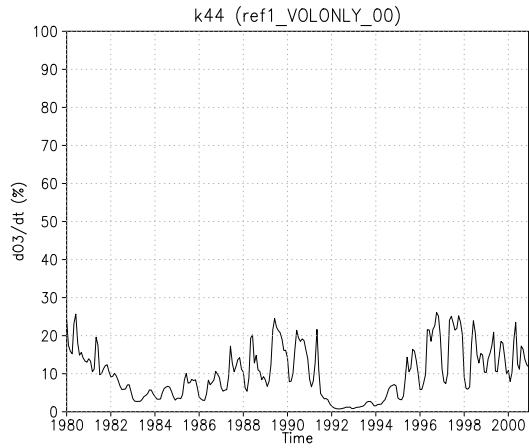


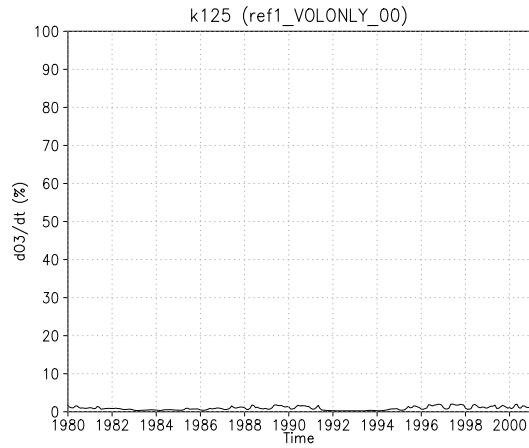
図 3.18: VOLONLY 実験で出力されたオゾンの化学消滅率の月平均時系列 (%). 全消滅率に対する比を示す。詳細は本文を参照。

Figure 3.18: Monthly time-series for ozone destruction to the total destruction rate of odd oxygen for VOLONLY experiment. See text for details.

(g) $2k_7[\text{NO}_2][\text{O}]$



(h) $2k_8[\text{BrO}][\text{O}]$



(i) $2k_{12}[\text{O}_3][\text{O}]$

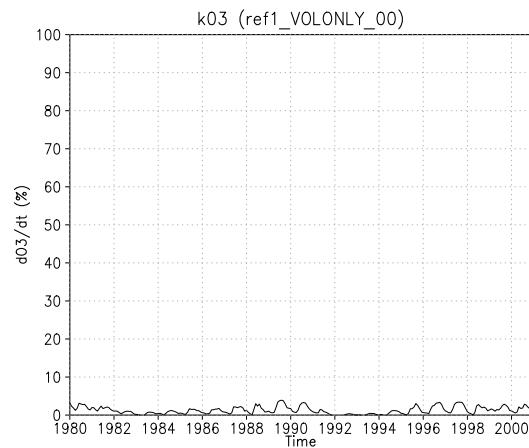


図 3.18: (続き)

Figure 3.18: (continue)

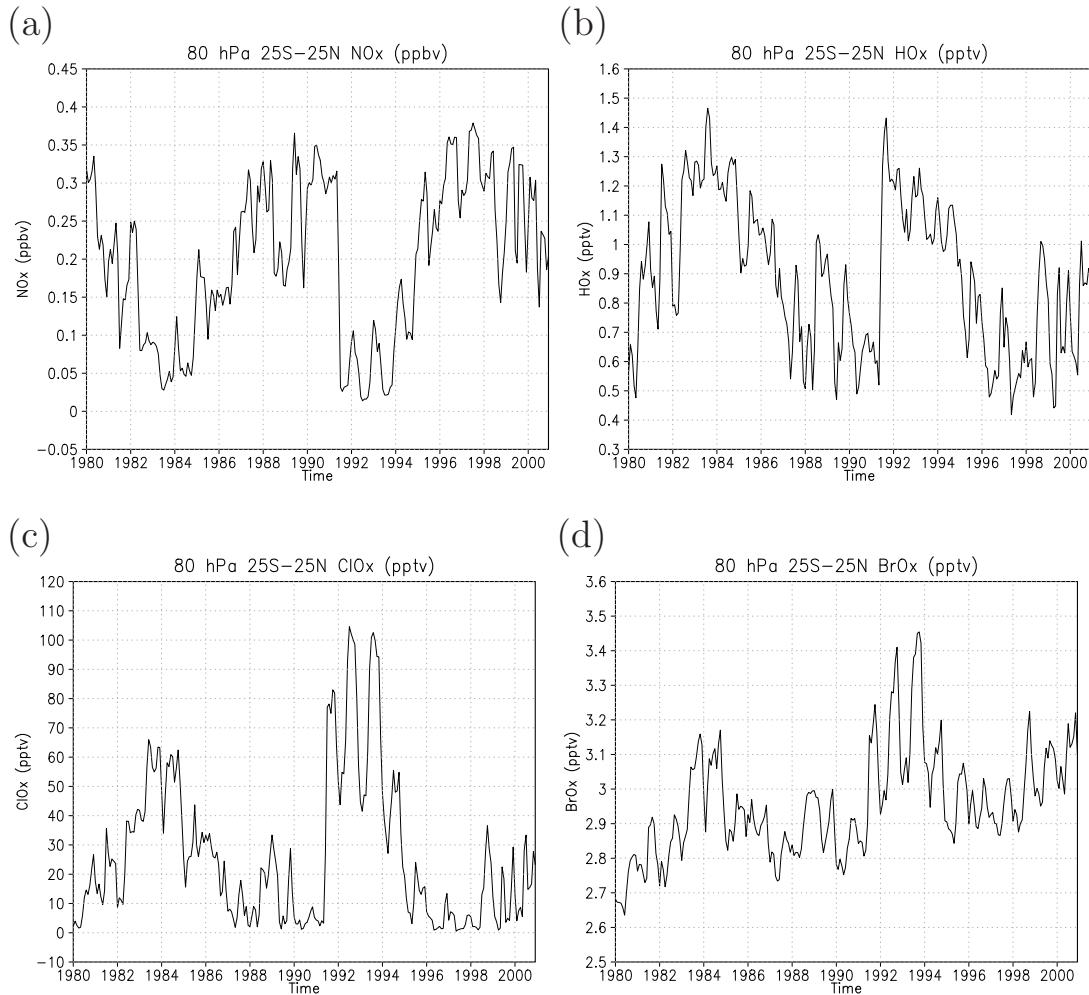


図 3.19: (a) CNTL 実験で出力された NO_x を 80 hPa の 25°S から 25°N の緯度帯で平均した 1980 ~ 2000 年までの月平均時系列 (単位は ppbv)。(b) HO_x (単位は pptv)、(c) ClO_x (単位は pptv)、(d) BrO_x (単位は pptv) の場合。

Figure 3.19: Monthly time-series of 80 hPa (a) NO_x (ppbv), (b) HO_x (pptv), (c) ClO_x (pptv), (d) BrO_x (pptv) for 1980-2000 averaged over the latitude range from 25°S to 25°N .

3.5 長期間の実験結果との比較

3.5.1 1960 ~ 2006 年におけるオゾンの太陽変動成分

過去の研究において、シナリオランの期間を 1960 年まで遡って長くすると、重回帰解析によって検出される太陽変動成分は大きく変わってしまうことが示唆されている。例えば、*Austin et al.* [2008] は、特に下部成層圏において 1982 ~ 2003 年と 1960 ~ 2003 年というそれぞれの期間における解析結果の特徴が異なることを指摘した。CCMVal2 の近過去気候再現実験 (CCMVal2-REFB1 実験) では長期間の実験が推奨されている。CCMVal2-REFB1 実験では 1960 ~ 2006 年までの実験結果があり、異なる解析期間で太陽変動成分が変わるのかを見積もることが可能である。CCSR/NIES CCM で行った CCMVal2-REFB1 実験の結果を 1960 ~ 1979 年と 1980 ~ 2006 年の期間に分けて解析した。また、3.2.1 節で述べた CCMVal-REF1 実験の結果と比較するため 1980 ~ 2000 年についても見積もった。CCMVal2-REFB1 実験に対しても、3.2.1 節と同様、(2.2) 式を用いて重回帰解析を行った。但し、重回帰には、F10.7 の時系列としては図 3.20(a)、火山性エアロゾルの時系列としては図 3.20(b) のように 1960 ~ 2006 年まで伸ばしたデータを用いた。また、QBO、QBO 直交成分、ENSO についても図 3.20(c)、(d)、(e) のように期間を伸ばしたデータを用いた。データの作成方法は、2.4.1 節と同様である。なお、2.3(e) と図 3.20(e) で ENSO の時系列が異なるのは、それぞれ CCMVal-REF1 実験から計算された ENSO の時系列と CCMVal2-REFB1 実験から計算された ENSO の時系列を示しているため、実験により年々変動の再現性が異なるためと考えられる。

重回帰解析により得られたオゾンの太陽変動成分を図 3.21 に示す。図 3.22 は、赤道域 25°S から 25°N までの緯度帯で平均したデータから得られたオゾンの太陽変動成分である。1980 ~ 2000 年の期間で解析した結果 (図 3.21a、図 3.22 の赤線)、オゾンの太陽変動成分は 5 hPa 付近の赤道域で $2.2 \pm 0.8\%$ (2σ の誤差範囲で計算) の値を示し、CCMVal-REF1 実験の結果 ($2.2 \pm 0.8\%$) とおおよそ同じであった (図 3.2、図 3.3)。80 hPa 付近では、CCMVal-REF1 実験で太陽変動成分は $14.3 \pm 2.6\%$ であったが、CCMVal2-REFB1 では $23.0 \pm 2.8\%$ の値を示し約 1.5 倍程度大きくなつた (いずれも 2σ の誤差範囲で計算)。CCMVal2 ではシナリオランのために各 CCM 共通で用いる火山性エアロゾルの反応表面積データが更新され、火山噴火の際のエアロゾルの反応表面積が大きくなつた。このため、3.4.2 節で述べた不均一反応を過大評価する CCSR/NIES CCM では、反応の過大評価が CCMVal-REF1 実験の場合よりも大きくなり、CCMVal-REF1 実験に比べて 80 hPa 付近の太陽変動成分が過大評価された

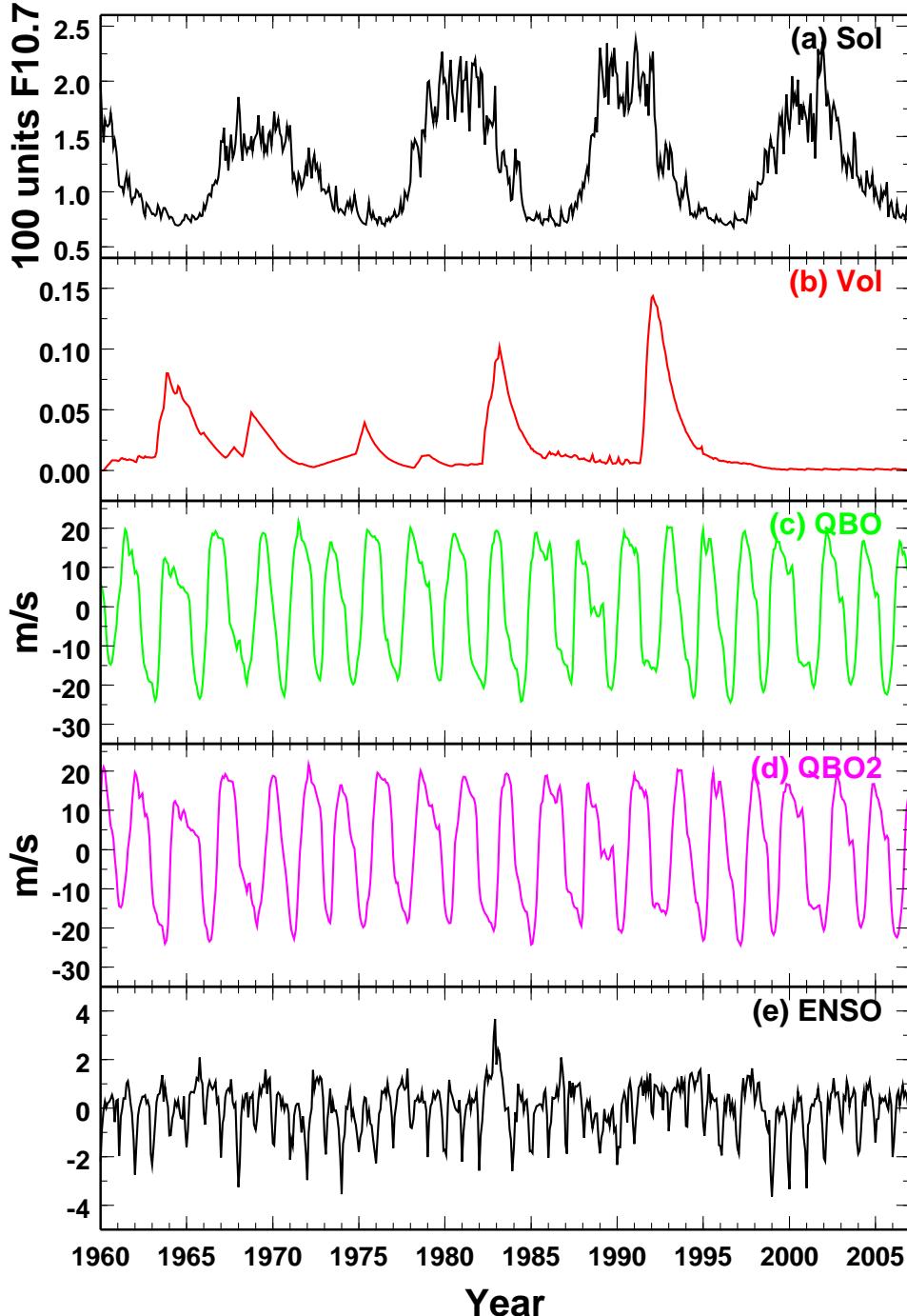


図 3.20: CCMVal2-REFB1 実験結果に対する重回帰解析に用いた (a)F10.7、(b)火山性エアロゾル、(c)QBO、(d)QBO 直交成分、(e)ENSO の 1960 ~ 2006 年までの index。QBO、QBO 直交成分の index は平均値を引いた値で示した。ENSO 成分は、 $(ENSO - \mu)/\sigma$ で規格化した値。

Figure 3.20: The index used for multiple regression analysis for 1960-2006 in CCMVal-REFB1. The indices of (a) F10.7, (b) volcanic aerosol, (c) QBO, (d) Orthogonal component of the QBO, and (e) ENSO. The mean values of the QBO index for the entire period are subtracted in advance in order to calculate the orthogonal component. The ENSO component is normalized by $(ENSO - \mu)/\sigma$.

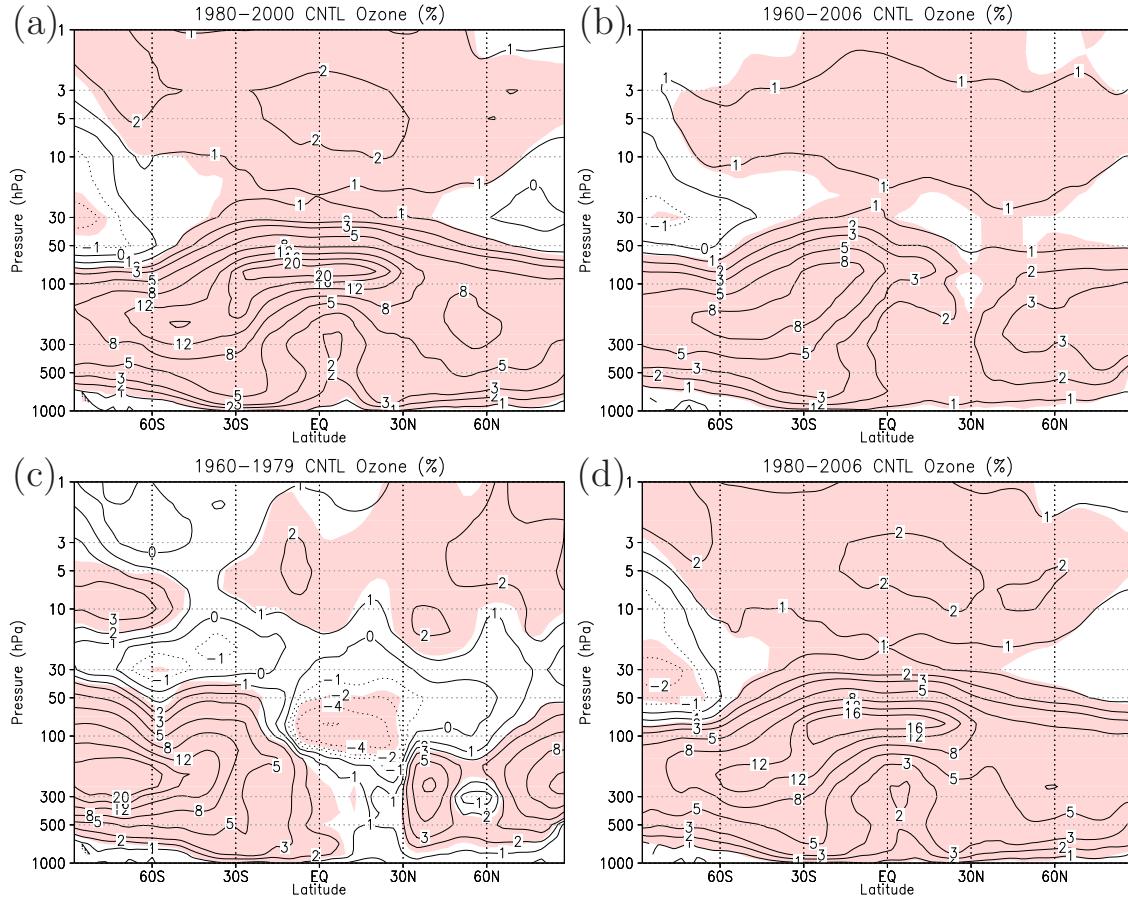


図 3.21: CCMVal2-REFB1 実験のオゾン混合比から重回帰解析により得られたオゾンの太陽変動成分の年平均値の分布(等値線、単位は%/100 units F10.7)。等値線の値は図中に示した。色は、 2σ の誤差範囲を越えた領域を表す。(a) 1980 ~ 2000 年、(b) 1960 ~ 2006 年、(c) 1960 ~ 1979 年、(d) 1980 ~ 2006 年の期間について計算した結果。

Figure 3.21: Annual mean solar regression coefficients of ozone mixing ratio (% per 100 units of F10.7), together with the 2σ uncertainty. The contour levels are indicated in figure. The results of the CCMVal2-REFB1 for (a) 1980-2000, (b) 1960-2006, (c) 1960-1979 and (d) 1980-2006 are shown.

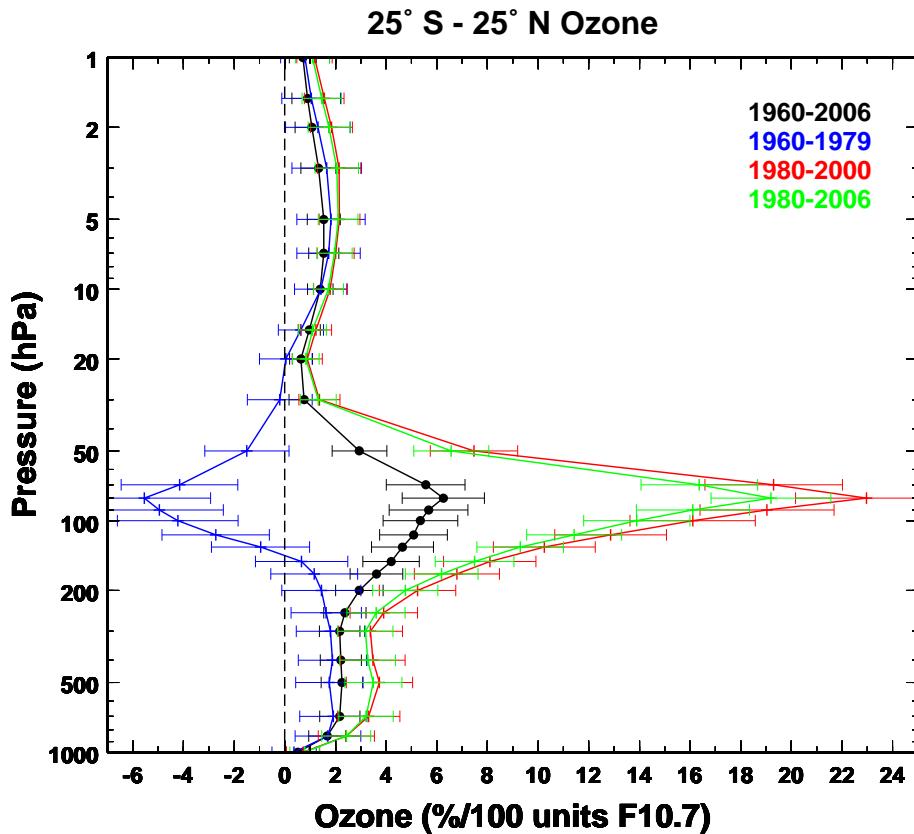


図 3.22: CCMVal2-REFB1 実験の赤道域 25°S から 25°N で平均したオゾン混合比から重回帰解析により得られたオゾンの太陽変動成分の年平均値の鉛直プロファイル(単位は%/100 units F10.7)。誤差棒は、 2σ の誤差範囲を示す。黒線は 1960～2006 年、青線は 1960～1979 年、赤線は 1980～2000 年、緑線は 1980～2006 年の期間について計算した結果。

Figure 3.22: Annual mean solar regression coefficients of ozone mixing ratio (%) per 100 units of F10.7) for CCMVal2-REFB1. The results are averaged over the latitude range from 25°S to 25°N . The error bars indicate 2σ uncertainties. Black lines: result for 1960-2006; blue lines: result for 1960-1979; red lines: result for 1980-2000; green lines: result for 1980-2006.

ものと考えられる。

次に、CCMVal2-REFFB1 実験のデータを 1960 ~ 1979 年、1980 ~ 2006 年の期間に分けて重回帰解析を行った場合の結果を比較する。上部成層圏では、1960 ~ 2006 年までの全期間のデータから重回帰により得られたオゾンの太陽変動成分で(図 3.21b、図 3.22 の黒線)、赤道域 5 hPa 付近において $1.5 \pm 0.6\%$ の値を示し有意である。また、1960 ~ 1979 年(図 3.21c、図 3.22 の青線)で $1.8 \pm 1.3\%$ 、1980 ~ 2006 年(図 3.21d、図 3.22 の緑線)で $2.1 \pm 0.8\%$ とおおよそ同じ値を示す(いずれも 2σ の誤差範囲で計算)。なお、1960 ~ 1979 年の 90°S から 30°S 付近では上部成層圏の太陽変動成分が少し弱い。

80 hPa 付近を比較すると期間の取り方により太陽変動成分に大きな違いが見られる。図 3.22 のように 1960 ~ 2006 年では 80 hPa 付近で $6.3 \pm 1.6\%$ 程度の変動であるが、1980 ~ 2006 年には $19.2 \pm 2.4\%$ 、1960 ~ 1979 年には $-5.5 \pm 2.6\%$ の変動を示し有意である(いずれも 2σ の誤差範囲で計算)。帯状平均した構造を見るため図 3.21 を比較すると、1980 ~ 2006 年の期間には太陽変動成分が赤道 80 hPa 付近を中心として 30°S から 30°N 付近まで緯度方向全体に広がった構造を示すのに対し、1960 ~ 1979 年には 80 hPa 付近の 10°S から 30°N 付近においておおよそ -4% 以下の負の値がみられ有意である。このため 1960 ~ 2006 年の期間では、逆符号の構造を反映する 80 hPa 付近の赤道域北半球側で特に偏差が弱くなる傾向にある。一方、南半球側では 1960 ~ 1979 年と 1980 ~ 2006 年で太陽変動成分が同符号であったため、期間を 1960 ~ 2006 年に伸ばしても 80 hPa 付近に 1980 ~ 2006 年の期間の値の約半分に当たるおおよそ 8% 程度の正符号の構造が残り有意であった。

このように 1960 ~ 2006 年まで解析期間を延ばした場合、80 hPa 付近の太陽変動成分は 1980 ~ 2000 年で解析した場合と比較し、おおよそ $1/3$ から $1/4$ まで小さくなつた。前述の感度実験結果から、1980 年からの観測結果の太陽変動成分は太陽活動極大期の終わり頃に起こつた 2 つの火山噴火の影響を受けていることが示唆された。1980 ~ 2000 年を除く期間に火山噴火が起こらなかつたとすれば、太陽変動成分はおおよそ半分程度になると考えられ、他の期間に太陽変動成分を小さくする要因が含まれていたと推測される。1960 ~ 1979 年に関しては、下部成層圏の太陽変動成分はそれ以降と逆の傾向を示した。1 つの可能性としては、Austin *et al.* [2008] が示唆した、SST 年々変動が太陽変動成分に与える影響が 1960 ~ 1980 年頃とそれ以降とで逆であったことが挙げられる。また、1963 ~ 1964 年には Agung 山 (8°S , 115°E) の噴火が起つて、そのタイミングは 1980 年以降の 2 つの大噴火と異なり、太陽活動の極小期の後半から終わり頃まで続いていた(図 3.20)。極小期の前半にはオゾンが

多い今まで、極小期から極大期への移行期にはオゾンが少ない今まであったため、そのことが太陽 11 年周期との負の相関関係として反映された可能性がある。このため、火山噴火の少ない時期や火山噴火が 1980 ~ 2000 年とは異なる影響を示す時期までデータ期間を延ばすことで、太陽変動成分に含まれる火山噴火の影響を減らすことが示唆される。また、Austin *et al.* [2008] で示唆されたように長期間の解析を行うことで SST の影響を減らすことができると考えられる。現在の所、衛星観測データは 1980 年頃からしか存在しないが、今後、長期間の衛星観測データが蓄積されれば、観測結果からも下部成層圏で不確かさの少ない太陽変動成分を検出できることが期待される。なお、1960 ~ 1980 年頃の火山噴火、SST 変動の影響を詳細に調べるには、CCMVal2-REFB1 実験に対して火山を除去する感度実験、SST を固定する感度実験を行う必要があるが、これは今後の課題としたい。

3.5.2 1960 ~ 2006 年における気温の太陽変動成分

CCMVal2-REFB1 実験の気温から重回帰解析により得られた太陽変動成分を図 3.23 に示す。図 3.24 は、 25°S から 25°N の緯度帯で平均した気温から得られた太陽変動成分である。上部成層圏 1 hPa 付近における太陽変動成分のピークは、4 つの解析期間の 1980 ~ 2000 年 (図 3.24 の赤線) で 0.53 ± 0.25 K、1960 ~ 2006 年 (図 3.24 の黒線) で 0.55 ± 0.18 K、1980 ~ 2006 年 (図 3.24 の緑線) で 0.49 ± 0.23 K、1960 ~ 1979 年 (図 3.24 の青線) で 0.64 ± 0.37 K の値を示し、これらはおおよそ一致する (いずれも 1σ の誤差範囲で計算)。上部成層圏で太陽変動成分がピークを示し解析期間による違いが少ない特徴は、オゾンの場合と似ている。

70 hPa 付近の下部成層圏では、CCMVal2-REFB1 実験の 1980 ~ 2000 年から得られた太陽変動成分が 1.30 ± 0.38 K の値を示し (図 3.24、 1σ の誤差範囲で計算)、CCMVal の場合と比較し 1.5 倍程度大きい (図 3.7 参照)。1960 ~ 2006 年の太陽変動成分は 70 hPa で 0.40 ± 0.26 K で、1980 ~ 2006 年、1960 ~ 1979 年の太陽変動成分はそれぞれ 1.15 ± 0.32 K、 -0.99 ± 0.48 K である (いずれも 1σ の誤差範囲で計算)。このように、気温の太陽変動成分が下部成層圏で正のピークを示す構造が 1980 ~ 2006 年の期間に見られ、1960 ~ 1979 年の期間には逆符号を示す傾向が示された。このような解析期間による気温の太陽変動成分の違いは、3.5.1 節で述べたオゾンの太陽変動成分と類似した傾向を示している。

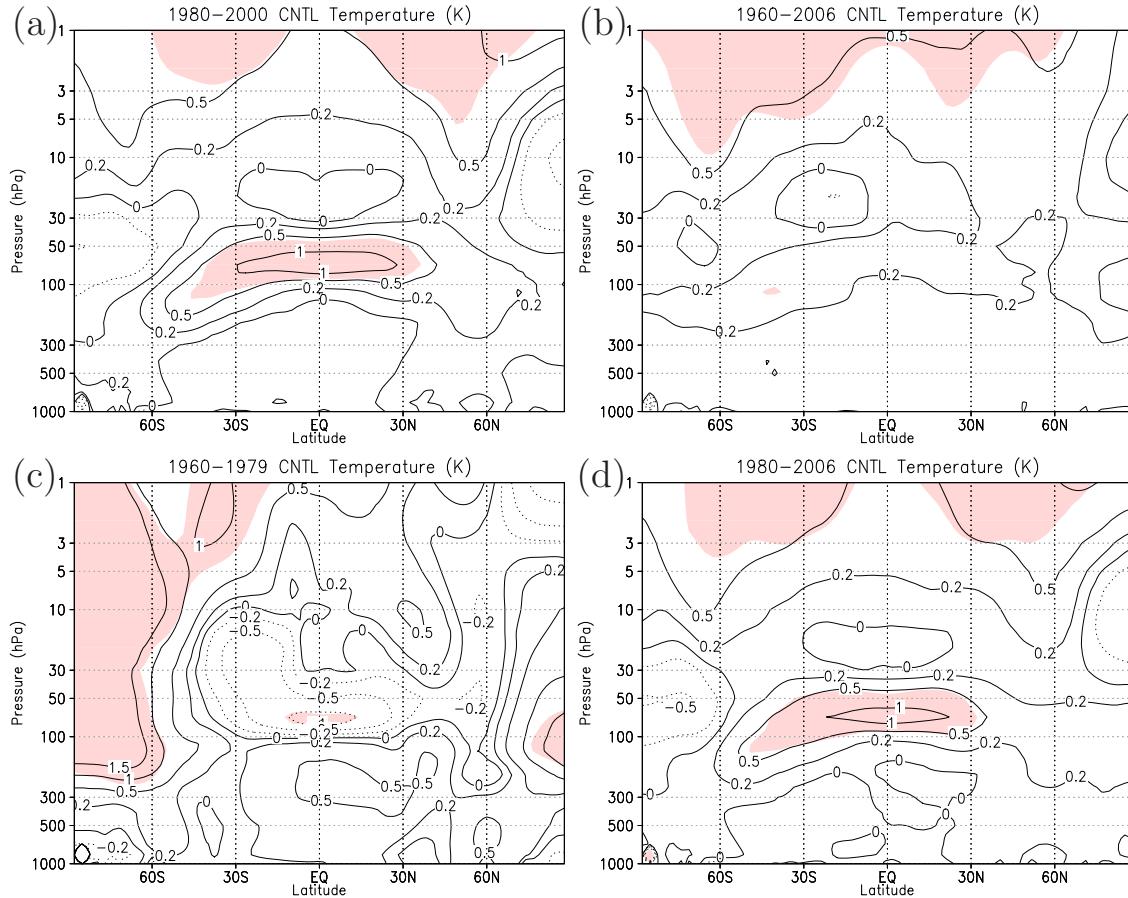


図 3.23: CCMVal2-REFB1 実験の気温から重回帰解析により得られた気温の太陽変動成分の年平均値の分布(等値線、単位は K/100 units F10.7)。等値線の値は図中に示した。色は、 2σ の誤差範囲を越えた領域を表す。(a) 1980 ~ 2000 年、(b) 1960 ~ 2006 年、(c) 1960 ~ 1979 年、(d) 1980 ~ 2006 年の期間について計算した結果。

Figure 3.23: Annual mean solar regression coefficients of temperature (K per 100 units of F10.7), together with the 2σ uncertainty. The contour levels are indicated in figure. The results of the CCMVal2-REFB1 for (a) 1980-2000, (b) 1960-2006, (c) 1960-1979 and (d) 1980-2006 are shown.

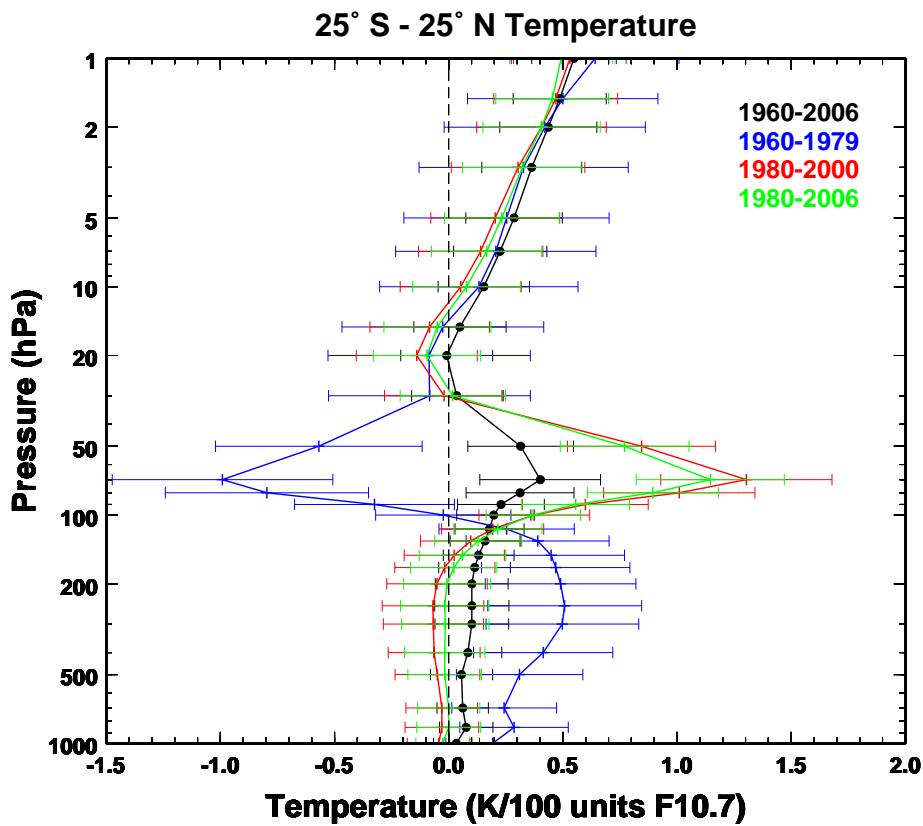


図 3.24: CCMVal2-REFB1 実験の赤道域 25°S から 25°N で平均した気温から重回帰により得られた気温の太陽変動成分の年平均値の鉛直プロファイル(単位は K/100 units F10.7)。誤差棒は、 1σ の誤差範囲を示す。黒線は 1960 ~ 2006 年、青線は 1960 ~ 1979 年、赤線は 1980 ~ 2000 年、緑線は 1980 ~ 2006 年の期間について計算した結果。

Figure 3.24: Annual mean solar regression coefficients of temperature (K per 100 units of F10.7) for CCMVal2-REFB1. The results are averaged over the latitude range from 25°S to 25°N . The error bars indicate 1σ uncertainties. Black lines: result for 1960-2006; blue lines: result for 1960-1979; red lines: result for 1980-2000; green lines: result for 1980-2006.

3.6 3章のまとめ

重回帰解析により統計的に抽出されたオゾン、気温の太陽変動成分では、赤道域の鉛直方向 2ヶ所に分離したピークを持つ構造が表れることが過去の解析や CCMVal の REF1 シナリオ実験（近過去再現実験）の解析で報告されている。しかし、太陽変動周期に比べてデータ長が十分でないために、太陽変動成分が太陽活動の影響を有意に表しているとは限らない。本章では、単独の 3 次元 CCM を用いてシナリオ実験から太陽 11 年周期、火山噴火、QBO、SST の影響のうちいくつかを除いた 7 種類の感度実験を行うことで、これらの要因が太陽変動成分に与える影響を評価した。さらに、SMAX、SMIN 実験で数多くのアンサンブルを行うことで、感度実験で検出された太陽変動成分の統計的な信頼性を高めた。また、長期間のシナリオ実験の太陽変動成分を解析することで、将来、観測データが蓄積された場合の太陽変動成分の検出に対する示唆を行った。

CCSR/NIES CCM を用いた CNTL 実験では、CCMVal の REF1 シナリオに従つて 11 年周期の太陽変動、QBO、火山噴火のエアロゾル、SST を観測に基づくデータから与えている。CNTL 実験の結果に対し重回帰解析を用いて検出したオゾンの太陽変動成分のピークは、上部成層圏 5 hPa、下部成層圏 80 hPa の 2ヶ所に分離して現れており、それぞれ約 2%、約 14% の値を示す。気温の太陽変動成分でもほぼ同じ 2ヶ所の高度に分離したピークが見られ、1 hPa で約 0.6 K、70 hPa で約 0.9 K の値を示した。このうち、上部成層圏のオゾン、気温の太陽変動成分は、観測や他の CCM 実験と整合的な大きさであった。下部成層圏のオゾン、気温は、CCSR/NIES CCM が火山噴火の化学的な影響を過大評価する傾向がある。その影響を受けているために、CNTL 実験で検出された下部成層圏の太陽変動成分は、観測や他の CCM と比較してオゾンではおよそ 2~3 倍程度、気温ではおよそ 1.5~2 倍程度過大評価していることが分かった。

上部成層圏の太陽変動成分に関しては、太陽定数を固定した実験で上部成層圏の太陽変動成分が不明瞭となり、太陽 11 年変動を与えた実験では太陽変動成分のピークが見られることから、上部成層圏の太陽変動成分は太陽放射の変動に起因すると考えられる。なお、この結果は過去の研究とも整合的である。

下部成層圏では、火山噴火を除去した実験で 80 hPa 付近のオゾン、気温の太陽変動成分が小さくなるため、重回帰解析で検出された太陽変動成分には火山噴火が大きく影響したことが分かった。これは、火山噴火イベントの間隔が太陽 11 年周期と偶然近く、噴火に伴う化学プロセスの影響を太陽活動のシグナルとして検出して

いたことに起因する。CCM で過大評価している火山噴火の影響を排除することで他の要因の影響を調べることができるため、火山噴火を除去した感度実験同士を比較した。これらの実験のうち太陽変動を含む実験で、オゾンでは 80 hPa 付近に約 1%、気温では 50 hPa 付近に約 0.2 K の小さな太陽変動成分のピークを示した。この結果は、下部成層圏の太陽変動成分の一部が太陽活動の影響を受けていることを示唆している。しかし下部成層圏の太陽変動成分は、データ長が十分でないために統計的な有意性が低い。なお、QBO を入れたり外したりする感度実験や SST を固定する感度実験を行って調べた所、このモデルでは QBO、SST の影響はみられなかった。

太陽変動の影響に対する信頼性を高めるためには、多くのアンサンブル実験を行う必要があるため、それぞれ 42 年間のアンサンブルを取ることのできる SMAX と SMIN の差を調べた。SMAX と SMIN の差は、正味の太陽変動成分である。上部成層圏では、約 2% のオゾン偏差、約 0.6 K の気温偏差が見られ、火山噴火を除去し太陽変動を含む感度実験から抽出された太陽変動成分と同程度であった。オゾン、気温の偏差は 99% 以上で統計的に有意であり、上部成層圏の偏差が太陽 11 年変動に起因することが確かめられた。下部成層圏では、SMAX と SMIN の差から約 1% のオゾン変動、約 0.2 K の気温変動が示され、90% で統計的に有意であった。これは、火山噴火を除去し太陽変動を含む感度実験から抽出された太陽変動成分と同程度であり、多くのアンサンブルを行うことで統計的な信頼性を高めることができたと考えられる。下部成層圏における偏差の有意性は 90% 程度であるため、さらに信頼性を高めるためには今後、より多くのアンサンブル実験が必要となる。

Austin et al. [2008] は、長期間の CCM 実験の結果を用いて、解析期間を 1982 ~ 2003 年から 1960 ~ 2003 年まで延ばすと、80 hPa の太陽変動成分のピークが小さくなることを指摘した。CCSR/NIES CCM で CCMVal2 の REF1 シナリオに従い、1960 ~ 2006 年までの長期間行った実験では、同様に 80 hPa のオゾンの太陽変動成分が約 6% 程度と 1980 ~ 2000 年と比較しあおよそ 1/3 から 1/4 に小さくなつた。これは、火山噴火の少ない時期や火山噴火や SST 変動が 1980 ~ 2000 年とは異なる影響を示す時期を含む長期間の解析を行うことにより太陽変動成分に対する他の要因の影響が小さくなつたことを意味する。つまり、解析期間を延ばすことで太陽変動成分の不確かさを抑えることができる可能性があると考えられる。今後、長期間の観測データが蓄積されれば、下部成層圏においても観測データから信頼性の高い太陽変動成分が解析できることが期待される。

4 中高緯度と赤道域の関係

赤道域下部成層圏では11年周期の太陽変動に伴う気温変化が見られ、太陽活動の極大期に気温が高くなる傾向が観測されている。この高度における気温の太陽変動成分は約0.5 K/100 units F10.7であったが、太陽変動成分には太陽定数の変動の他、火山噴火などの影響も含まれる。感度実験でこれらの影響を分離した結果、観測で見られた赤道下部成層圏の気温の太陽変動成分のうち約0.2 K/100 units F10.7が太陽11年周期の応答つまり正味の太陽変動成分であることが示唆された。本章では、その赤道域下部成層圏における気温の太陽変動成分のうち太陽11年周期の応答に当たる部分の原因を力学的に考察する。

統計的な信頼性を高めるには多くのアンサンブルが必要で、そのために前章で述べた極大期の太陽定数固定実験(SMAX)と極小期の太陽定数固定実験(SMIN)の結果を主に用いて議論を行う。SMAXとSMINの差は極大期の特徴に相当する。なお、前章で述べたようにSMAX、SMINともに42年間のアンサンブルを計算した。*Kodera and Kuroda [2002]*では、両半球の初冬季に11年周期の太陽変動に伴って中緯度でブリューワー・ドブソン循環(Brewer Dobson circulation)が変調されることを客観解析データの解析結果から示し、それが赤道域まで影響する可能性を示唆した。このメカニズムは初冬季に卓越しており、それが前章のような年平均場に反映されると考えられるが、初冬、晚冬の違いや春季、秋季の異なる特徴などが年平均場に影響する可能性を調べるために、本章では季節変化にも着目して解析を行う。

4.1 中高緯度域と赤道域をつなぐ力学

中高緯度と赤道域の関係を考える上で重要なものが、*Kodera and Kuroda [2002]*で提唱されたメカニズムである(図1.5参照)。これは、中高緯度の波と平均流の相互作用によって駆動された残差平均子午面循環(residual mean meridional circulation、以下「残差循環」と表記)が赤道域で下降流偏差となって赤道下部成層圏で断熱加熱偏差になるという仮説であり、*Haynes et al. [1991]*の「ダウンワードコントロール理論」を赤道域の下降流偏差に適用したものに相当する。

β 面近似を行った準地衡風(quasi-geostrophic)変形オイラー平均(transformed

Eulerian-mean; TEM) 方程式系は、次のように書ける [e.g., Andrews *et al.*, 1987]。

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f_0 \bar{v}^* - \bar{X} = \frac{1}{\rho_0} \nabla \cdot \mathbf{F} \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \frac{H}{R_d} \bar{w}^* N^2 - \frac{\bar{J}}{C_p} = 0 \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial \bar{v}^*}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(\rho_0 \bar{w}^*)}{\partial z} = 0 \quad (4.3)$$

$$f_0 \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \frac{R_d}{H} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} = 0 \quad (4.4)$$

ここで、 f_0 はコリオリパラメーター、 $\rho_0(z)$ は大気の密度、 H はスケールハイト、 R_d は気体定数、 N はプラント・バイサラ振動数、 C_p は定圧比熱、 \bar{X} は摩擦などの外力を表す項、 $\nabla \cdot \mathbf{F}$ は Eliassen and Palm flux (E-P flux) の発散項である。この E-P flux の発散項は、波によって平均流を加速・減速する強制項を意味する。また、 \bar{v}^* 、 \bar{w}^* は残差循環の y , z 成分を表す。

定常状態を考え ($\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = 0$, $\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = 0$)、さらに $\bar{X} = 0$ とした場合、(4.1) 式-(4.2) 式は、

$$f_0 \bar{v}^* + \frac{1}{\rho_0} \nabla \cdot \mathbf{F} = 0 \quad (4.5)$$

$$-\frac{H}{R_d} \bar{w}^* N^2 + \frac{\bar{J}}{C_p} = 0 \quad (4.6)$$

$\nabla \cdot \mathbf{F}$ を外力と考えた場合、(4.3) 式、(4.5) 式の変数は \bar{v}^* , \bar{w}^* なので、(4.3) 式と (4.5) 式で方程式が閉じる。(4.3) 式と (4.5) 式は \bar{u} , \bar{T} などを含まないので、基本場によらず $\nabla \cdot \mathbf{F}$ のみで決まる関係である。(4.3) 式から

$$\int_{\rho_0 \bar{w}^*(z)}^{\rho_0 \bar{w}^*(\infty)} d(\rho_0 \bar{w}^*) = - \int_z^\infty \left(\rho_0 \frac{\partial \bar{v}^*}{\partial y} \right) dz \quad (4.7)$$

$\rho_0 \bar{w}^*(\infty) \rightarrow 0$ なので、(4.5) 式を用いると、

$$\bar{w}^* = \frac{1}{\rho_0} \int_z^\infty \left(\rho_0 \frac{\partial \bar{v}^*}{\partial y} \right) dz = \frac{-1}{\rho_0} \int_z^\infty \left[\frac{1}{f_0} \frac{\partial}{\partial y} (\nabla \cdot \mathbf{F}) \right] dz \quad (4.8)$$

(4.8) 式では、 $\frac{\partial}{\partial y} (\nabla \cdot \mathbf{F})$ の符号により \bar{w}^* の符号が制約される。このため、北半球中緯度に $\nabla \cdot \mathbf{F} > 0$ となるような強制を与えれば、それより北極側で $\frac{\partial}{\partial y} (\nabla \cdot \mathbf{F}) < 0$ なので、 \bar{w}^* が正、つまり上昇流となる。一方、強制を与えた場所よりも南側では $\frac{\partial}{\partial y} (\nabla \cdot \mathbf{F}) > 0$ となり下降流となる。別の見方をしてみる。中緯度で南向きのコリオリ力と北向きの気圧傾度力が釣り合っていたのが、西風を強めるような強制 ($\nabla \cdot \mathbf{F} > 0$) を与えると、すぐには釣り合いの状態まで戻らないので、少し西風が強くなり南向きのコリオリ力が強まる方にずれる。それにより気塊が南に動くため南に向かう循

環 \bar{v}^* が駆動される。流体の連續性を保つために、 \bar{v}^* の駆動された高度より下層において \bar{v}^* の北側では上昇流によって、南側では下降流によって気塊が補われる必要がある。下降流の場所では ($\bar{w}^* < 0$)、(4.6) 式の断熱加熱項 $-\frac{H}{R_d} \bar{w}^* N^2 > 0$ で断熱昇温の傾向となる。

このように、中高緯度域での波と平均流の相互作用による西風加速の強制が TEM 系の制約で赤道側に下降流偏差を作り断熱加熱偏差となる。*Kodera and Kuroda [2002]* は、解析結果から太陽活動の極大期初冬に中高緯度の西風が強化されることで中緯度域で E-P flux の発散偏差と赤道に向かうような残差循環の偏差が見られることを定性的に指摘した。しかし、極大期と極小期における上部成層圏の西風強度の違いは数 m/s 程度のため、*Kodera and Kuroda [2002]* が指摘する西風強度の違いのみで循環の違いが決まるのか疑わしい。なお、*Kodera and Kuroda [2002]* では、赤道域の下降流の解析は行われていない。赤道域では火山噴火や QBO、SST 变動に伴う循環変動があるために、太陽活動に伴う影響のみを調べることが難しい可能性がある。太陽活動の影響を他の変動要因と切り分け、太陽活動に伴う UV 放射の変動とそれによる東西風変動や波と平均流の相互作用、残差循環の変調を陽に計算可能な CCM を用いることで赤道域の偏差形成プロセスの検証が可能となると考えられる。なお、*Kodera and Kuroda [2002]* は、両半球初冬季について中緯度域の残差循環偏差を解析した。初冬季には成層圏突然昇温（以下、突然昇温）が起こりにくい傾向にあり、相対的に力学よりも放射の影響で中高緯度の西風強度が決まると言われる。

3.3 節で解析した年平均の場合は 7 月と 12 月の特徴を大きく反映していたものであると考えられる。それ故、本章では、相対的に力学よりも放射の影響が強い両半球初冬について *Kodera and Kuroda [2002]* のメカニズムを CCM で検証する。さらに、季節変化にも着目し、両半球冬季と他の季節との違いについて述べる。なお、本章での議論は、簡単化のため準地衡風 TEM 方程式系で行ったが、実際の E-P flux、残差循環の評価の際には、付録 B に示したプリミティブ系の式を用いた。

4.2 東西風気候値の季節変化

図 4.1 に、JRA25 のデータから計算した東西風と 129 ページの (B-2) 式及び (B-4) 式により見積もった E-P flux、(B-10) 式で見積もった E-P flux の発散項の気候値を示す。図 4.1 では、例えば 12 月平均を 01DEC のように表記している。まず北半球について考えれば、放射加熱の南北勾配が最も大きい 12 月には、中高緯度上部成層圏で西風が強く 1 hPa、50°N 付近で約 55 m/s である。この時期には、相対的に

力学の影響は放射の影響より小さい傾向にある。1月以降は一般に突然昇温が多く起こり、力学の影響で西風が弱まる傾向が見られ、1 hPa、50°N付近で1月は約45 m/s、2月は約30 m/sである。同時期のE-P fluxは、中高緯度でおおよそ赤道向き・上向きで、中緯度成層圏で青色の陰影で示される収束のパターンが見られる。その大きさは、10 hPa、30°N付近(5~15 hPa、25~35°Nで領域平均)で12月は約-2.1 m/s/day、1月は約-2.1 m/s/day、2月は約-1.7 m/s/dayである。他方、南半球では、突然昇温がほとんど起こらないために季節に関係なく主に放射の影響で中高緯度上部成層圏の西風が決まる。7月に風速は最大となり、1 hPa、50°S付近で約95 m/sで、E-P fluxの発散項は10 hPa、30°S付近(5~15 hPa、25~35°Sで領域平均)で約-1.1 m/s/dayである。

図4.2は、CCM実験で出力されたSMAX、SMIN実験の同じ月のデータを平均して得られた東西風とE-P fluxの気候値を示す。CCM実験の結果でも北半球では12月に中高緯度上部成層圏の西風が1 hPa、50°N付近で最大値の約80 m/s程度となり、南半球では7月に1 hPa、60°S付近で最大値の約140 m/s程度となる。なお、現行バージョンのCCSR/NIES CCMの特徴として、再解析データの西風に比べ12月の北半球1 hPa付近では約25 m/s程度、7月の南半球1 hPa付近では約45 m/s程度、西風が強い傾向にある。CCM実験の結果から得られたE-P fluxの発散項は、12月の10 hPa、30°N付近で約-1.8 m/s/day、7月の10 hPa、30°S付近で約-1.0 m/s/dayとJRA25よりも絶対値が少しあ小さい。

CCM実験の季節変化をJRA25と比較する。9月から12月にかけて、北半球中緯度ではJRA25で西風が強まる傾向にあり、1 hPa付近の最大値は、9月に約20 m/s、10月に約40 m/s、11月に約50 m/sである。これと対応して中高緯度で赤道向き・上向きのE-P fluxが強まり、10 hPa、30°N付近で9月に約-0.1 m/s/day、10月に約-0.6 m/s/day、11月に約-1.6 m/s/dayと収束が強まる様子が見られる。CCM実験でも9月から12月の北半球中緯度で西風が強まる傾向が見られ、1 hPa付近の最大値は、9月に約20 m/s、10月に約35 m/s、11月に約60 m/sである。この際E-P fluxの発散項は、10 hPa、30°N付近で9月に約-0.1 m/s/day、10月に約-0.5 m/s/day、11月に約-1.0 m/s/dayとなった。JRA25では1月から4月にかけて北半球中高緯度成層圏の西風が弱まり、5月に東風に変わる季節変化が見られる。CCM実験でも同様の傾向が見られるが、2月には1 hPa付近で約50 m/s程度とまだ西風が強く再解析に比べて季節変化が遅れる傾向にある。

南半球では、JRA25で3月から7月にかけて季節進行に伴う中高緯度の西風強化が見られ、3月には1 hPa付近で最大約25 m/s、4月には約55 m/s、5月には約70

m/s、6月には約95 m/sである。E-P flux の発散項は、10 hPa、30°S付近で3月に約-0.2 m/s/day、4月に約-0.6 m/s/day、5月に約-1.0 m/s/day、6月に約-1.0 m/s/dayと収束が強まる傾向にある。CCM 実験でも同様の傾向が見られ、東西風は3月には1 hPa付近で最大約25 m/s、4月には約60 m/s、5月には約90 m/s、6月には約125 m/sで、E-P flux の発散項は、10 hPa、30°S付近で3月に約-0.1 m/s/day、4月に約-0.5 m/s/day、5月に約-0.9 m/s/day、6月に約-1.0 m/s/dayであった。8月以降は西風が最大となる高度が徐々に下がりながら西風が弱まり、12月には成層圏が東風になるという季節変化が見られる。CCM 実験でも同様に西風の最大となる高度が徐々に下がる傾向が見られる。しかし、8月以降に風速が最大となる高度は、8月に1 hPa付近、9月に2 hPa付近、10月に10 hPa付近で、JRA25において8月に5 hPa付近、9月に10 hPa付近、10月に20 hPa付近であったことと比べて若干高度が高く季節変化に遅れが見られる。

以上のように、CCM の場合は、観測と比べて冬の成層圏上部の西風が強めであり、極大の位置も若干ずれるが、およその季節進行は再現されていると考えてよい。特に、再解析データで見られた中高緯度上部成層圏の西風強度が最大となる時期が北半球で12月、南半球で7月になる特徴はよく再現されている。これらの時期には、中高緯度の西風強度に対し相対的に力学よりも放射の影響が大きい。4.4.3節で述べるように年平均でみた赤道域の偏差形成プロセスは7月、12月の特徴を大きく反映しているため、これらの時期に焦点を絞って *Kodera and Kuroda [2002]* のメカニズムの検証を行う。

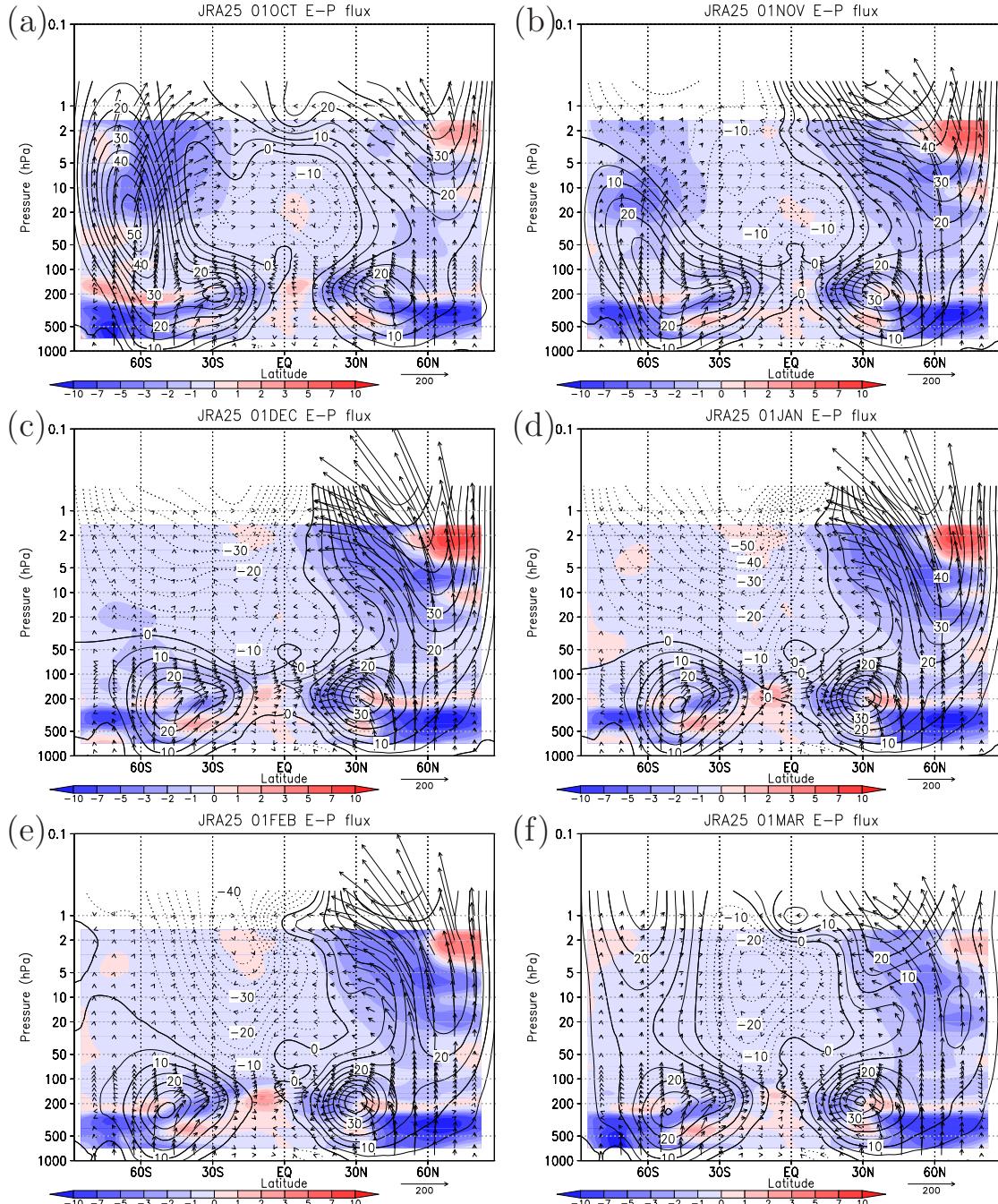


図 4.1: JRA25 の 1980 ~ 2000 年のデータから計算した東西風の気候値(等値線)と E-P flux(矢印)。陰影は E-P flux の発散 (m/s/day)。東西風の単位は m/s 。E-P flux は気圧の逆数を掛けて重み付けした。10 ~ 3 月の場合。

Figure 4.1: Climatology of zonal mean zonal wind (contour) and E-P flux (vector) for JRA25 during 1980-2000. The shading information indicates the divergence of E-P flux (m/s/day). The unit of zonal wind is m/s . The E-P flux is scaled by the inverse of pressure (From October to March).

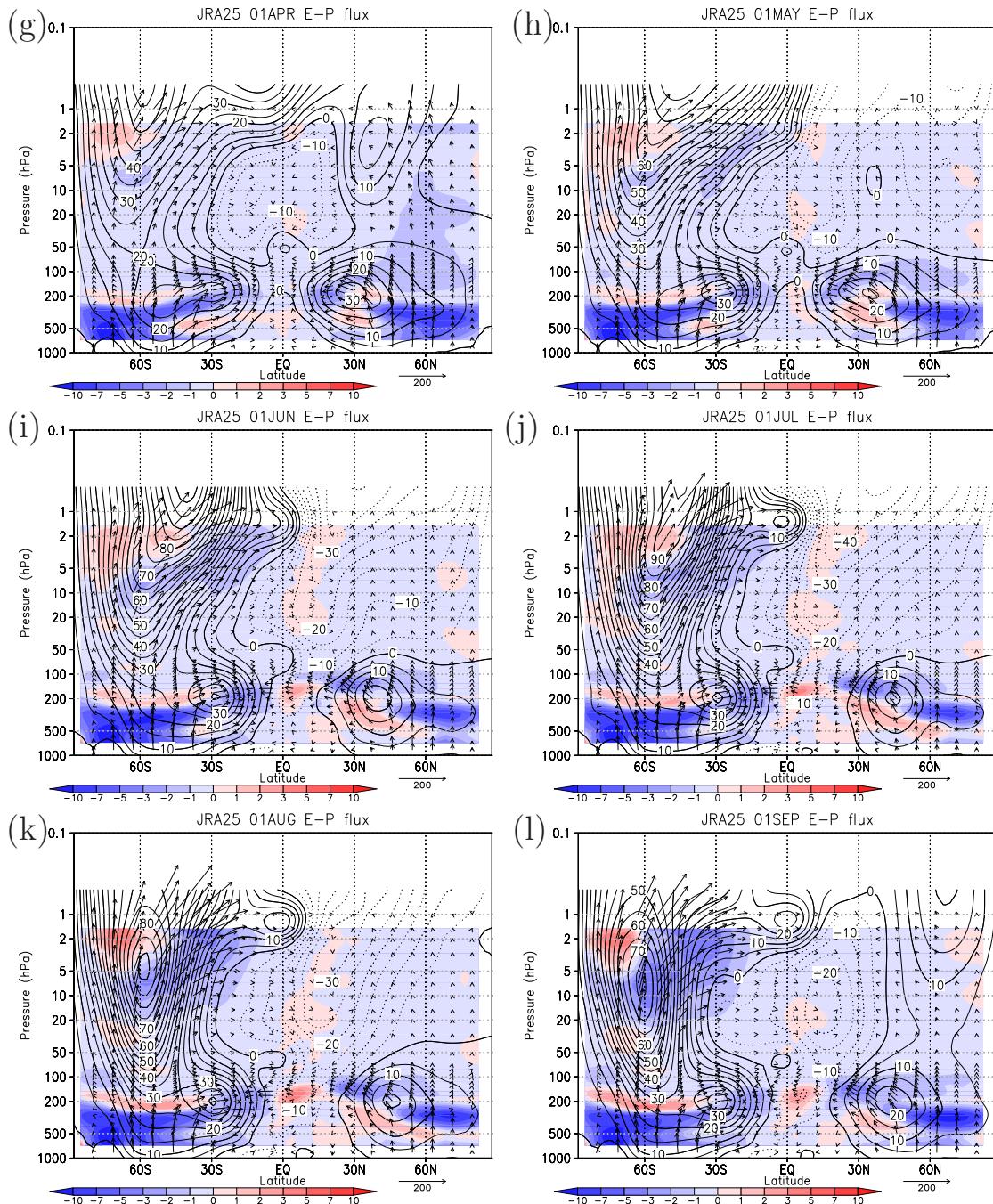


図 4.1: (続き)4~9月の場合。

Figure 4.1: (continue) From April to September.

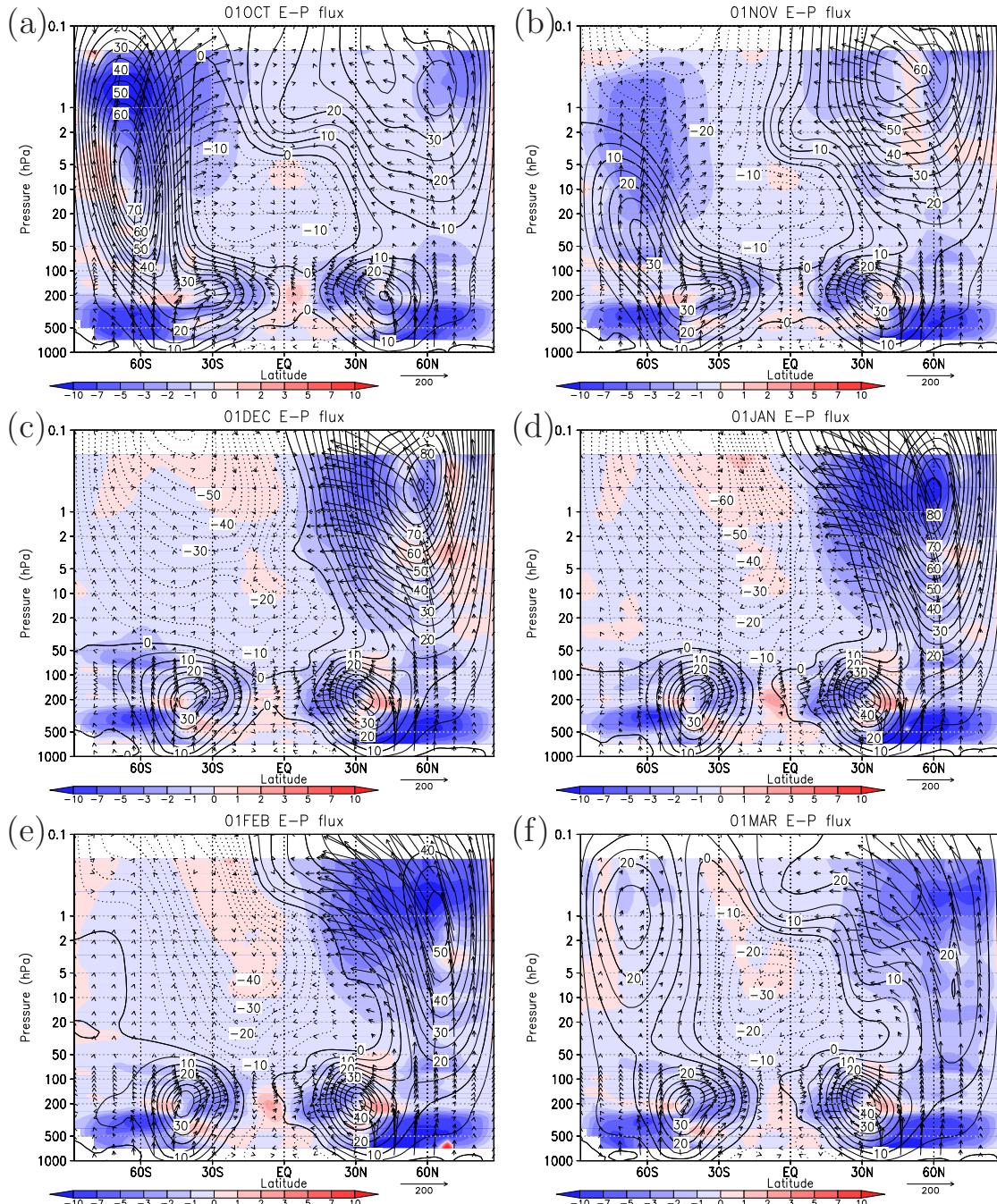


図 4.2: CCM の SMAX、SMIN 実験の出力から計算した東西風の気候値(等値線)と E-P flux(矢印)。色は E-P flux の発散(m/s/day)。東西風の単位は m/s。E-P flux は気圧の逆数を掛けて重み付けした。10 ~ 3 月の場合。

Figure 4.2: Climatology of zonal mean zonal wind (contour) and E-P flux (vector) for SMAX and SMIN of CCM experiments. The shading information indicates the divergence of E-P flux (m/s/day). The unit of zonal wind is m/s. The E-P flux is scaled by the inverse of pressure (From October to March).

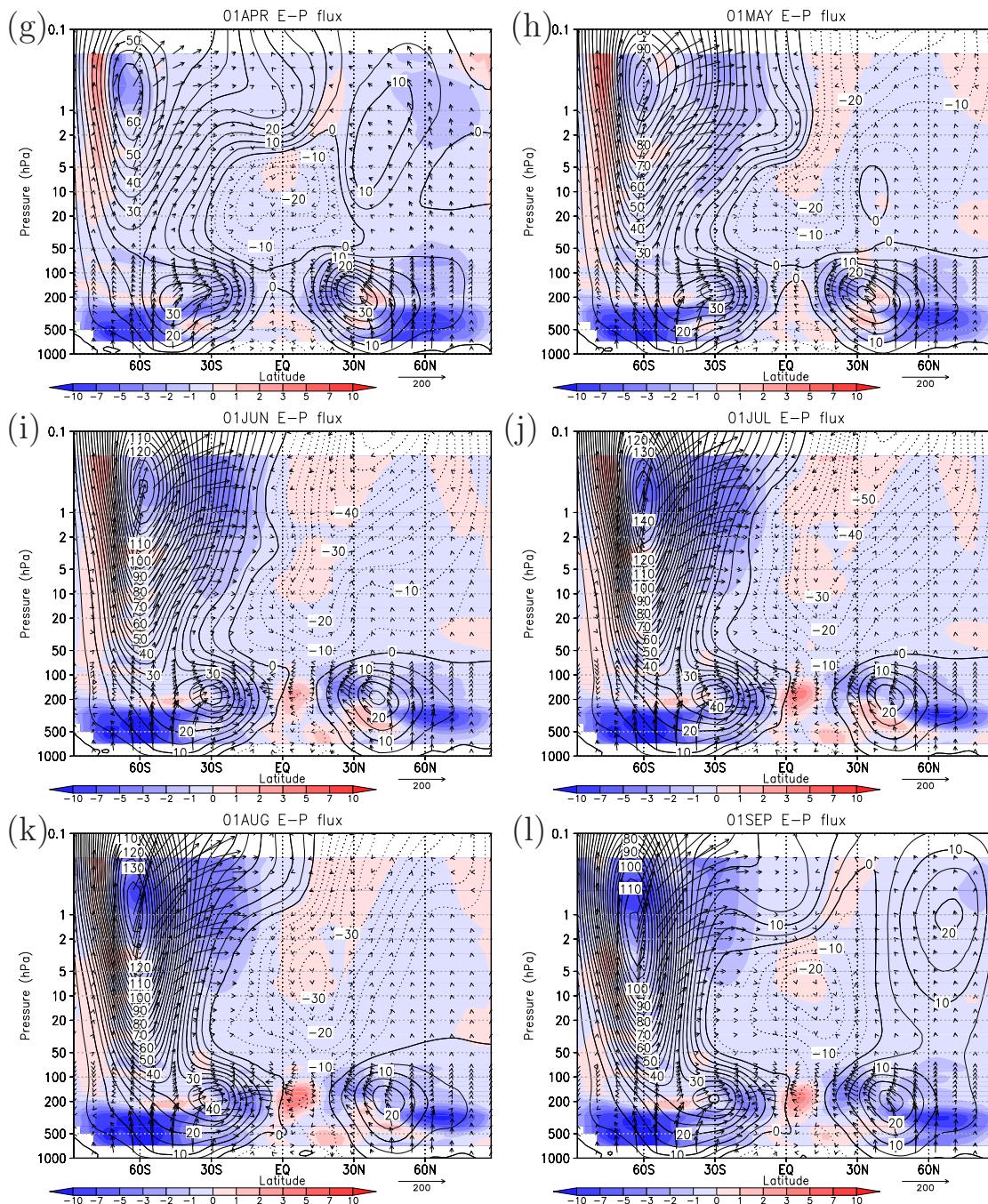


図 4.2: (続き)4~9月の場合。

Figure 4.2: (continue) From April to September.

4.3 両半球初冬季の解析

4.3.1 北半球の初冬季である12月の場合

北半球の冬季のうち、初冬は一般的に突然昇温が起こりにくい傾向にあり、12月に相対的に力学よりも放射の影響で中高緯度の西風強度が最も大きく変わるとと思われる。12月の場合について *Kodera and Kuroda [2002]* のメカニズムが見られるかどうかを解析した。

図4.3(a)、(b)の等値線は、JRA25のデータに対し前章の重回帰解析を用いて計算した12月の気温と東西風の太陽変動成分の分布である。色は90%、95%で統計的に有意な領域を表す¹⁰。北半球中高緯度では、太陽活動の極大期に気温偏差の南北勾配が大きくなる。そのため、温度風の関係から極大期に中高緯度上部成層圏で西風偏差となる傾向が見られる。この西風偏差は、最大約6~7(m/s/100 units F10.7)程度で95%以上の有意性を持つ。図4.3(c)、(d)の等値線は、12月におけるSMAX-SMINで計算した気温と東西風偏差の分布である。SMAX-SMINで計算した偏差は重回帰を用いて計算した太陽変動成分に相当するが、この方法では観測と異なり火山噴火やQBOなどの影響は含まれない。JRA25の結果と同様に、北半球中高緯度では、太陽活動の極大期にSMAX-SMINで計算した気温偏差の南北勾配が大きくなり、西風偏差となる傾向が見られる。また、北半球中高緯度で対流圏から上部成層圏にかけて西風偏差が強まる構造もよく似ている。SMAX-SMINで計算した東西風偏差は、1 hPa、60°N付近で最大約3(m/s/100 units F10.7)で、およそ90%以上の有意性を持つ。なお、SMAX-SMINで計算した東西風偏差の大きさはJRA25の太陽変動成分の半分程度であり、JRA25の太陽変動成分で見られた気温の南北勾配がSMAX-SMINで計算した気温偏差の2倍程度であることと整合的である。

JRA25の赤道域に着目すると、下部成層圏の気温の太陽変動成分が正で、最大約1(K/100 units F10.7)程度である。この偏差は95%の有意性を持つ。SMAX-SMINで計算した気温でも赤道下部成層圏に正偏差が見られ、95%以上の有意性を持つ。偏差の大きさは、赤道下部成層圏50 hPa付近で最大約0.3(K/100 units F10.7)程度でJRA25の太陽変動成分の1/3程度である。JRA25の太陽変動成分には赤道下部成層圏において前章で述べた火山噴火の影響が含まれており、前章で示したようにその影響はかなり大きい。一方、SMAX、SMINでは火山噴火の影響は取り除かれており、下部成層圏のピークが弱いと考えられる。

¹⁰JRA25のデータで有意性を計算する際には、簡易的に 1.65σ 、 1.96σ を越えた領域を90%、95%の有意性を持つ領域とした。

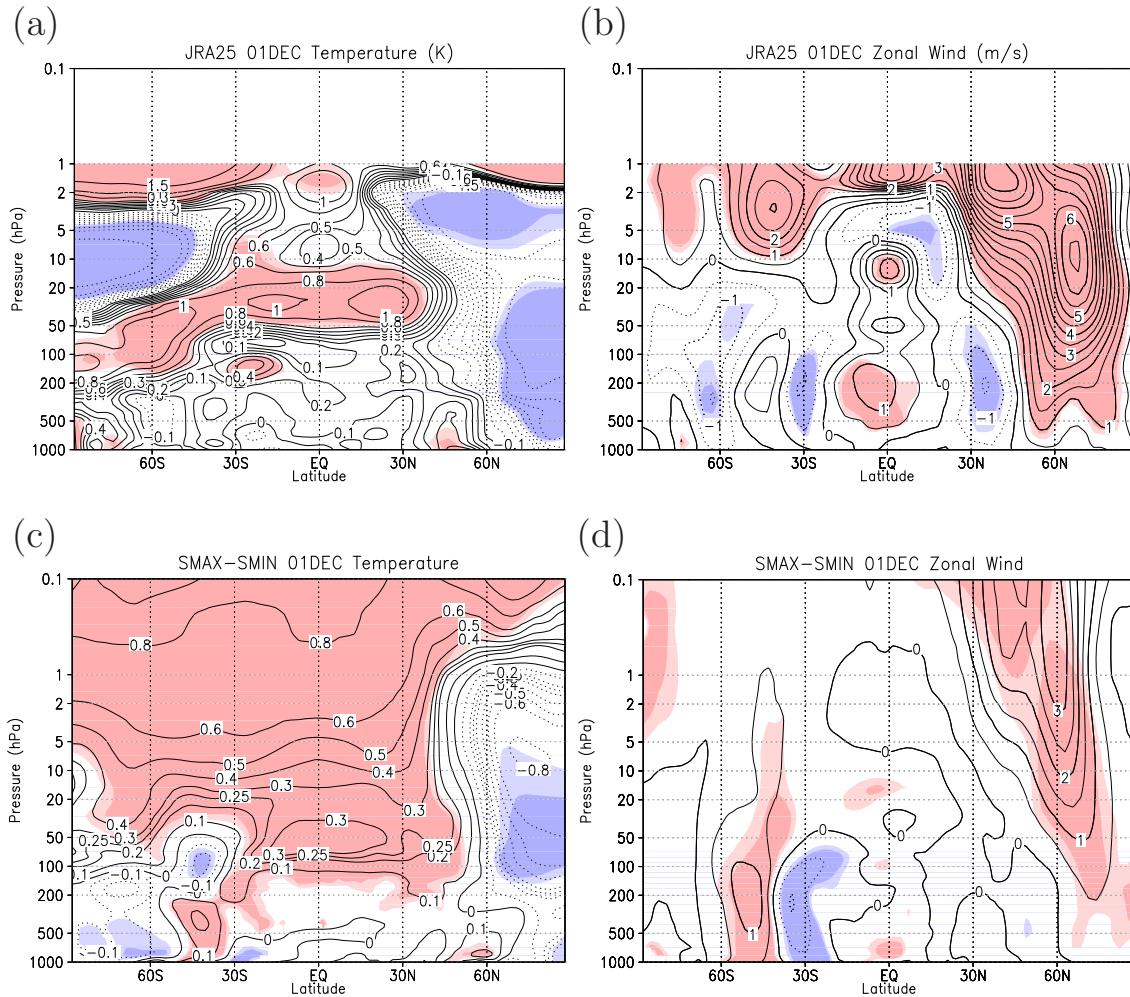


図 4.3: (a)1980～2000 年の JRA25 のデータに対し重回帰を用いて計算した 12 月の気温の太陽変動成分の分布(等値線、単位は K/100 units F10.7)。色は 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。等値線の値は図中に示した。(b)(a) に同じ。但し、東西風(単位は m/s/100 units F10.7)。太線の間隔は 1 m/s/100 units F10.7、細線の間隔は 0.5 m/s/100 units F10.7。(c)(a) に同じ。但し、SMAX-SMIN で計算した気温偏差。(d)(c) に同じ。但し、東西風。

Figure 4.3: (a) Solar regression coefficients of temperature for December of JRA25 during 1980-2000. The units of temperature are K/100 units F10.7. The shading information indicates the 90%, 95% confidence levels. The contour levels are indicated in figure. (b) Same as (a), but for zonal wind. The contour interval is 1 m/s/100 units F10.7 for thick solid lines and 0.5 m/s/100 units F10.7 for thin solid lines. (c) Same as (a), but for the difference between SMAX and SMIN. (d) Same as (c), but for the zonal wind.

赤道下部成層圏で極大期に高温偏差となる原因を調べるため、CCM 実験結果から E-P flux と残差循環を見積もった。図 4.4(a) は、図 4.3(d) の東西風偏差に矢印で E-P flux の偏差を重ねたものである。図 4.4(a) のように E-P flux は北半球中高緯度で下向き偏差を示す。12 月の気候値的な E-P flux は上向きであるが、この矢印は SMAX と SMIN の差を示しているため、極大期に下向き偏差であることを表す。この結果から、極大期に波の上方・南方伝播が弱く E-P flux の収束が弱い傾向にあり、極小期に波の上方・南方伝播が強く E-P flux の収束が強い傾向にあることが分かる。

破線は E-P flux の発散 ($\frac{1}{\rho_0} \nabla \cdot \mathbf{F}$) で、波の強制力の項を表す。このうち、黒破線が 0、緑破線が発散偏差、紫破線が収束偏差である。色は 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。北半球中緯度に着目すると、E-P flux の偏差と対応し極大期に 30°N から 60°N 付近の成層圏で E-P flux は発散偏差を示し、特に 10 hPa、30°N 付近で 95% 程度の有意性を示す。なお、後述のように発散偏差の場所は西風偏差が最大の場所とは異なる。

E-P flux が発散偏差つまり西風加速偏差となっている場所では、(4.5) 式のように残差循環による強制力が負、つまり東風加速偏差となって釣り合うと考えられる。E-P flux の発散 $\frac{1}{\rho_0} \nabla \cdot \mathbf{F}$ の偏差は 10 hPa、30°N 付近 (5 ~ 15 hPa、25 ~ 35°N で領域平均) で約 0.12(m/s/day/100 units F10.7) で、(4.5) 式から v^* を見積もると

$$\begin{aligned}\bar{v}^* &= \frac{-1}{f_0 \rho_0} \nabla \cdot \mathbf{F} = -\frac{0.12(\text{m/s/day}/100 \text{ units F10.7})}{2\Omega \sin \phi_0 (\text{s}^{-1})} \\ &= -\frac{0.12(\text{m/s/day}/100 \text{ units F10.7})}{7.27 \times 10^{-5} (\text{s}^{-1})} \\ &= -0.019(\text{m/s}/100 \text{ units F10.7})\end{aligned}$$

となる。なお、 $\phi_0 = 30(\text{deg})$ として計算した。10 hPa、30°N 付近で 129 ページの (B-6) 式から計算した \bar{v}^* は約 -0.015(m/s/100 units F10.7) でおおよそ対応する。このため、北半球中緯度域で E-P flux が発散偏差となったことに伴って、赤道向きの残差循環が駆動されたと考えられる。なお、(4.5) 式では東西風の時間変化の項は無視している。その妥当性は、次のように確認される。すなわち、残差循環による強制力 $f_0 \bar{v}^*$ の偏差が約 -0.10(m/s/day/100 units F10.7) で、東西風の時間変化の項は約 -0.02(m/s/day/100 units F10.7) である。したがって東西風の時間変化の項は、E-P flux の発散項や残差循環による強制力の項より 1 術小さいため無視できる。なお、東西風の時間変化の項は、(4.1) 式で $\bar{X} = 0$ とした場合の残差から見積もった。

図 4.4(b) の黒流線は残差循環を表しており、北半球中緯度において上述の発散偏差に伴う赤道向きの残差循環が見られる。なお、気候値としては赤道から極に向か

う流れであり、極大期に赤道から極に向かう残差循環が弱まり極小期に強まると考えられる。この領域で偏差としては極大期に赤道向きとなっており、それを補償するように極側で上昇流偏差、赤道側で下降流偏差となっている。この極側の上昇流、赤道側の下降流偏差とも 90% で有意である（図略）。残差循環が下降流、つまり \bar{w}^* が負であれば断熱加熱率の項 $-\bar{w}^* N^2 \frac{H}{R_d}$ が正で断熱加熱の傾向を示す。図 4.4(b) で赤色を付けた領域は断熱加熱率の偏差が 90% 以上の有意性を持つ領域であるが、このように赤道域においておおよそ有意な値を持っていることが分かる。この結果は、図 4.4(b) の等值線で示した赤道域の気温偏差とおおよそ対応している。

なお、JRA25 から見積もった太陽変動成分においても 12 月に北半球の中緯度で E-P flux が発散偏差となり中緯度から赤道に向かう循環偏差が認められ、赤道域 25°S から 25°N 付近では、 \bar{w}^* の太陽変動成分が下降流偏差を示しており（図略）、CCM と JRA25 の結果は定性的によく対応している。赤道域 25°S から 25°N の緯度帯で平均した下降流偏差の大きさは、SMAX と SMIN の差にみられる 50 ~ 100 hPa 付近の極小が約 $-0.6(\text{m/day}/100 \text{ units F10.7})$ で、JRA25 の太陽変動成分でみられる極小の約 $-2.5(\text{m/day}/100 \text{ units F10.7})$ に対して 1/4 程度であった。図 4.3 のように JRA25 の西風偏差は SMAX – SMIN で計算された西風偏差のおおよそ 2 倍程度であり、また、JRA25 の結果には火山噴火に伴う循環変動の影響も含まれているため、このような違いが現れたと考えられる。

図 4.4(a) にみられるような太陽活動極大期と極小期間の $\nabla \cdot \mathbf{F}$ の差の原因を詳細に把握するため、ロスビー波の伝播しやすさの指標である refractive index ($a^2 n_0^2$ 、131 ページ (C-6) 式参照) を計算した。SMAX – SMIN で計算した refractive index の差を図 4.5(b) の陰影で示し、それに図 4.4(a) の E-P flux を重ねた。図 4.5(b) の青色は極大期に波が伝播しにくい領域を意味する。refractive index は東西風から計算されるので、極大期と極小期の東西風の違いで波の伝播特性がどのように変わるかを表していると考えられる。気候値では、E-P flux は赤道向き、上向きであるが、図 4.5(b) のように、波が伝播する赤道側で refractive index の差が負となっており、極大期に波の伝播が抑制され、それに伴って E-P flux が北極向き、下向き偏差になるとを考えられる。そのため、極大期に波の伝播特性が変化したことにより E-P flux が発散偏差となったと考えられる。なお、refractive index の差は、Kodera and Kuroda [2002] で指摘されているような西風強度の違いが大きい場所ではなく、131 ページ (C-4) 式中の $-[(\bar{u} \cos \phi)_\phi / a \cos \phi]_\phi$ の違いが大きい場所で見られた。これは、太陽活動極大期と極小期の間ににおける西風の構造の違い、すなわち極大期に南北方向の曲率が大きくなるような西風の場の変形が波の伝播特性の違いと関連していることを示唆す

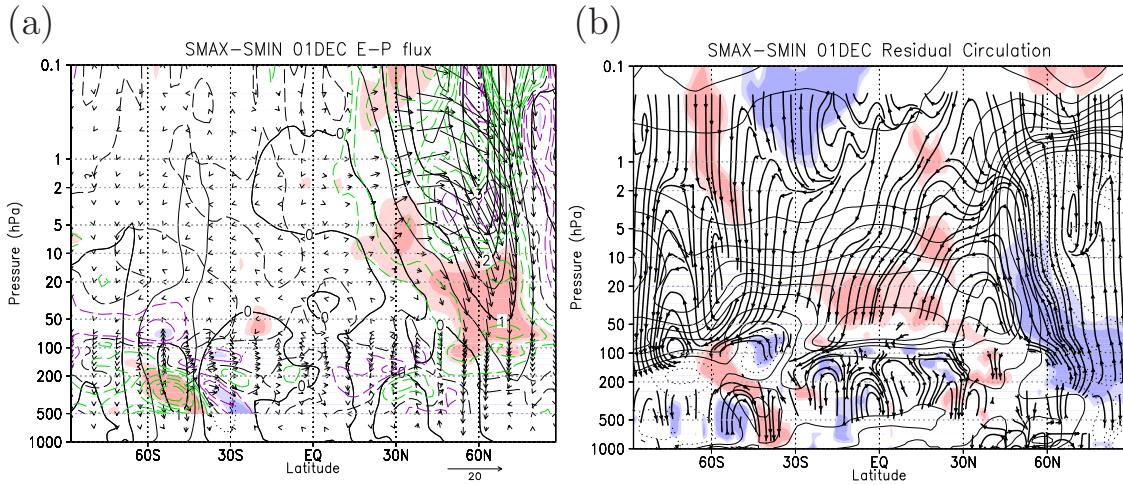


図 4.4: (a) SMAX-SMIN で計算した 12 月の E-P flux(矢印) とその発散(破線)、東西風(実線、図 4.3d に同じ) 偏差。E-P flux は気圧の逆数で重み付けした。矢印の基準として右下に $10 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-2}/100 \text{ units F10.7}$ をおいた。破線で示した等値線は $0, \pm 0.05, \pm 0.1, \pm 0.2, \pm 0.3, \pm 0.4, \pm 0.5 \text{ m/s/day}/100 \text{ units F10.7}$ 。緑破線: E-P flux の発散偏差、紫破線: 収束偏差、黒破線: 0。色は E-P flux の発散偏差が 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。なお、E-P flux の発散はスムージングを行った。(b)(a) に同じ。但し、残差循環(黒流線)と気温(実線、図 4.3c に同じ) 偏差。色は断熱加熱率の偏差が 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。なお、残差循環は気圧の逆数で重み付けし、スムージングも行った。

Figure 4.4: (a) The differences of E-P flux (vector), this divergence (broken line) and zonal wind (solid line, same as Figure 4.3d) for December of SMAX-SMIN. E-P flux is scaled by the inverse of pressure. Scale of $10 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-2}/100 \text{ units F10.7}$ vector is putted at the right bottom of figure. The contour levels of broken lines are $0, \pm 0.05, \pm 0.1, \pm 0.2, \pm 0.3, \pm 0.4, \pm 0.5 \text{ m/s/day}/100 \text{ units F10.7}$, green broken lines: divergence anomaly, purple broken lines convergence anomaly, black broken lines: 0. The shading information indicates the 90%, 95% confidence levels of E-P flux divergence. E-P flux divergence is performed a smoothing. (b) Same as (a), but for the differences of residual circulation (red stream line) and temperature (contour, same as Figure 4.3d). The shading information indicates the 90%, 95% confidence levels of adiabatic heating ratio. The residual circulation is scaled by the inverse of pressure and performed a smoothing.

る結果である。

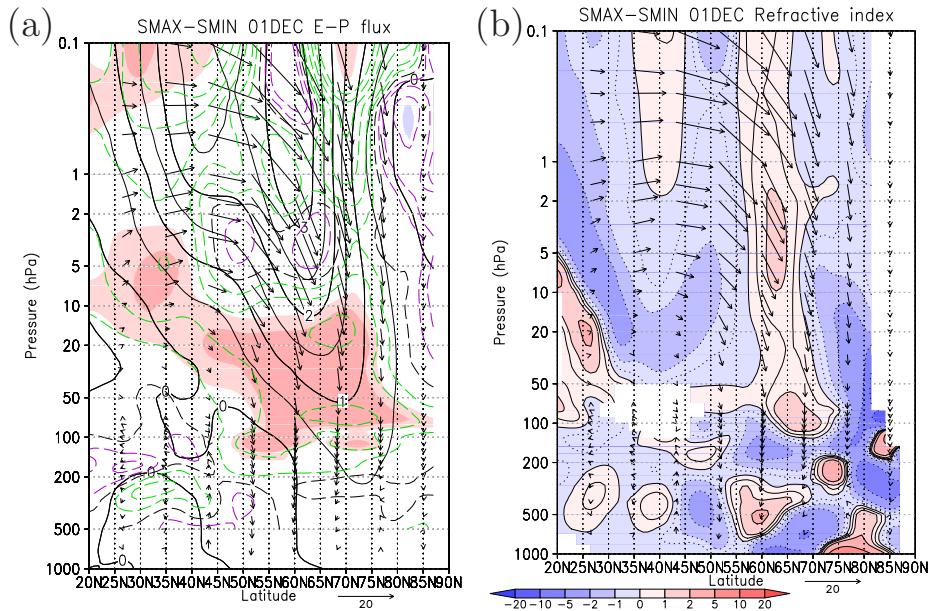


図 4.5: (a) 図 4.4(a) と同じ。ただし、北半球中高緯度域を拡大して示した。(b)(a) と同じ。但し、等値線と陰影は refractive index。青色の陰影と点線は、SMAX で波が伝播しにくい領域で赤色の陰影と実線は SMAX で波が伝播しやすい領域を表す。なお、refractive index はスムージングを行った。

Figure 4.5: (a) Same as Figure 4.4(a), but for Northern Hemisphere. (b) Same as (a), but for contours and shadings are difference of refractive index. Blue areas and dotted lines indicate that the waves can not propagate well in SMAX, and red areas and solid lines indicate that the waves can propagate well in SMAX. The refractive index is performed a smoothing.

11 年周期の太陽変動に伴う気温の変化を考えるために、(4.6) 式の項を詳しく調べた。断熱加熱率の項 \bar{J}/C_p を短波放射加熱率の項 \bar{J}_s/C_p 、長波放射加熱率の項 \bar{J}_l/C_p に分解して考えると、(4.6) 式は

$$-\frac{H}{R_d} \bar{w}^* N^2 + \frac{\bar{J}_s}{C_p} + \frac{\bar{J}_l}{C_p} = 0 \quad (4.9)$$

のように断熱加熱率の項、短波放射加熱率の項、長波放射加熱率の項の釣り合いの式になる。CCM ではこれらの加熱率の各項を出力しており、各加熱率の項を SMAX と SMIN の差として示したものが図 4.6 の等値線である。図 4.6(a) が短波放射加熱率、(b) が長波放射加熱率、(c) が断熱加熱率の偏差で、色は 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。(d) は短波放射加熱率と長波放射加熱率の和で放射による非断熱加熱率の偏差に当たる¹¹。CCM では拡散項など他の物理過程も計算しているが、それ

¹¹ 波長が $4\mu\text{m}$ より長いものを長波、短いものを短波として加熱率を出力している。

による加熱率を含めても中層大気では (d) とほとんど変わらないことを確認しており、これらの項は無視できると考えられる。上部成層圏、下部中間圏では、北極域を除き短波放射加熱率が正偏差、長波放射加熱率が負偏差でいずれも 95%以上の有意性を持ち、短波放射加熱率と長波放射加熱率の偏差がおおよそ釣り合う傾向を示す。この場所では、図 4.3(c) の等値線で示した気温は正偏差となっており、短波放射加熱率の正偏差とおおよそ対応する。成層圏界面付近の 1 hPa 付近において赤道域 25°S から 25°N で平均した短波放射加熱率の偏差を見積もると約 0.12 (K/day/100 units F10.7)、長波放射加熱率の偏差は約 -0.13 (K/day/100 units F10.7) を示し、おおよそ釣り合っている。なお、1 hPa 付近の断熱加熱率の偏差は約 -0.02 (K/day/100 units F10.7) と 1 行小さいため無視できると考えられる。また、(4.9) 式では気温の時間変化の項は無視したが、(4.2) 式の残差から見積もったこの項は断熱加熱率よりも 1 行小さいため、赤道域上部成層圏、下部中間圏の釣り合いに関して無視できる。このため、オゾンが短波放射を吸収する効果が上部成層圏、下部中間圏の気温の 11 年周期変動に重要であることが示唆される。

下部成層圏に着目すると、赤道域で断熱加熱率の正偏差が見られ、この偏差はおおよそ 90%以上の有意性を示す (図 4.6c)。これは、図 4.4(b) で残差循環が下降流であったことに対応すると考えられる。赤道域 25°S から 25°N までの緯度帯で平均した断熱加熱率の大きさは、気温の正偏差が見られた 50 hPa 付近で約 0.0054 (K/day/100 units F10.7) で、長波放射加熱率の約 -0.0062 (K/day/100 units F10.7) とおおよそ釣り合っているため、下降流に伴う断熱加熱が図 4.3(c) で示した気温の正偏差の主な原因であったことが示唆される。なお、25°S から 25°N で平均した短波放射加熱率は、50 hPa 付近で約 0.0026 (K/day/100 units F10.7) であり、断熱加熱率や長波放射加熱率の項よりは小さいが無視できるほどではないため、短波放射加熱率も気温の正偏差と関係している可能性がある。また、残差から見積もった気温の時間変化の項は約 -0.0018 (K/day/100 units F10.7) で、この項は断熱加熱率や長波放射加熱率の項よりは小さいが無視できるほどではない。しかしながら、断熱加熱率の項が大きいため、下降流に伴う断熱加熱が気温の正偏差形成の主要な原因であったという結論は変わらないものと考えられる。

北極域では、図 4.4(b) で残差循環が上昇流であったことと対応する断熱冷却が見られ、これが長波放射加熱と釣り合っている。このため、図 4.3(c) で見られた北極側の低温パターンは残差循環の変調に伴う断熱冷却と関連していた可能性がある。ただし、極域では気温の時間変化の項が無視できないため定量的な議論をするのは難しい。

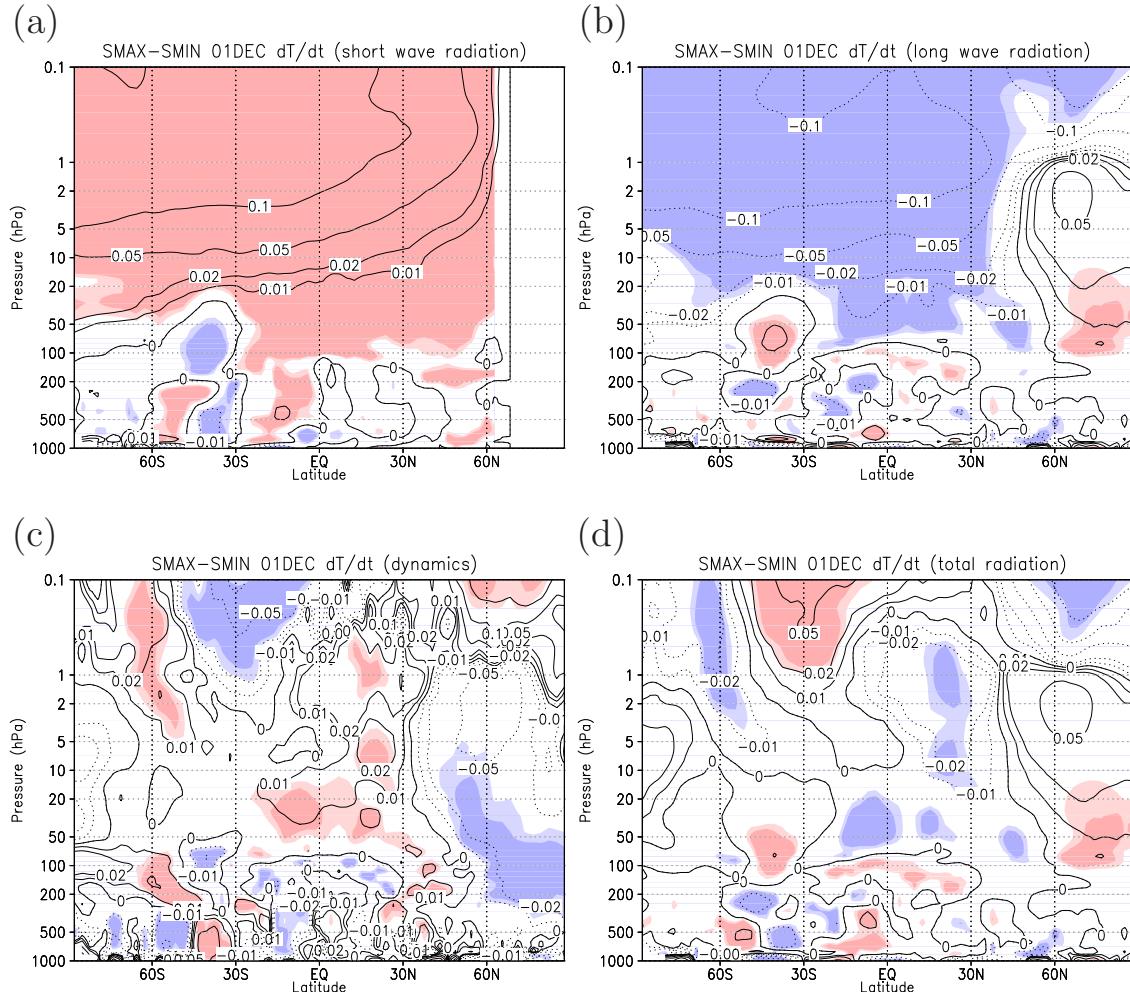


図 4.6: SMAX-SMIN で計算した 12 月の (a) 短波放射加熱率、(b) 長波放射加熱率、(c) 断熱加熱率と (d) 放射加熱率 (短波放射加熱率と長波放射加熱率の和) の偏差。実線は加熱偏差、破線は冷却偏差を表す。等値線の値は図中に示した (単位は $K/day/100 \text{ units F10.7}$)。色は 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。

Figure 4.6: Diabatic heating rate of the (a) short wave and (b) long wave radiation, (c) adiabatic heating rate in December. (d) Diabatic heating rate of short + long wave radiation (a+b). The contour levels are indicated in figure ($K/day/100 \text{ units of F10.7}$). The shading information indicates the 90%, 95% confidence levels.

4.3.2 南半球の初冬季である7月の場合

南半球の冬季には、突然昇温がほとんど起こらないため、相対的に力学よりも放射の影響で西風強度が決まると考えられ、相対的に放射の影響で7月に中高緯度の西風強度が太陽変動に伴い最も大きく変化していた。北半球の12月との比較を行うため、南半球の冬季である7月の場合について解析した。

図4.7(a)、(b)の等値線は、JRA25のデータに対し重回帰解析を用いて計算した7月の気温と東西風の太陽変動成分の分布である。南半球の7月には、北半球の12月の場合と同様、中緯度成層圏で気温偏差の南北勾配が大きい特徴が現れている。ただし、北半球の12月の場合に比べて、気温の南北勾配は大きい。それと対応するように、中緯度上部成層圏の西風偏差は最大約16~17(m/s/100 units F10.7)に達し、北半球の12月の場合と比較しておよそ2~3倍程度である。なお、中緯度上部成層圏の西風偏差は95%で統計的に有意である。

図4.7(c)、(d)の等値線は、SMAX-SMINで計算した7月の気温偏差と東西風偏差の分布である。南半球中緯度では、極大期に気温偏差の南北勾配が大きく西風偏差が強い傾向が見られ、JRA25の傾向と似ている。また、この西風偏差は95%で統計的に有意である。しかし、西風偏差は、1 hPa、60°S付近で最大約2.5(m/s/100 units F10.7)程度でJRA25の約1/6~1/7と小さい。

JRA25の赤道域に着目すると、下部成層圏で気温の太陽変動成分が高温偏差となる傾向が見られ、30 hPa付近で最大約1.5(K/100 units F10.7)程度で95%で有意である。JRA25の結果には火山噴火の影響が含まれていると思われるが、火山噴火の影響がないSMAXとSMINの差でも極大期に赤道下部成層圏30 hPa付近で約0.2(K/100 units F10.7)の高温偏差を示し95%で有意である。

なお、図4.7(b)で赤道域50 hPa付近に最大約3.5(m/s/100 units F10.7)の赤道対称な西風偏差が見られる。このような赤道域下部成層圏でみられる太陽活動極大期の西風偏差は、QBOのシグナルに対応すると考えられる。しかし、これは中高緯度の西風偏差が「太陽活動の活発化による影響」だけではなく「QBOが西風位相であることの影響」を受けており、後者の効果が太陽変動成分に含まれた結果である可能性がある。より長期間のデータが蓄積されれば、再解析データからもQBOの影響を受けにくく信頼性の高い太陽11年周期変動のシグナルを検出できるようになると考えられる。

図4.7(c)の赤道下部成層圏で極大期に高温偏差となる原因を調べるために、E-P fluxと残差循環を見積もった。図4.8(a)は、図4.7(d)の東西風偏差にE-P fluxとその発散

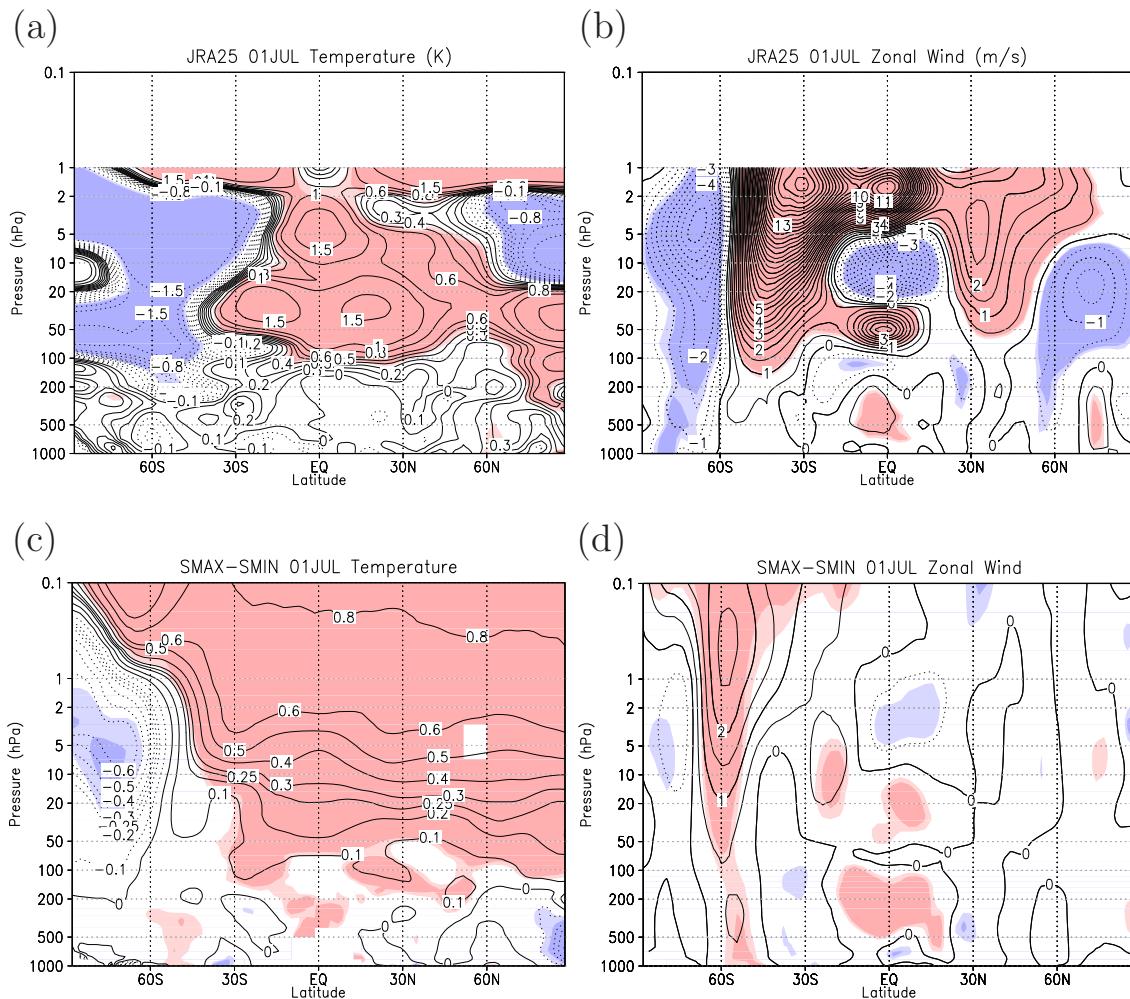


図 4.7: (a)1980～2000 年の JRA25 のデータに対し重回帰を用いて計算した 7 月の気温の太陽変動成分の分布(等値線、単位は K/100 units F10.7)。色は 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。等値線の値は図中に示した。(b)(a) と同じ。但し、東西風(単位は m/s/100 units F10.7)。太線の間隔は 1 m/s/100 units F10.7、細線の間隔は 0.5 m/s/100 units F10.7。(c)(a) と同じ。但し、SMAX-SMIN で計算した気温偏差。(d)(c) と同じ。但し、東西風。

Figure 4.7: (a) Solar regression coefficients of temperature for July of JRA25 during 1980-2000. The units of temperature are K/100 units F10.7. The shading information indicates the 90%, 95% confidence levels. The contour levels are indicated in figure. (b) Same as (a), but for zonal wind. The contour interval is 1 m/s/100 units F10.7 for thick solid lines and 0.5 m/s/100 units F10.7 for thin solid lines. (c) Same as (a), but for the difference between SMAX and SMIN. (d) Same as (c), but for the zonal wind.

を重ねたものである。7月の気候値的な E-P flux は上向きであるが、SMAX–SMIN を計算しているため、南半球中高緯度で下向き・南向き偏差を示す。これは、極大期に波の伝播が抑えられることを表す。色は E-P flux の発散偏差が 80%、90%、95% で統計的に有意な場所で、E-P flux の南向き偏差が見られる 15 hPa、25°S 付近において 95% で有意な発散偏差のパターンが見られる。なお、12月の場合と比べ発散偏差が 90% 以上有意な領域は赤道側に位置する違いがみられた。95% で有意な発散偏差となっている 15 hPa、25°S 付近 (10 ~ 20 hPa、20 ~ 30°S で領域平均) の発散偏差の値は約 0.056(m/s/day/100 units F10.7) で、(4.5) 式から \bar{v}^* を見積もると

$$\begin{aligned}\bar{v}^* &= \frac{-1}{f_0 \rho_0} \nabla \cdot \mathbf{F} = -\frac{0.056(\text{m/s/day}/100 \text{ units F10.7})}{2\Omega \sin \phi_0 (\text{s}^{-1})} \\ &= -\frac{0.056(\text{m/s/day}/100 \text{ units F10.7})}{-6.10 \times 10^{-5}(\text{s}^{-1})} \\ &= 0.011(\text{m/s}/100 \text{ units F10.7})\end{aligned}$$

となる。なお、 $\phi_0 = -25(\text{deg})$ として計算した。一方、15 hPa、25°S 付近で 129 ページの (B-6) 式から計算した \bar{v}^* は約 0.007(m/s/100 units F10.7) でおおよそ対応している。このため、E-P flux が発散偏差つまり波の強制による西風加速偏差となっているこの領域で赤道向きの循環偏差が見られることが示唆される。なお、残差循環による強制力の偏差をこの領域で見積もると約 $-0.039(\text{m/s/day}/100 \text{ units F10.7})$ であった。(4.5) 式では東西風の時間変化の項は無視したが、12月の場合と同様に (4.1) 式で $\bar{X} = 0$ とした場合の残差から見積もった東西風の時間変化の項は約 $-0.017(\text{m/s/day}/100 \text{ units F10.7})$ であり、E-P flux の発散や残差循環による強制力の項と比較して小さいが無視できるほどではない。しかしながら、E-P flux と残差循環による強制力の項が大きいことから判断すれば、E-P flux の発散偏差に伴って赤道向きの循環偏差が見られていたという結果は変わらないと考えられる。

図 4.8(b) の流線は残差循環の偏差を表す。15 hPa、25°S 付近で赤道向き偏差であった循環は赤道域で下降流偏差となっている。これは、図 4.8(b) の赤色で示した赤道域の断熱加熱偏差と関係していると考えられる。断熱加熱偏差は赤道域の 20 ~ 50 hPa 付近でおおよそ 90% 以上の有意性を持つ。25°S から 25°N までの緯度帯で平均した \bar{w}^* の偏差は、20 ~ 50 hPa 付近の極小が約 $-0.6(\text{m/day}/100 \text{ units F10.7})$ であった。なお、成層圏中緯度で赤道向きの循環偏差が見られ、赤道域で下降する特徴は JRA25 の太陽変動成分でも見られる (図略)。JRA25 において 25°S から 25°N で平均した \bar{w}^* の偏差を見積もると、30 hPa 付近で $-2.0 \pm 0.7(\text{m/day}/100 \text{ units F10.7})$ 、20 hPa 付近で $-5.4 \pm 0.7(\text{m/day}/100 \text{ units F10.7})$ の値を示した (いずれも 1σ の誤差範囲で計

算)。下部成層圏における JRA25 の \bar{w}^* は SMAX-SMIN で計算した \bar{w}^* のおおよそ数倍から 10 倍程度違う。この違いは、極大期に JRA25 の西風偏差が SMAX-SMIN で計算した西風偏差の約 1/6 ~ 1/7 であったこと、JRA25 には火山噴火の影響などが含まれることに起因する可能性がある。

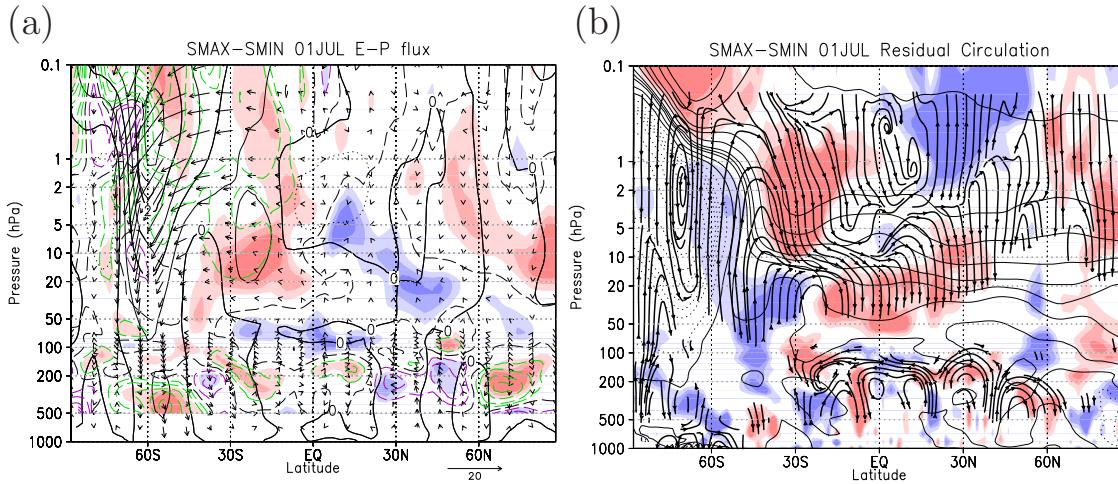


図 4.8: (a) SMAX-SMIN で計算した 7 月の E-P flux(矢印)とその発散(破線)、東西風(実線、図 4.7d に同じ)偏差。E-P flux は気圧の逆数で重み付けした。矢印の基準として右下に $10 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-2} / 100 \text{ units F10.7}$ をおいた。破線で示した等値線は 0, ± 0.05 , ± 0.1 , ± 0.2 , ± 0.3 , ± 0.4 , $\pm 0.5 \text{ m/s/day} / 100 \text{ units F10.7}$ 。緑破線: E-P flux の発散偏差、紫破線: 収束偏差、黒破線: 0。色は E-P flux の発散偏差が 80%、90%、95% で統計的に有意な領域を表す。なお、E-P flux の発散はスムージングを行った。(b)(a) に同じ。但し、残差循環(黒流線)と気温(実線、図 4.7c に同じ)偏差。色は断熱加熱率の偏差が 80%、90%、95% で統計的に有意な領域を表す。なお、残差循環は気圧の逆数で重み付けし、スムージングも行った。

Figure 4.8: (a) The differences of E-P flux (vector), this divergence (broken line) and zonal wind (solid line, same as Figure 4.7d) for July of SMAX-SMIN. E-P flux is scaled by the inverse of pressure. Scale of $10 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-2} / 100 \text{ units F10.7}$ vector is putted at the right bottom of figure. The contour levels of broken lines are 0, ± 0.05 , ± 0.1 , ± 0.2 , ± 0.3 , ± 0.4 , $\pm 0.5 \text{ m/s/day} / 100 \text{ units F10.7}$, green broken lines: divergence anomaly, purple broken lines convergence anomaly, black broken lines: 0. The shading information indicates the 80%, 90%, and 95% confidence levels of E-P flux divergence. E-P flux divergence is performed a smoothing. (b) Same as (a), but for the differences of residual circulation (red stream line) and temperature (contour, same as Figure 4.7d). The shading information indicates the 80%, 90%, and 95% confidence levels of adiabatic heating ratio. The residual circulation is scaled by the inverse of pressure and performed a smoothing.

前節と同様に、図 4.8(a) で確認された太陽活動に伴う $\nabla \cdot \mathbf{F}$ の変動プロセスを調べるために、refractive index を計算した。refractive index を図 4.9(b) の陰影で示

し、これに図 4.9(a) の E-P flux を重ねた。50°S より赤道側の成層圏では、極大期に refractive index の値が小さい領域があることが分かる。この領域では極大期に波の上方・南方伝播が抑制されることを意味している。refractive index は東西風の構造で決まるため、極大期に南半球中緯度の西風の構造が変化したことで波の伝播特性が変わり、赤道側に波が伝播しにくくなって E-P flux が極向き偏差となり、それによって E-P flux が発散偏差になったと考えられる。

なお、太陽 11 年周期変動に伴い成層圏中緯度の波と平均流の相互作用が変調されることで循環場が変調される特徴は、北半球初冬の 12 月の場合と似ており、両半球初冬の成層圏では同じメカニズムが働いていた可能性が示唆される。一方、赤道域と関連する循環場の変調の見られる場所は、12 月には 10 hPa、30°N 付近で、7 月には 15 hPa、25°S 付近と違いがあり、7 月のほうがより赤道側、下層に位置する。図 4.9(b) を 12 月の場合(図 4.5b)と比較すると、7 月には、70°S より南側の大部分で波が伝播できない領域となっているが¹²、12 月の北半球の場合にはそれほど広くないことが分かる。7 月の場合には中緯度域のジェットが強く、12 月には 7 月ほど強くはならないため、このような違いが現れると考えられる。これにより、7 月に下部成層圏の E-P flux 発散域が 12 月よりも赤道側、下層になるという違いを説明できる可能性がある。

11 年周期の太陽変動に伴う気温の変化の原因を考えるために、(4.9) 式の各項を見積もった。SMAX-SMIN で計算した短波放射加熱率の偏差を図 4.10(a)、長波放射加熱率の偏差を図 4.10(b)、断熱加熱率の偏差を図 4.10(c) に示す。また、短波放射加熱率と長波放射加熱率の和である非断熱加熱率の偏差を図 4.10(d) に示す。上部成層圏、下部中間圏では、南極域を除き短波放射加熱率が正偏差、長波放射加熱率が負偏差を示し、いずれも 95% 以上で統計的に有意である。なお、南極域や 30°S 付近の下部成層圏を除き、上部成層圏、下部中間圏の短波放射加熱率と長波放射加熱率の偏差はおおよそ釣り合う傾向にある。成層圏界面付近の 1 hPa 付近において赤道域 25°S から 25°N までの緯度帯で平均した短波放射加熱率の偏差は、約 0.12(K/day/100 units F10.7)、長波放射加熱率の偏差は約 -0.13(K/day/100 units F10.7) を示し、おおよそ釣り合っていることが分かる。なお、1 hPa 付近の断熱加熱率は約 0.02(K/day/100 units F10.7) と 1 術小さく無視できる。また、(4.9) 式では無視していた気温の時間変化の項を残差から見積もると、断熱加熱率の項よりも 1 術小さいため、赤道域上部成層圏、下部中間圏の釣り合いに関して無視できると考えられる。このため、図 4.7(c) の等値線で示された気温の正偏差の原因が短波放射加熱であることが示唆さ

¹² 図では、SMAX か SMIN のいずれかで波が伝播できない場合、欠損値として扱っている。

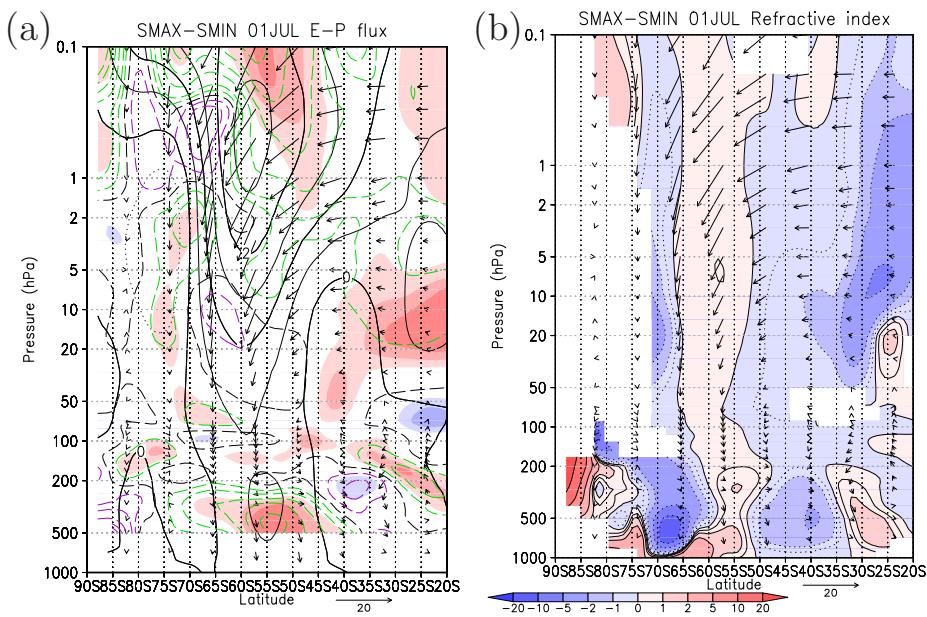


図 4.9: (a) 図 4.8(a) と同じ。ただし、南半球中高緯度域を拡大して示した。(b)(a) と同じ。但し、等値線と陰影は refractive index。青色の陰影と点線は、SMAX で波が伝播しにくい領域で赤色の陰影と実線は SMAX で波が伝播しやすい領域を表す。なお、refractive index はスムージングを行った。

Figure 4.9: (a) Same as Figure 4.8(a), but for Southern Hemisphere. (b) Same as (a), but for contours and shadings are difference of refractive index. Blue areas and dotted lines indicate that the waves can not propagate well in SMAX, and red areas and solid lines indicate that the waves can propagate well in SMAX. The refractive index is performed a smoothing.

れる。

下部成層圏に着目すると、断熱加熱率の項は 20 ~ 50 hPa 付近の赤道域で正偏差で 90% で有意である（図 4.10c）。これは、図 4.8(b) で赤道域の残差循環が下降流偏差であったことに対応する。20 ~ 50 hPa、赤道域 25°S から 25°N で平均した断熱加熱率の偏差は約 0.0052(K/day/100 units F10.7) で、長波放射加熱率の偏差は約 -0.0039(K/day/100 units F10.7) である。このため、下部成層圏で断熱加熱率と長波放射加熱率の偏差がおよそ釣り合う傾向にあるため、図 4.7(c) の赤道下部成層圏にみられる高温偏差は主に断熱加熱に起因すると考えられる。なお、短波放射加熱率の偏差は約 0.0025(K/day/100 units F10.7) であり、これは無視できない値であるため、短波放射加熱が高温偏差形成に関連していた可能性もある。また、残差から見積もった気温の時間変化の項も約 0.0038(K/day/100 units F10.7) と無視できない大きさを持つ。しかしながら、主に循環に伴うと考えられる断熱加熱率の項は最も大きく、赤道下部成層圏で見られた気温の正偏差（図 4.7c）の主要因と考えてよいと思われる。

40°S 付近の下部成層圏では、図 4.8(b) で残差循環が上昇流偏差を示し、それに対応する断熱冷却偏差が見られ 95% で有意である。この場所では気温偏差が小さく（図 4.7c）、これが上昇流に伴う断熱冷却と関連していた可能性がある。なお、40°S 付近では気温の時間変化の項が無視できない程度の大きさであるため定量的な議論をするのは難しい。

上部成層圏 30°S 付近では、残差循環が下降流偏差を示す（図 4.8b）。また、12 月には主に下部成層圏で極から赤道に向かう循環偏差が見られたが、7 月には前述の下部成層圏の循環偏差に加え上部成層圏、下部中間圏でも赤道向きの下降流偏差が見られ、90% の有意性を示す。なお、上部成層圏、下部中間圏の下降流が赤道下部成層圏に及ぼす影響は限定的であるので、赤道域の断熱加熱に関連するのは主に前述の下部成層圏の循環偏差と考えられる。

上部成層圏、下部中間圏には下降流偏差があるので、それに関連した波の強制があると推測される。図 4.8(a) では、60°S 付近の下部中間圏でおよそ 80% 以上の有意性を持つ発散偏差があり、発散偏差の領域は 30°S から 60°S 付近の上部成層圏、下部中間圏に見られる。0.5 hPa、50°S 付近 (0.2 ~ 1 hPa、45 ~ 55°S で領域平均) における E-P flux の発散偏差の値は約 0.279(m/s/day/100 units F10.7) で、(4.5) 式から

\bar{v}^* を見積もると

$$\begin{aligned}\bar{v}^* &= \frac{-1}{f_0 \rho_0} \nabla \cdot \mathbf{F} = -\frac{0.279(\text{m/s/day}/100 \text{ units F10.7})}{2\Omega \sin \phi_0(\text{s}^{-1})} \\ &= \frac{0.279(\text{m/s/day}/100 \text{ units F10.7})}{-1.11 \times 10^{-4}(\text{s}^{-1})} \\ &= 0.0291(\text{m/s}/100 \text{ units F10.7})\end{aligned}$$

となる。なお、 $\phi_0 = -50(\text{deg})$ として計算した。一方、0.5 hPa、50°S 付近で (B-6) 式から計算した \bar{v}^* は約 0.0301(m/s/100 units F10.7) でおおよそ釣り合っている。なお、残差循環による強制力の偏差が約 $-0.287(\text{m/s}/100 \text{ units F10.7})$ である。残差から見積もった東西風の時間変化の項は 1 行以上小さいので、この項は無視できる。このため、50°N 付近の上部成層圏、下部中間圏で、E-P flux の発散偏差と残差循環による強制力が釣り合い、赤道向きの下降流偏差が見られたことが示唆される。

30°S 付近の上部成層圏では、図 4.10(c) のように前述の残差循環による断熱加熱偏差が認められる。この偏差は 95% で統計的に有意である。図 4.10(d) に示した放射加熱率(短波放射加熱率と長波放射加熱率の和)では、同じ場所に負偏差が見られ 95% で有意である。なお、図 4.7(c) に示した気温では、この場所で正偏差である。5 hPa、30°S 付近 (2 ~ 10 hPa、25 ~ 35°S で領域平均) の断熱加熱率偏差は約 0.0026(K/day/100 units F10.7)、放射加熱率の偏差は約 $-0.024(\text{K/day}/100 \text{ units F10.7})$ で、おおよそ釣り合っている。なお、長波放射加熱率の偏差は、約 $-0.050(\text{K/day}/100 \text{ units F10.7})$ 、短波放射加熱率の偏差は、約 0.027(K/day/100 units F10.7) であるので、短波放射加熱と断熱加熱が気温の正偏差の原因であったことが示唆される。残差から見積もった気温の時間変化の項は、他の 3 項と比較して 1 行小さいため無視できる。

このように、南半球初冬の 7 月には北半球初冬の 12 月とは異なり、中緯度下部中間圏における波と平均流の相互作用の変調によって中緯度上部成層圏で下降流偏差がみられる可能性が示された。下部中間圏では、現時点での観測データが不足していることから、波と平均流の相互作用の変調についての詳細はよく分かっていない。しかしながら、太陽変動に伴い下部中間圏における波の伝播特性の違いが考えられ、今後のデータ蓄積により下部中間圏の詳細な解析が進めば中緯度と赤道域をつなぐ関係が明らかになることが期待される。

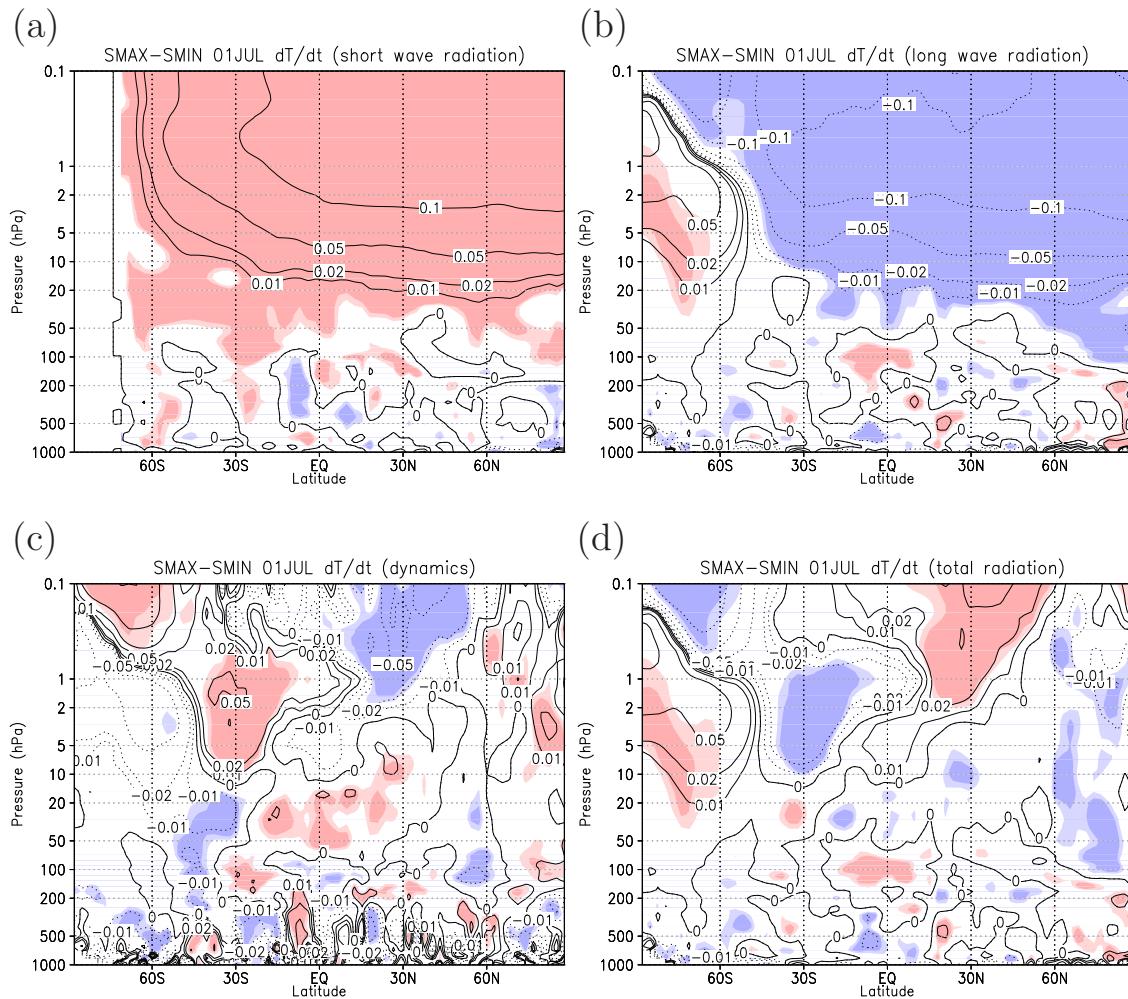


図 4.10: SMAX-SMIN で計算した 7 月の (a) 短波放射加熱率、(b) 長波放射加熱率、(c) 断熱加熱率と (d) 放射加熱率 (短波放射加熱率と長波放射加熱率の和) の偏差。実線は加熱偏差、破線は冷却偏差を表す。等値線の値は図中に示した (単位は K/day/100 units F10.7)。色は 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。

Figure 4.10: Diabatic heating rate of the (a) short wave and (b) long wave radiation, (c) adiabatic heating rate in July. (d) Diabatic heating rate of short + long wave radiation. The contour levels are indicated in figure (K/day/100 units of F10.7). The shading information indicates the 90%, 95% confidence levels.

4.4 季節変化の解析

4.4.1 北半球冬季の場合

4.3 節では、年平均場に大きく反映されていると考えられる両半球初冬についての解析であった。本節では、初冬、晚冬の違いや春季、秋季の異なる特徴などが年平均場に影響する可能性について調べるために、季節変化に着目した解析を行う。なお、1ヶ月毎では短い季節変動を捉えきれないため、主に半月毎にずらして1ヶ月平均した時間スケールの変動を解析した。

図 4.11(a) は、JRA25 のデータに対し前章で述べた重回帰解析を用いて計算した東西風の太陽変動成分を 50°N から 80°N までの緯度帯で平均した時間 - 高度断面図である。なお、図の時間軸中で NOV となっているのは、11月1日のことを表し、NOV と DEC の中間の値が11月の平均を表す。12月に 15 hPa 付近で最大約 5.5 m/s/100 units F10.7 程度の西風偏差となっている。色は東西風偏差が 90%、95% で統計的に有意な領域を表し、この偏差は 95% で有意であることが分かる。なお、この偏差は図 4.3(b) で中高緯度に見られた西風偏差に相当する。西風偏差の最大は、11月に成層圏界面付近の 1 hPa 付近、1月には 50 hPa 付近に位置し、季節進行とともに下降するという特徴がある。また、1月には成層圏界面付近に東風偏差が現れ、晚冬から初春にかけて下降している。これらの特徴は、*Kodera and Kuroda [2002]* の極大期における客観解析データの東西風の解析結果とよく対応している。また、偏差が数ヶ月かけて下降する特徴は、*Kuroda and Kodera [1999]* の極夜ジェット振動 (polar night jet; PJO) とも似ていることから、*Kodera and Kuroda [2002]* や *Kuroda and Kodera [2002]* で客観解析データの解析結果をもとに示唆された太陽活動極大期と極小期の間における PJO の変調を検出していたものと考えられる。

図 4.11(b) の等値線は、SMAX-SMIN で計算した同時期の東西風偏差を 50°N から 80°N まで平均した値である。東西風偏差は、JRA25 と同じ 12月に 1 hPa 付近で最大約 2 m/s/100 units F10.7 の値を示し、偏差の大きさとしては JRA25 の約半分程度である。11月では偏差の最大は 0.1 hPa 付近に位置し、1月になると対流圏まで下降しており、JRA25 と比較して偏差が下降する時間スケールは短いが、初冬に偏差が最大となり下部中間圏から対流圏まで下降するという特徴は似ていると考えられる。1月には、1 hPa 付近で最大約 -3 m/s/100 units F10.7 の東風偏差が見られ、上部成層圏に東風偏差が現れる特徴も JRA25 の結果と似ている。時間スケールは短いが、東風偏差が下降する特徴も JRA25 と似ている。このため、CCM 実験でも太陽変動に伴う PJO の変調が見られていた可能性があると考えられる。

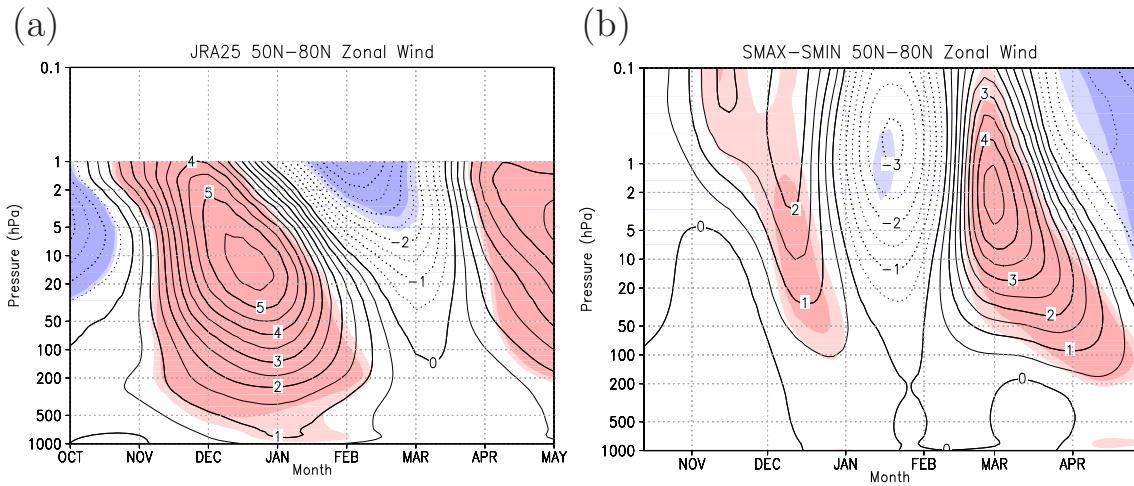


図 4.11: (a) 図 4.3(b) と同じ。但し、 50°N から 80°N まで平均した東西風偏差の時間 - 高度断面図。(b)(a) と同じ。但し、SMAX-SMIN で計算した東西風偏差。色は 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。

Figure 4.11: (a) Same as Figure 4.3(b), but for the time-height cross section of the zonal wind anomaly averaged for 50°N - 80°N . (b) Same as (a), but for the difference of the zonal wind between SMAX and SMIN. The shading information indicates the 90%, 95% confidence levels.

東西風偏差が下降する時期における、偏差と循環場の作用を詳細に把握するために、E-P flux と残差循環を見積もった。図 4.12 の等値線は、SMAX-SMIN で計算した北半球冬季の東西風偏差で、半月毎にずらして 1ヶ月平均した図である。図の日付は、平均を始めた日で表記し、例えば、01NOV と表記した場合、11月の平均を表し、15NOV と表記した場合、11月 15 日から 1ヶ月間の平均を表す。なお、本節では 01NOV を「11月」、15NOV を「11月後半から 12月前半」のように呼ぶ。図 4.11(b) で 11月から 12月にかけての北半球中高緯度で西風偏差の下降が見られたことと対応し、図 4.12(a) から (c) で西風偏差の下降が見られる。図 4.12 の矢印で示した E-P flux は、12月には、北半球中緯度で 4.3.1 節の結果と同じ下向き偏差となっているが、1ヶ月遅った 11月の時点では上向き偏差を示しており、 30°N 付近の上部成層圏で収束偏差となっていた。偏差はおおよそ 90% 以上の有意性を持つ。図 4.13(a) の黒流線は残差循環の偏差を表すが、11月に E-P flux の収束偏差の見られた 30°N 付近で極向き偏差が認められる。これと関連し 30°N から 60°N 付近で下降流偏差、赤道付近で上昇流偏差が見られ、 30°N から 60°N 付近で断熱加熱偏差、赤道付近で断熱冷却偏差を示すことが示唆される¹³。なお、下降流偏差、上昇流偏差ともにお

¹³CCM では、断熱加熱率をカレンダー月毎にしか出力していない。このため、15日おきに議論する場合には、 $-\frac{H}{R_d} \bar{w}^* N^2$ が断熱加熱率であるので、CCM の断熱加熱率の代わりに \bar{w}^* の有意性を議論した。

およそ 90%以上の有意性を持つ。11月後半から12月前半に着目すると 60°N 付近の下部成層圏で E-P flux が発散偏差となっており、 50 hPa 付近には弱い下向き偏差が見られる(図 4.12b)。これと関連し、 60°N 付近の下部成層圏で赤道向きの循環偏差が認められる(図 4.13b)。12月にはこの場所において E-P flux の下向き偏差が強まる様子が分かる(図 4.12c)。また、 10 hPa 、 30°N 付近には、4.3.1 節で述べた発散偏差が現れる。

なお、11月の JRA25 から計算した E-P flux は中高緯度成層圏で下向き偏差で CCM 実験と逆の傾向を示す(図略)。さらに、11月の JRA25 から計算した東西風偏差は図 4.11(a)で示した 60°N 付近で西風偏差を示す他、 30°N 、 1 hPa 付近で約 $6 \text{ m/s}/100 \text{ units F10.7}$ の西風偏差を示す(図略)。一方、SMAX-SMIN で計算した東西風は、 30°N 、 1 hPa 付近で約 $-1.5 \text{ m/s}/100 \text{ units F10.7}$ の東風偏差となっている(図 4.12a)。両者の refractive index を比較すると、JRA25 では極大期における東西風の南北方向の構造の違いによって 30°N から 60°N 付近で波の伝播が抑制される傾向にあるが、SMAX と SMIN の差では極大期に伝播しやすい傾向を示す(図略)。このため、 30°N 付近の東西風偏差の違いによる波の伝播特性の違いで JRA25 と CCM 実験の E-P flux の違いが説明できる可能性があると考えられる。

12月から1月にかけては興味深い季節変化が見られる。12月には北半球中高緯度上部成層圏で西風偏差が見られたが、1月には逆転し東風偏差となっている(図 4.12)。これは、図 4.11(b)で1月の成層圏、下部中間圏に東風偏差が現れたことと対応する。E-P flux を見ると、12月には北半球中緯度で下向き偏差であったが、12月後半から1月前半にかけての下部成層圏で上向き偏差に変わり、1月には下部成層圏だけではなく上部成層圏でも上向き偏差になった。4.3.1 節で赤道域とのつながりが示唆された北半球中緯度 5 hPa 付近の E-P flux も発散偏差から収束偏差に変わることが分かる。E-P flux が発散偏差から収束偏差に変わったことで、12月の時点で赤道向きの循環偏差であったものが1月には極向きに変化した(図 4.13)。これに伴って、1月には赤道域で上昇流偏差、北極域で下降流偏差となったと考えられる。図 4.13 の等値線は気温偏差を示す。12月の下部成層圏 50 hPa 付近では約 $0.3 \text{ K}/100 \text{ units F10.7}$ の高温偏差となっていたが、赤道域では上昇流偏差による断熱冷却により、1月には $0.1 \text{ K}/100 \text{ units F10.7}$ と不明瞭になったと考えられる。なお、1月には JRA25 でも上部成層圏の 30°N 付近で E-P flux の収束偏差が見られる(図略)。また、上部成層圏の 30°N 付近では北極向きの残差循環偏差が見られ、赤道域ではそれに伴う上昇流偏差が認められた。このため、1月の CCM 実験の結果は定性的に JRA25 と似ていたと考えられる。

上記のように、北半球冬季には太陽変動に伴い中高緯度の東西風偏差が下降し、それは太陽活動極大期と極小期の間におけるPJOの変調と関連している可能性がある。それによって波の伝播特性が変化し、残差循環や気温偏差が1ヶ月程度の時間スケールで変動したことが示唆された。なお、このような1ヶ月程度の時間スケールでの変動は、JRA25と比べCCM実験でPJOの変調に伴う時間スケールが短いことと関連していると考えられる。また、CCM実験の東西風偏差はJRA25の半分程度であり、これらがCCM実験における北半球冬季の循環場の定量的な見積もりに影響するものと考えられる。

これらSMAXとSMINの差で見られたPJOの変調を考えるために 50°N から 80°N で平均した東西風の変化をSMAX、SMIN毎に調べた。SMAXの場合、東西風が12月に0.5 hPa付近で最大約75 m/sの西風を示し、西風の最大となる高度は2月の後半から3月の前半にかけて徐々に下降する様子が見られた(図略)。SMINでは0.5 hPa付近でみられる西風の最大値は約75 m/sであるものの、最大となる時期は12月後半から1月前半と遅れ、西風の最大値は2月にかけて下降する様子が見られる。このように西風の最大値が現れる時期と下降する時期にSMAXとSMINで違いがあり、それが太陽活動に伴うPJOの変調として現れていると考えられる。

JRA25と比較し北半球の冬季にPJO変調のシグナルの下降が速い原因について考察するため、 50°N から 80°N で平均したJRA25とCCM実験の東西風、E-P fluxとその発散の気候値を調べた。なお、CCM実験の気候値は、図4.2同様、SMAX実験とSMIN実験の平均とした。JRA25では、12月の1 hPa付近で約40 m/sの西風で、CCM実験では、約70 m/sと若干強くなっている(図略)。また、西風の極大はJRA25では11月から2月にかけて下降しているのに対し、CCM実験では12月から2月にかけて下降し、若干速くなっている。12月の1 hPa付近では、JRA25でE-P fluxが約2 m/s/dayの発散偏差であるが、CCM実験では約-1 m/s/dayの収束偏差となっており、JRA25では惑星波が西風を維持するように働いているのに対し、CCM実験では西風を弱めるように働いていることが示唆される。この違いは、CCM実験で成層圏界面付近の西風が強くなっていたことと関係していると考えられる。CCM実験では西風が極大の場所で惑星波が西風を弱めるように働いていたため、これがPJOの時間スケールを短くし、PJO変調の時間スケールが短くなった可能性がある。

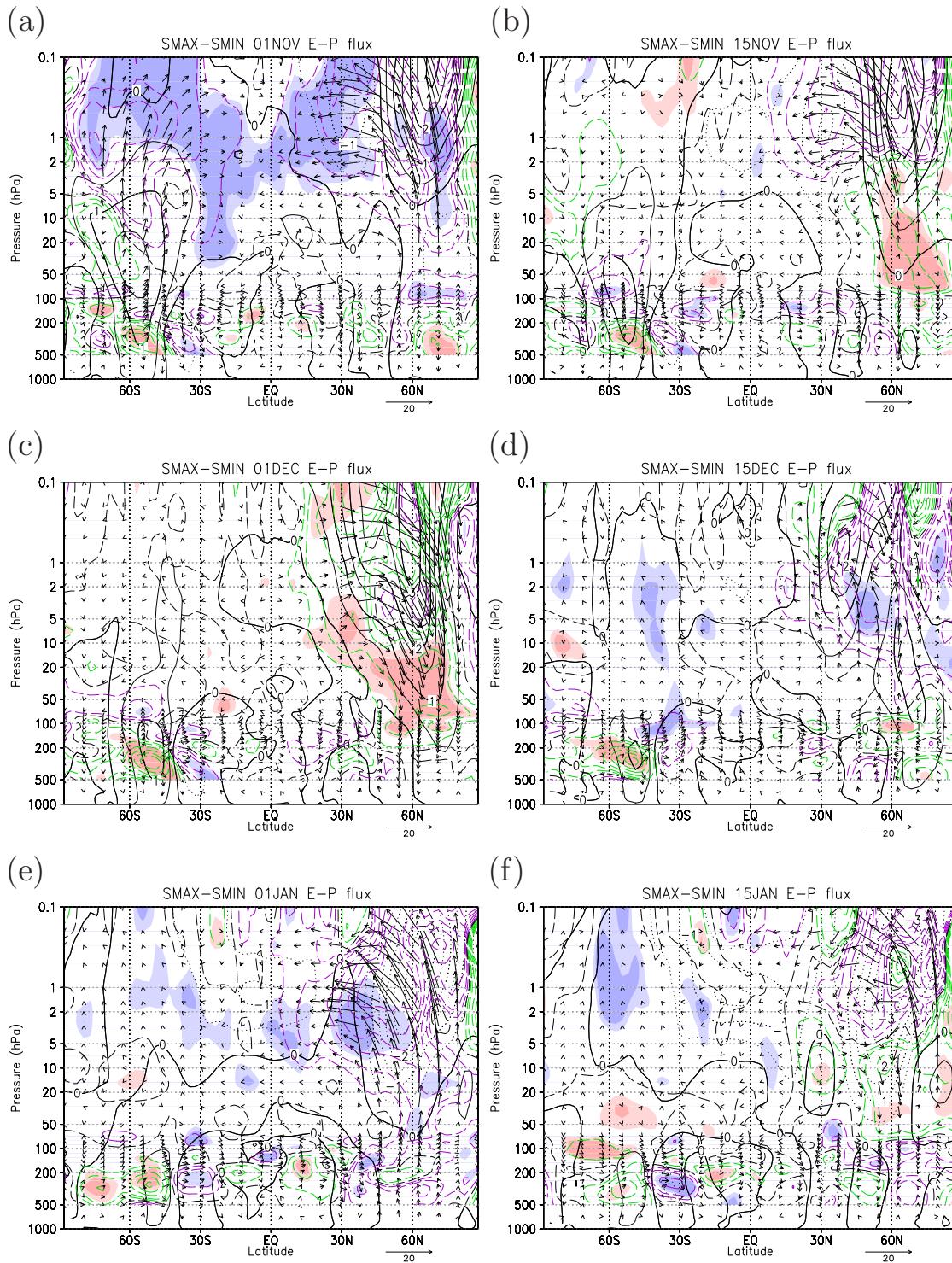


図 4.12: 図 4.4(a) と同じ。但し、(a)11月1日 (b)11月15日 (c)12月1日 (d)12月15日 (e)1月1日 (f)1月15日から1ヶ月間の平均。色は E-P flux の発散偏差が 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。

Figure 4.12: Same as Figure 4.4(a), but for a month average starting from (a) 1 November, (b) 15 November, (c) 1 December, (d) 15 December, (e) 1 January, (f) 15 January. The shading information indicates the 90%, 95% confidence levels of E-P flux divergence.

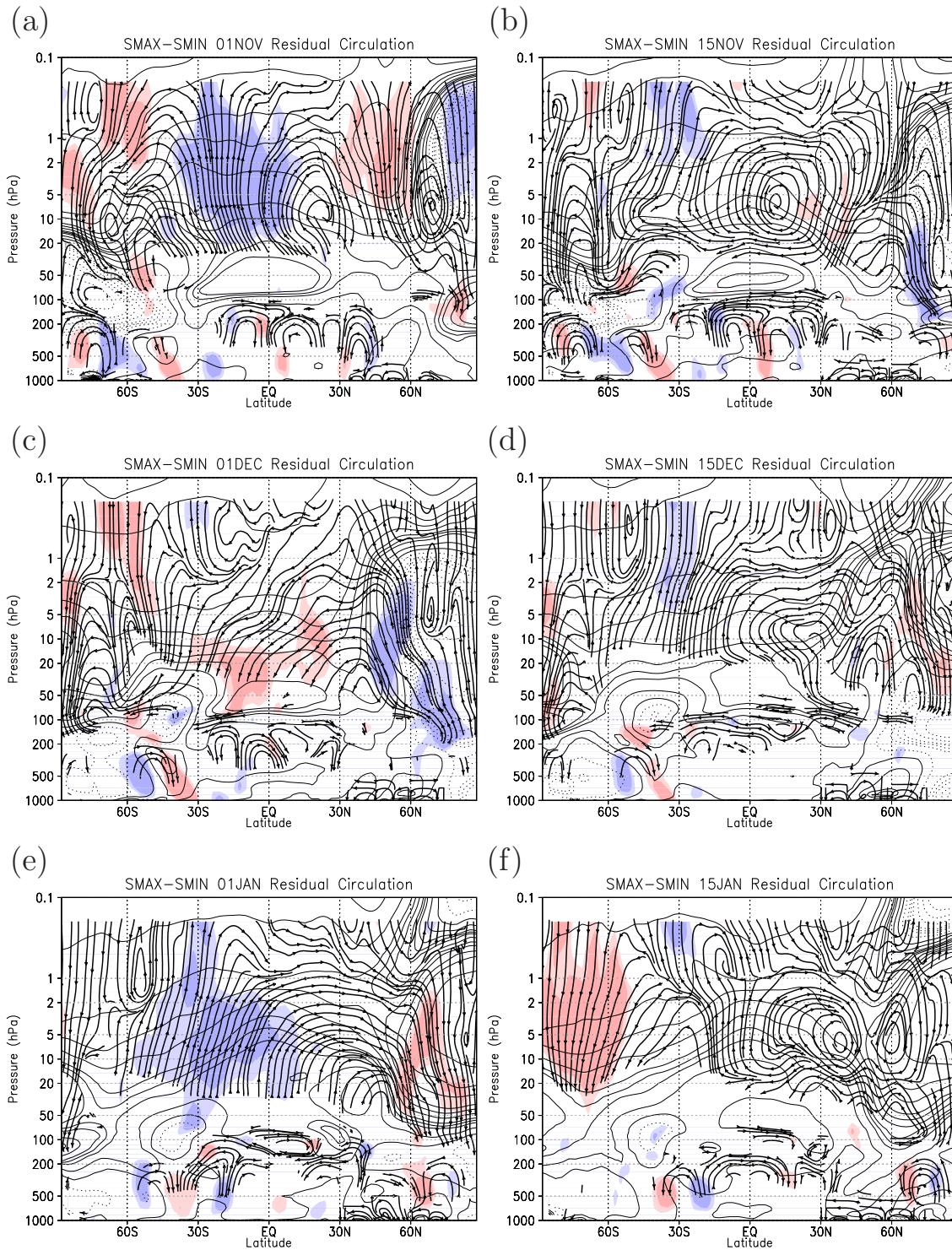


図 4.13: 図 4.4(b) に同じ。但し、(a)11月1日 (b)11月15日 (c)12月1日 (d)12月15日 (e)1月1日 (f)1月15日から1ヶ月間の平均。色は \bar{w}^* の偏差が 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。

Figure 4.13: Same as Figure 4.4(b), but for a month average starting from (a) 1 November, (b) 15 November, (c) 1 December, (d) 15 December, (e) 1 January, (f) 15 January. The shading information indicates the 90%, 95% confidence levels of \bar{w}^* .

4.4.2 南半球冬季の場合

図 4.14(a) は、JRA25 から重回帰解析を用いて計算した東西風の太陽変動成分を 4.3.2 節の図 4.7(b) で西風偏差が見られた 30°S から 60°S までの緯度帯で平均した時間 - 高度断面図である。東西風偏差は 7 月に 2 hPa 付近で最大の約 $10 \text{ m/s}/100 \text{ units F10.7}$ であった。8 月にはこの西風偏差の大きい場所は 30 hPa 付近に下降し、約 $4 \text{ m/s}/100 \text{ units F10.7}$ の値を示す。なお、西風偏差は 95% で統計的に有意である。9 月には 1 hPa 付近に東風偏差が認められ、西風偏差は対流圏 200 hPa 付近まで下降していることが分かる。冬季に西風偏差が下降する様子は北半球の解析結果と似ている。また、南半球冬季に西風偏差が数ヶ月かけて下降する特徴も Kodera and Kuroda [2002] で示唆された太陽活動に伴う PJO の変調と似ている。このため、南半球冬季に見られた西風偏差の下降の特徴は、PJO の変調を検出していたものと考えられる。

SMAX-SMIN で計算した東西風偏差を、図 4.7(d) で西風偏差が見られた 50°S から 70°S まで平均した時間 - 高度断面図を図 4.14(b) に示す。6 月から 8 月頃にかけて上部成層圏、下部中間圏で西風偏差であり、6 月後半から 7 月前半に 0.1 hPa 付近で最大約 $2.5 \text{ m/s}/100 \text{ units F10.7}$ の値を示す。この西風偏差は、95% 以上の有意性を持つ。7 月に 0.1 hPa 付近に見られた偏差の最大値は、8 月には 1 hPa 付近に下降する。9 月には 1 hPa 付近で東風偏差が認められる。6 月から 8 月に見られる西風偏差の大きさは JRA25 の $1/4$ 程度であるが、数ヶ月かけて偏差が下降する特徴が似ているため、CCM 実験でも南半球冬季に PJO の変調が見られていた可能性がある。なお、CCM 実験では北半球の冬季に偏差が下降する時間スケールが短かく 1 ヶ月程度の時間スケールで違いが見られたが、南半球の冬季の場合には JRA25 と同じくらいの時間スケールを持っていた。

北半球の場合と同様に、E-P flux と残差循環を見積もった。図 4.15 の等値線は、SMAX-SMIN で計算した東西風偏差で、北半球の場合と同様、半月毎にずらして 1 ヶ月平均した。南半球中高緯度において、図 4.14(b) で見られたものと対応する西風偏差が見られる。4.3.2 節で 25°S 、15 hPa 付近で 95% 以上の有意性を持つ発散偏差がみられた 7 月と同じ偏差が示されている(図 4.15c)。この領域の発散偏差は 1 ヶ月遅った 6 月にも見られ、95% 以上の有意性を持つ(図 4.15a)。しかし、6 月の時点では偏差が小さいため、図 4.16(a) の黒流線で示した残差循環の偏差への影響は不明瞭である。この領域では 6 月後半から 7 月前半でも 95% 以上で有意であり、7 月と同程度の約 $0.06 \text{ m/s}/100 \text{ units}$ の発散偏差を示す。これに伴って、7 月と同様に、中緯度域から赤道域に向かう循環偏差がみられる(図 4.16b)。7 月後半から 8 月前半、

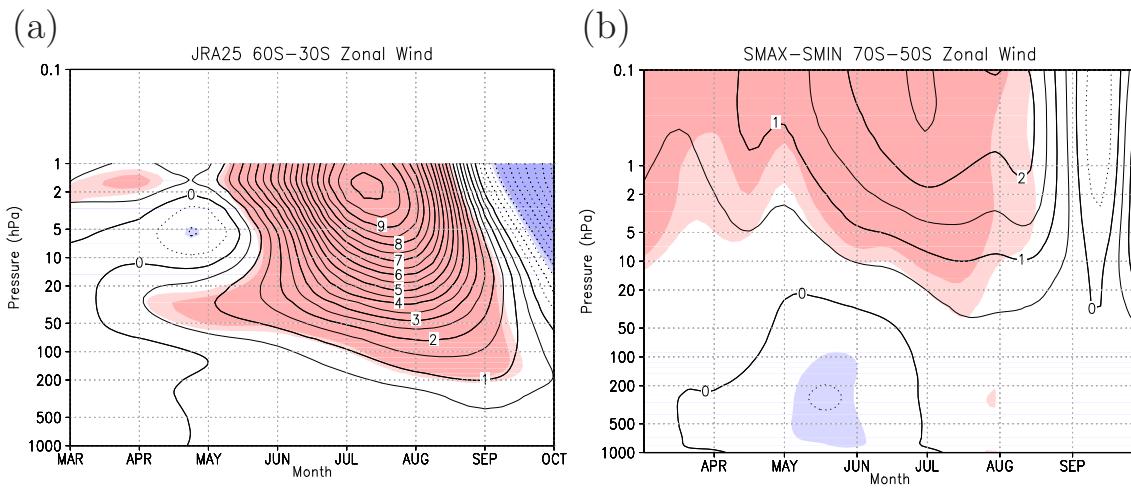


図 4.14: (a) 図 4.3(b) と同じ。但し、30°S から 60°S まで平均した東西風偏差の時間 - 高度断面図。(b)(a) と同じ。但し、SMAX-SMIN で計算した、50°S から 70°S 平均の東西風偏差。色は 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。

Figure 4.14: (a) Same as Figure 4.3(b), but for the time-height cross section of the zonal wind anomaly averaged for 30°S-60°S. (b) Same as (a), but for the difference of the zonal wind averaged for 50°S-70°S between SMAX and SMIN. The shading information indicates the 90%, 95% confidence levels.

そして 8 月には、西風偏差の構造が変わったことと対応し、25°S、15 hPa 付近の偏差が小さくなり、中緯度から赤道に向かう循環偏差が弱くなっていることが分かる(図 4.15d, e、図 4.16d, e)。6 月から 8 月にかけて中高緯度で E-P flux が収束偏差となり南極から赤道側に向かう循環偏差がみられる特徴は、JRA25 のデータからも確認できる(図略)。なお、8 月後半から 9 月前半には、秋季の特徴を反映し中緯度で E-P flux が収束偏差になったことに伴う赤道から南極に向かう循環偏差がみられた(図 4.15f、図 4.16f)。

北半球の場合、冬季には 1 ヶ月程度の時間スケールでの変動が大きいという特徴があった。南半球では、PJO の変調に伴う時間スケールが長いため、北半球とは異なり冬季を通じて中緯度から赤道に向かう循環偏差が見られた。このような両半球冬季の内部変動の違いや春季・秋季の循環が年平均の循環に及ぼす影響について次節で考察する。なお、南半球冬季の PJO の変調に伴う東西風偏差は JRA25 の 1/4 程度であるため、循環場の定量的な見積もりに影響するものと考えられる。

北半球の場合と同じく PJO の変調について考えるために、70°S から 50°S で平均した東西風の時間変化を SMAX、SMIN 毎に調べた。SMAX では、東西風が 7 月に 0.5 hPa 付近で最大約 135 m/s に達し、その最大値が 9 月にかけて 5 hPa 付近まで下降する様子が見られた(図略)。SMIN では 7 月に 0.5 hPa 付近で西風強度が最大

となることは変わらないものの、最大値は約 130 m/s で SMAX より小さく、このために SMAX と SMIN の差が正になっていたことが分かった。なお、SMIN の場合にも 9 月にかけて西風の最大値が 5 hPa 付近まで下降していた。

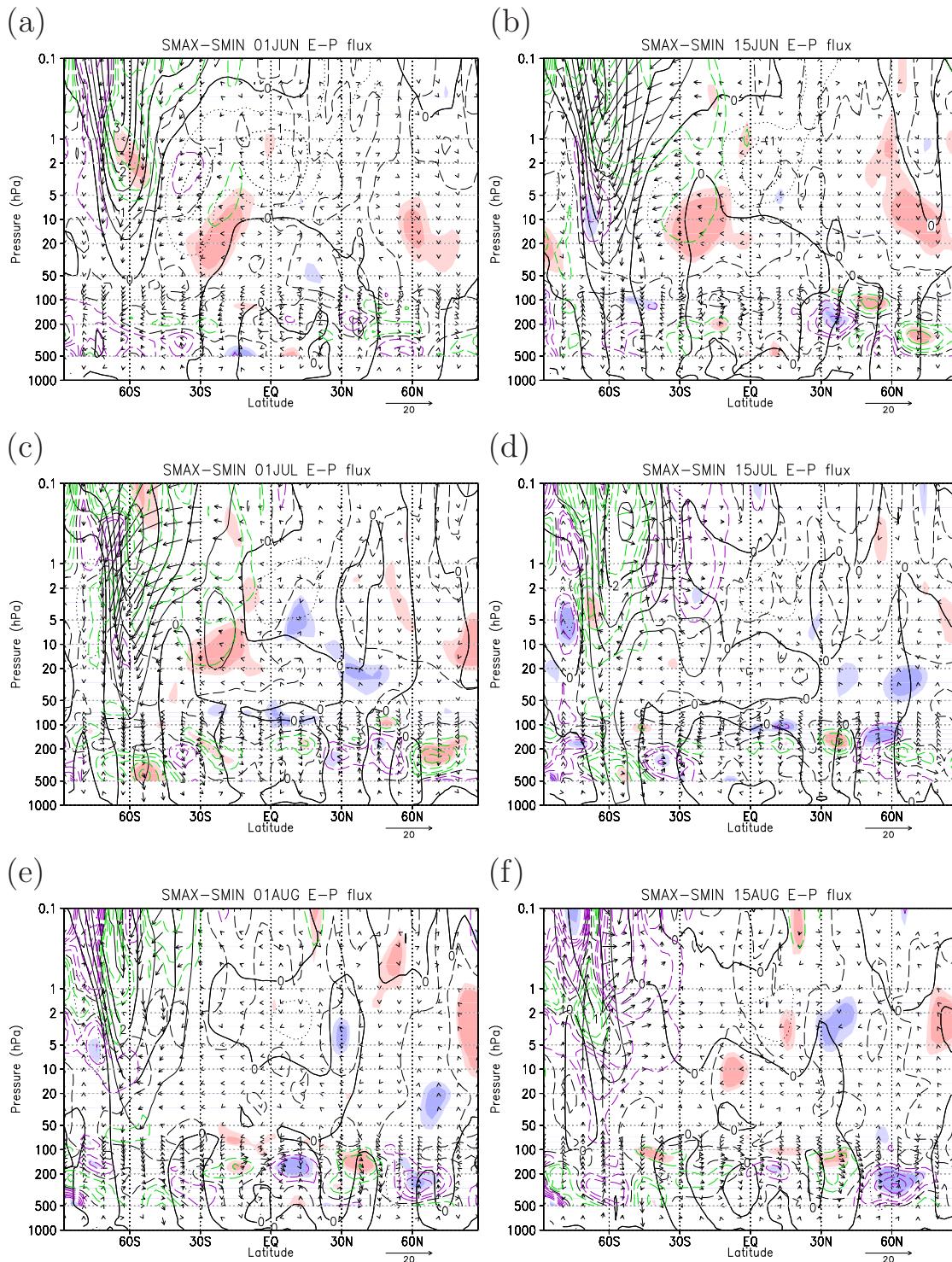


図 4.15: 図 4.4(a) に同じ。但し、(a)6月1日 (b)6月15日 (c)7月1日 (d)7月15日 (e)8月1日 (f)8月15日から1ヶ月間の平均。色はE-P flux の発散偏差が90%、95%で統計的に有意な領域を表す。

Figure 4.15: Same as Figure 4.4(a), but for a month average starting from (a) 1 June, (b) 15 June, (c) 1 July, (d) 15 July, (e) 1 August, (f) 15 August. The shading information indicates the 90%, 95% confidence levels of E-P flux divergence.

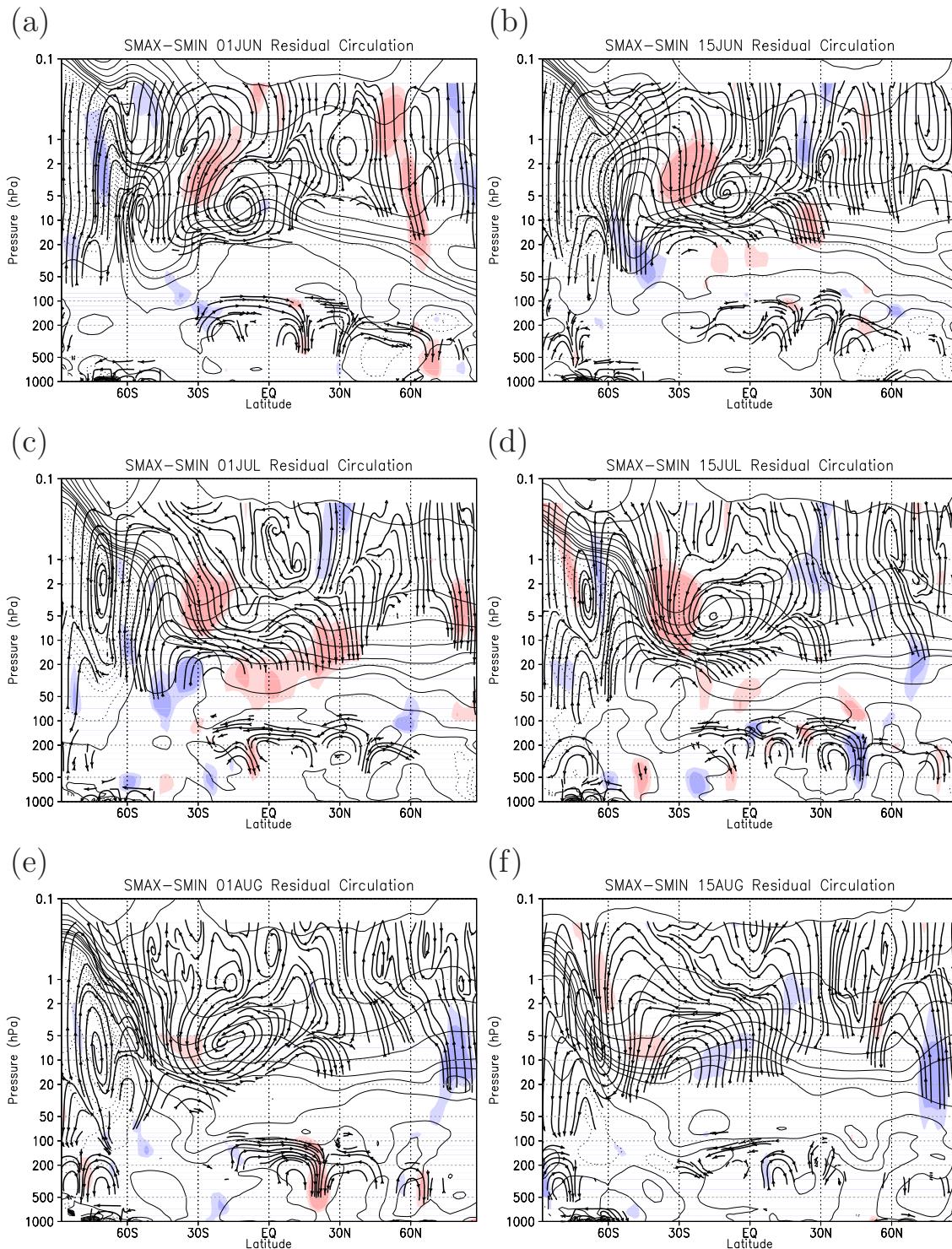


図 4.16: 図 4.4(b) に同じ。但し、(a)6月1日 (b)6月15日 (c)7月1日 (d)7月15日 (e)8月1日 (f)8月15日から1ヶ月間の平均。色は \bar{w}^* の偏差が 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。

Figure 4.16: Same as Figure 4.4(b), but for a month average starting from (a) 1 June, (b) 15 June, (c) 1 July, (d) 15 July, (e) 1 August, (f) 15 August. The shading information indicates the 90%, 95% confidence levels of \bar{w}^* .

4.4.3 赤道下部成層圏の気温及び残差循環

前節までの解析で北半球冬季と南半球冬季で内部変動のスケールが異なることを示した。本節では、内部変動や春季・秋季の循環がどの程度年平均場に反映されるかという視点で考察する。

図 4.17(a) に JRA25 のデータに対し重回帰解析を用いて計算した気温の太陽変動成分を 25°S から 25°N までの緯度帯で平均した時間 - 高度断面図を示す。10 hPa 付近の北半球中高緯度で西風偏差の最大値が見られた12月には(図 4.11a 参照)、赤道域 20 ~ 50 hPa 付近で高温偏差が見られ、最大約 0.8 K/100 units F10.7 の値を示す。この偏差は、90%で統計的に有意である。南半球中高緯度 2 hPa 付近で西風偏差の最大値が見られた7月にも同様の特徴が認められる。図 4.17(a) に示された7月の気温偏差の大きさは、赤道域 30 hPa 付近で最大 1.5 K/100 units F10.7 の値を示し、95%で有意である。図 4.18(a) に示した赤道域における \bar{w}^* の太陽変動成分からは、12月と7月に下降流偏差が認められる。これは、前節までに示した太陽活動の極大期、極小期間の循環場の変調を意味すると考えられる。なお、7月に見られる高温偏差、下降流偏差の特徴は、おおよそ6月から8月の期間に共通して見られる。北半球中高緯度上部成層圏で東風偏差が見られた1月には、図 4.17(a) に示した赤道域 50 hPa 付近の気温偏差が不明瞭になる傾向が見られる。同時期には、図 4.18(a) に示した \bar{w}^* の上昇流偏差が認められる。春季、秋季に相当する4、5月頃と9、10月頃にも下部成層圏 20 ~ 50 hPa 付近の気温偏差の値が小さくなる傾向が見られる。その傾向と整合的に、4、5月頃の \bar{w}^* は 50 hPa 付近で最大約 2.0 m/day/100 units F10.7、9、10月頃は 30 hPa 付近で最大約 3.6 m/day/100 units F10.7 の上昇流偏差が見られる。なお、50 hPa 付近の高温偏差は季節により大きさは異なるものの年間を通して同符号の偏差が見られる。これは、前章で述べた火山噴火の影響を反映しているものと考えられる。

図 4.17(b) は、SMAX-SMIN で計算した気温偏差である。図 4.11(b) の 1 hPa 付近で西風偏差が見られた12月において、赤道域 50 hPa 付近で約 0.2 K/100 units F10.7 の高温偏差が見られる。また、図 4.18(b) に示した赤道域の \bar{w}^* は 12 月の 50 hPa 付近で下降流偏差となっており、4.3.1 節に示した循環場の変調に伴う赤道域の断熱加熱の特徴に相当すると考えられる。7月にも 20 ~ 50 hPa 付近に約 0.2 K/100 units F10.7 の高温偏差がみられる。この時期には図 4.18(b) の残差循環は下降流偏差であるため、4.3.2 節に示した循環場の変調の特徴を表していると考えられる。また、この7月の特徴は、おおよそ6月後半から8月前半にかけて見られる。CCM 実

験で図 4.11(b) に見られた東西風偏差が下降する時間スケールが JRA25 と比較して短かったことと関連し、1月には 20 hPa 付近の高温偏差が明瞭ではなくなり、循環は約 0.8 m/day/100 units F10.7 の上昇流偏差となる様子が分かる。2月から3月にかけては 20~50 hPa 付近が高温偏差、下降流偏差で、北半球春季の4月から6月にかけては、上昇流偏差で高温偏差は再び明瞭でなくなることが分かる。CCM 実験における偏差の大きさは JRA25 と比較して小さいものの、この特徴は JRA25 でも見られ、CCM 実験の結果が定性的に JRA25 と合っていたと考えられる。

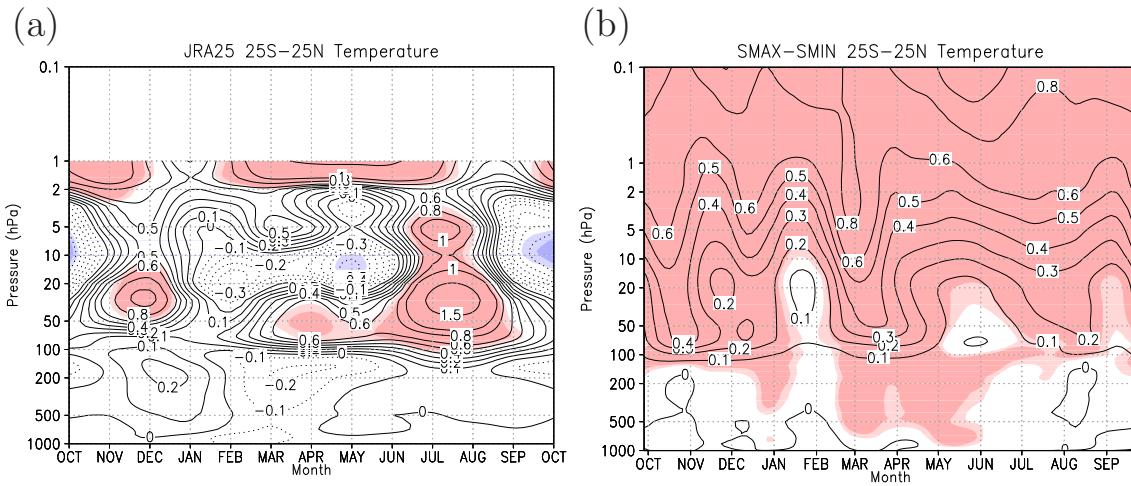


図 4.17: (a) 図 4.3(a) と同じ。但し、 25°S から 25°N まで平均した気温偏差の時間 - 高度断面図。色は 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。(b)(a) と同じ。但し、 $\text{SMAX}-\text{SMIN}$ で計算した気温偏差。

Figure 4.17: (a) Same as Figure 4.3(a), but for time-height cross section of the temperature anomaly averaged over the latitude range from 25°S to 25°N . The shading information indicates the 90%, 95% confidence levels. (b) Same as (a), but for the temperature difference between SMAX and SMIN.

図 4.19 の矢印は、 $\text{SMAX}-\text{SMIN}$ で計算した年平均の残差循環偏差を示す。両半球の 10 hPa、 30°N 付近と 10 hPa、 30°S 付近では、赤道向き偏差の循環が見られる。図の陰影は断熱加熱率の偏差を示し、赤道域下部成層圏 50 hPa 付近に加熱偏差が見られる。この偏差は、赤道で下降する循環偏差によるものであると考えられる。加熱偏差の見られる所は、等値線で示した約 0.24 K/100 units F10.7 の高温偏差が見られる赤道域 50 hPa 付近に対応する。赤道域の \bar{w}^* の値を見積もるため、 25°S から 25°N までの緯度帯で平均した \bar{w}^* の鉛直プロファイルを作成した。図 4.20 の実線が \bar{w}^* の値で、50 hPa 付近で約 $-0.2 \text{ m/day}/100 \text{ units F10.7}$ の値を示す。この値は、50 hPa 付近で 80% 以上の有意性を持つ。

赤道域 50 hPa 付近での加熱率の釣り合いを考えるために、(4.9) 式の各項を見積もつ

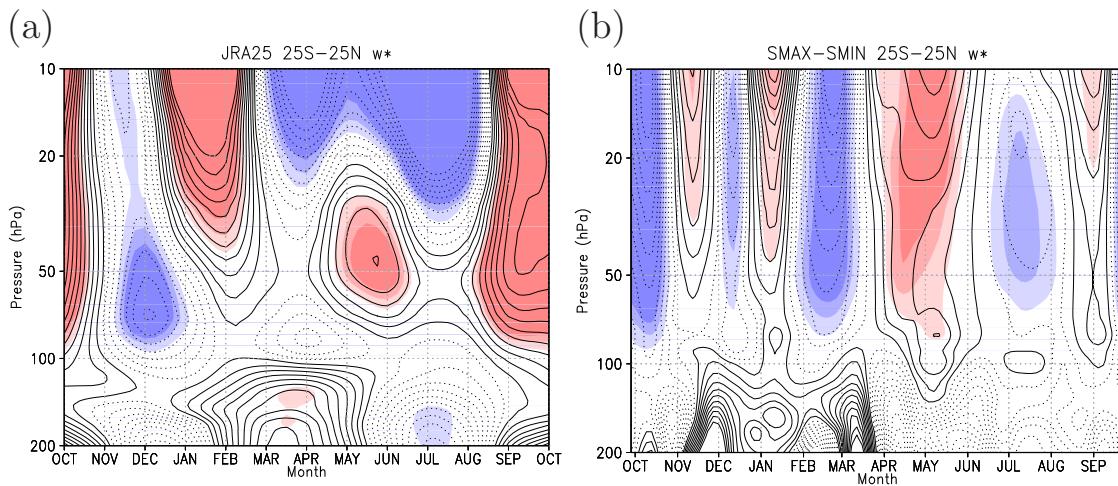


図 4.18: (a) 図 4.3(a) と同じ。但し、 25°S から 25°N まで平均した \bar{w}^* の時間 - 高度断面図。等値線の間隔は $0.4 \text{ m/day}/100 \text{ units F10.7}$ 。色は 80% 、 90% 、 95% で統計的に有意な領域を表す。(b)(a) と同じ。但し、SMAX-SMIN で計算した \bar{w}^* の偏差。等値線の間隔は $0.2 \text{ m/day}/100 \text{ units F10.7}$ 。

Figure 4.18: (a) Same as Figure 4.3(a), but for time-height cross section of \bar{w}^* anomaly averaged over the latitude range from 25°S to 25°N . Contour interval is $0.4 \text{ m/day}/100 \text{ units F10.7}$. The shading information indicates the 80% , 90% , and 95% confidence levels. (b) Same as (a), but for \bar{w}^* difference between SMAX and SMIN. Contour interval is $0.2 \text{ m/day}/100 \text{ units F10.7}$.

た(図略)。50 hPa の 25°S から 25°N で平均した断熱加熱偏差は、約 $0.0023 \text{ K/day}/100 \text{ units F10.7}$ の値を示す。短波放射加熱率の偏差は、約 $0.0016 \text{ K/day}/100 \text{ units F10.7}$ 、長波放射加熱率の偏差は、約 $-0.0036 \text{ K/day}/100 \text{ units F10.7}$ である。 (4.9) 式では無視した温度の時間変化の項を残差から見積もると約 $0.0002 \text{ K/day}/100 \text{ units F10.7}$ と他の 3 項よりも 1 術小さいため、無視できる。

このため、両半球初冬季のように中緯度で赤道向きの残差循環偏差が見られた時期の循環場の特徴が年平均場に反映されていることが分かった。下降流に伴う断熱加熱偏差となっており、これが赤道域の高温偏差の形成に主に関連しているが、その一方で、短波放射加熱も影響したことが示唆された。これらの結果は、4.3.1 節、4.3.2 節で示した北半球初冬、南半球初冬の特徴とよく対応している。

なお、4.4.1 節、4.4.2 節の北半球冬季、南半球冬季の解析の所で述べたように、CCM 実験の結果では、北半球冬季の PJO 変調の時間スケールが JRA25 よりも短く、両半球冬季とも PJO 変調に伴う東西風偏差が $1/2 \sim 1/4$ 程度と小さいことが循環場の定量的な見積もりに影響するものと考えられる。また、春季・秋季にもおおむね CCM 実験では JRA25 と比較して赤道域の循環偏差が $1/4 \sim 1/10$ 程度小さい傾向にある(図 4.18)。これらは、太陽活動極大期と極小期の間の循環偏差の定量的な見積もりに数倍程度の範囲で影響すると考えられる。しかしながら、定性的な傾向に関しては JRA25 とおおよそ対応しており、「太陽活動が循環場の変調を介して赤道域の気温に影響する」という本章の結論をえるほどは影響しないものと考えられる。

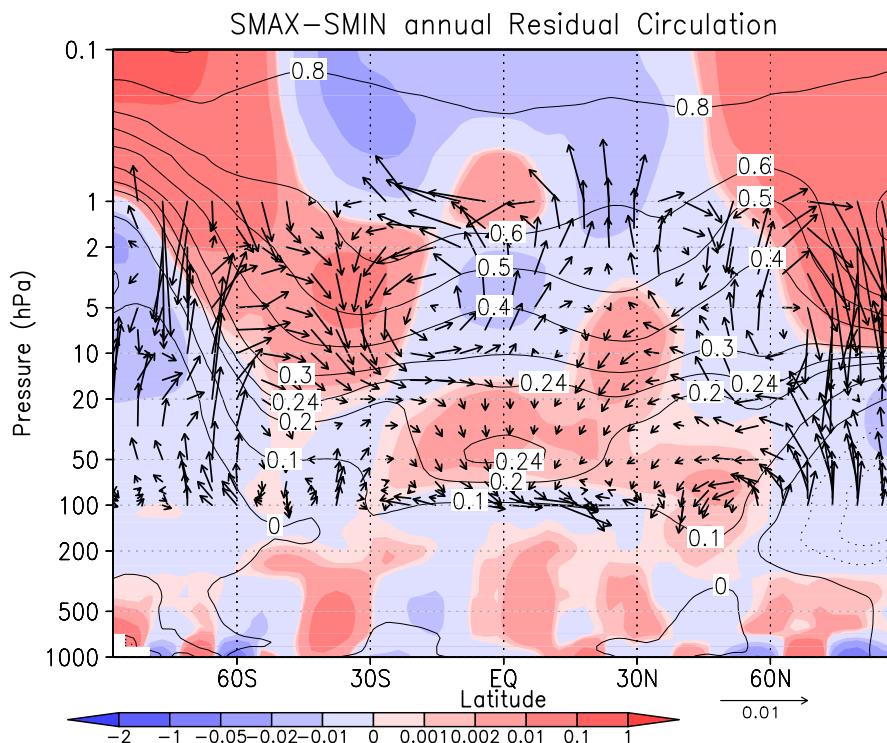


図 4.19: SMAX-SMIN で計算した年平均の残差循環(矢印)と断熱加熱率(陰影)、気温(等値線、図 3.10b に同じ)。矢印の基準として右下に $0.01 \text{ m/day}/100 \text{ units F10.7}$ をおいた。陰影の基準は左下においた(単位は $\text{K/day}/100 \text{ units F10.7}$)。等値線の値は、図中に示した。なお、残差循環と断熱加熱率はスムージングを行った。

Figure 4.19: (a) Difference of residual circulation (vector), adiabatic heating ratio (shading), and temperature (contour, same as Figure 3.10b) between SMAX and SMIN experiments. Scale of $0.01 \text{ m/day}/100 \text{ units F10.7}$ vector is putted at the right bottom of figure. Scale of shading is putted at the left bottom of figure (unit is $\text{K/day}/100 \text{ units F10.7}$). The contour levels are indicated in figure. The residual circulation and adiabatic heating ratio are performed a smoothing.

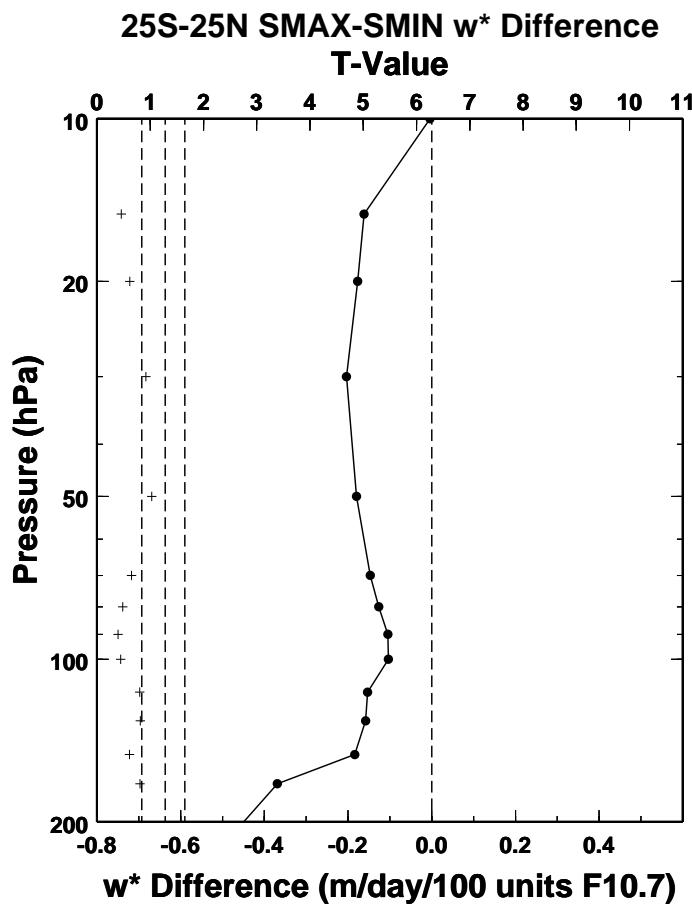


図 4.20: 図 4.19 に同じ。但し、 25°S から 25°N まで平均した \bar{w}^* の鉛直プロファイル (m/day/100 units F10.7)。+記号は Student の t 値を表し、値を上軸に示した。破線は t 値が 80%、90%、95% の有意性を持つ閾値を示す。

Figure 4.20: Same as Figure 4.19, but for \bar{w}^* difference (m/day/100 units F10.7) averaged over the latitude range from 25°S to 25°N . The above abscissas for each panel indicate Student- t values shown as crosses. Broken lines mean 80%, 90%, 95% confidence levels for Student- t values.

4.5 モデルの低温バイアスに関する考察

3章で述べたように CCSR/NIES CCM は、下部成層圏や上部対流圏、特に赤道域の対流圏界面付近で低温バイアスを持つ。図 4.21(a) の黒線は、CNTL 実験結果の気温を 1980 から 2000 年の期間において平均した対流圏界面付近 80 hPa の年平均値の緯度分布を示す。JRA25 の気温を青線で重ね、SMAX と SMIN 実験で平均した気温を黄色の点で示した。縦方向の誤差棒は月々の変動の標準偏差から計算した 1σ の誤差範囲を示す。対流圏界面付近では、特に赤道域の 20°S から 20°N 付近まで上記の低温バイアスが大きくなっている。 1°N 、80 hPa の気温は CNTL 実験では 186.5 ± 3.3 K、SMAX と SMIN 実験では 185.9 ± 2.7 K、JRA25 では 196.2 ± 3.2 K の値を示す (いずれも 1σ の誤差範囲で計算)。この低温バイアスは赤道域で有意である。なお、CNTL 実験と SMAX、SMIN 実験の平均気温の違いは、 1σ の誤差範囲に入っており誤差の範囲内と考えられる。SMAX、SMIN 実験は QBO や火山噴火などの年々変動の影響を除去した実験設定であるため、CNTL 実験に比べて誤差範囲が狭くなっている。

低温バイアスが、安定度や波、残差循環に与える影響を調べるために、安定度に相当する 129 ページ (B-11) 式の N^2 と (B-4) 式の E-P flux の z 成分、(B-8) 式の残差循環の z 成分の年平均値を計算し 1980-2000 年の期間で平均した。図 4.21(b) に 50 hPa における N^2 の緯度分布を示す。80 hPa 付近で低温バイアスが大きいので安定度としてはそれよりやや上層の 50 hPa 付近で影響が見られると考えられる。CCM 実験と JRA25 で見積もった N^2 の違いは、赤道域 20°S から 20°N 付近で大きくなっている。低温バイアスのみられた緯度と整合的である。 1°N 、50 hPa の N^2 は CNTL 実験では $5.47 \pm 0.29 \times 10^{-4} (\text{s}^{-1})$ 、SMAX と SMIN 実験では $5.48 \pm 0.15 \times 10^{-4} (\text{s}^{-1})$ 、JRA25 では $4.39 \pm 0.27 \times 10^{-4} (\text{s}^{-1})$ の値を示す (いずれも 1σ の誤差範囲で計算)。CCM 実験と JRA25 における N^2 の差は赤道域では有意である。 N^2 の違いがあることで、(4.6) 式の断熱加熱項 $-\frac{H}{R_d} \bar{w}^* N^2$ の見積もりに影響する可能性がある。赤道域 50 hPa における N^2 は、JRA25 に対し CCM 実験でおおよそ 1.2 ~ 1.3 倍程度であるので、 \bar{w}^* に JRA25 と CCM 実験で有意な差が見られない場合、本章の CCM 実験で評価した赤道下部成層圏の断熱加熱項がおおよそ 1.2 ~ 1.3 倍に過大評価されている可能性が考えられる。なお、本研究の議論で (4.6) 式の断熱加熱項の偏差を評価する際、 N^2 は解析期間の平均値を用いており、一方 \bar{w}^* に関しては平均値ではなく太陽変動成分に当たる偏差を議論していた。下部成層圏における \bar{w}^* の偏差は、それより上の循環場の変調に伴うダウンワードコントロールで決まっていると考えられる。循環場の変調

には中緯度における波と平均流の相互作用の変調が影響していたため、CCSR/NIES CCM における対流圏界面付近の低温バイアスが中高緯度の惑星波に及ぼす影響について考察する。

図 4.21(c) に惑星波の鉛直伝播の指標となる E-P flux の z 成分を示す。本研究の議論では、両半球の 60° 付近を中心に上方伝播する波が太陽活動に伴って成層圏でどのように振舞いをえるのかが重要であった。北半球の 60°N 、 80 hPa の E-P flux の z 成分は、CNTL 実験では $0.94 \pm 0.84 \times 10^{-2}(\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-2})$ 、SMAX と SMIN 実験では $0.97 \pm 0.85 \times 10^{-2}(\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-2})$ 、JRA25 では $1.22 \pm 1.05 \times 10^{-2}(\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-2})$ の値を示す(いずれも 1σ の誤差範囲で計算)。南半球の 60°S 、 80 hPa においては、CNTL 実験で $0.89 \pm 0.66 \times 10^{-2}(\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-2})$ 、SMAX と SMIN 実験で $0.93 \pm 0.66 \times 10^{-2}(\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-2})$ 、JRA25 で $1.07 \pm 0.78 \times 10^{-2}(\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-2})$ の値を示す(いずれも 1σ の誤差範囲で計算)。このように、CNTL 実験と SMAX、SMIN 実験ではおおよそ同じ値を示す。CCM 実験と JRA25 の結果を比較すると CCM 実験の方が E-P flux の z 成分が小さいものの、変動の誤差が大きいため低温バイアスの影響を定量的に議論をするのは難しい。

なお、極域では CCM 実験において低温バイアスがみられる(図 4.21a)。この低温バイアスは極域と比較して赤道域で大きいが、それが気温勾配や東西風に及ぼす影響については極域における変動の誤差が大きく定量的な議論は難しい。また、極域では CCM 実験で N^2 を過大評価する傾向にあるが(図 4.21b)、やはり変動の誤差が大きいため定量的な議論は難しい。

上で述べたように断熱加熱項の評価には \bar{w}^* の偏差の評価が必要である。4.3.1 節では、12月の \bar{w}^* の偏差を JRA25 と SMAX-SMIN から計算し比較した。その結果では、SMAX-SMIN で計算した12月の \bar{w}^* は JRA25 の $1/4$ 程度であり、その原因として JRA25 には火山噴火による循環の影響が含まれることや中高緯度の西風偏差が大きいという違いがある可能性を挙げた。また、4.3.2 節では SMAX-SMIN で計算した7月の \bar{w}^* の偏差を JRA25 と比較した。その結果、JRA25 の \bar{w}^* 偏差が CCM 実験の数倍から 10 倍程度違っていた。これは、7月には12月と同じく火山噴火の影響がある他、JRA25 における中高緯度の西風偏差が CCM 実験の約 6~7 倍であるとの影響を受けているためであると考察された。なお、CCM 実験と JRA25 の西風偏差の大きさが異なる原因としては、極域の惑星波や気温の変動が大きいことで定量的な議論が難しいため、現時点では低温バイアスの影響を評価することは困難であると考えられる。

以上のように、CCM 実験と JRA25 で赤道域対流圏界面付近を中心に低温バイアスがあり、これが赤道域の N^2 の違いに関連していた。 N^2 の違いが断熱加熱項の見

積もりに影響し断熱加熱項が1.2~1.3倍に過大評価されている可能性がある。中高緯度から成層圏に伝播する惑星波や中高緯度の西風への影響の大きさは、変動の誤差が大きいため定量的な議論が困難であった。このため、太陽活動に伴う循環場の変調がみられた際の赤道下部成層圏の断熱加熱の大きさやそれに関する熱収支の値の評価に関して定量的なバイアスを含む可能性があるが、定性的な傾向に関してはおおよそ対応しており、低温バイアスは結論を変えるほど大きくは影響しないと考えられる。

ここで、図4.21(b)のようにCCM実験で得られた N^2 がJRA25と比較して大きいことが惑星波や循環に及ぼす影響を考察するため、JRA25で計算した N^2 のもとで、CCM実験から得られたE-P flux、残差循環、断熱加熱率の項を仮想的に再評価した。その結果、E-P flux、残差循環は、本節で評価した値とJRA25の N^2 のもとで再評価した値はほとんど同じであった。CCM実験で得られた N^2 がJRA25から得られた N^2 よりも大きいため、JRA25の N^2 のもとで評価した断熱加熱率の絶対値が、CCM実験の N^2 を用いた場合よりも小さくなる傾向にある。この違いは特に赤道域でみられ、1980-2000年の期間で平均したCNTL実験の断熱加熱率の項の年平均値は 1°N 、50 hPaにおいて $-0.21 \pm 0.09 \text{ K/day}$ で、JRA25の N^2 で再評価した断熱加熱率の項は $-0.15 \pm 0.08 \text{ K/day}$ と0.7倍程度に小さくなるが、両者の違いは 1σ の誤差範囲内に入っており誤差の範囲内と考えられる。

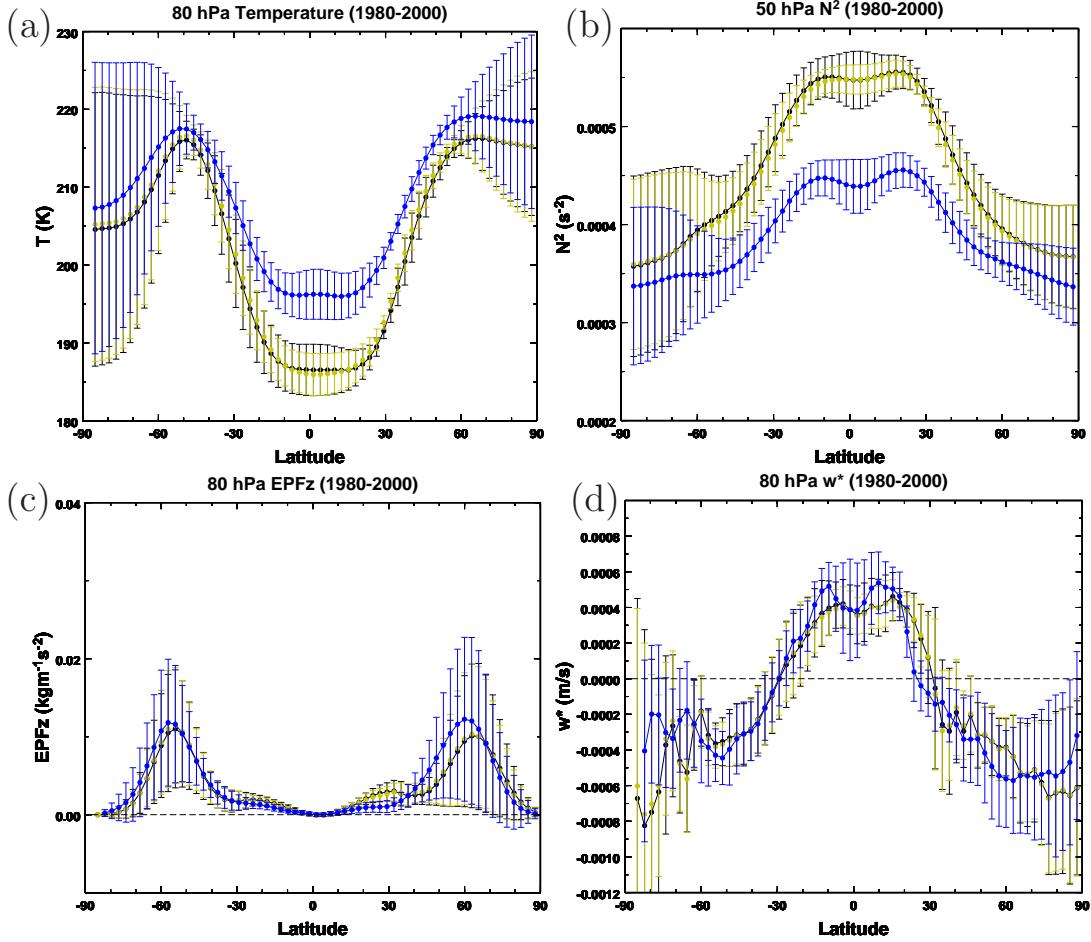


図 4.21: CCM 実験と JRA25 との比較。黒: CNTL、青: JRA25、黄: SMAX、SMIN。誤差棒は、 1σ の誤差範囲を示す。80 hPa における気温 (K)、50 hPa における $N^2(s^{-2})$ 、80 hPa における E-P flux の z 成分 ($\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-2}$) と 80 hPa における残差循環の z 成分 (ms^{-1}) の 1980 ~ 2000 年までの年平均値の緯度分布をそれぞれ (a) から (d) に示す。

Figure 4.21: Difference between CCM experiments and JRA25. Black: results for CNTL; blue: results for JRA25; yellow: results for SMAX and SMIN, together with the 1σ uncertainty. Temperature (K) at 80 hPa, $N^2(s^{-2})$ at 50 hPa, vertical component of E-P flux ($\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-2}$) at 80 hPa and vertical component of residual circulation (ms^{-1}) at 80 hPa are shown in Figures (a)-(d), respectively.

4.6 4章のまとめ

年平均で見た場合、太陽活動の極大期と極小期の間で赤道域下部成層圏に高温偏差が見られる特徴があり、前章の解析からその一部が太陽活動に起因するものであることが示唆された。本章では、その正味の太陽変動成分に当たる部分の原因を力学的に解釈した。

両半球初冬においては、中高緯度上部成層圏、下部中間圏の気温、東西風分布の形成には相対的に力学よりも放射の影響が重要である。その両半球初冬に当たる12月、7月の上部成層圏、下部中間圏では、太陽11年周期変動に伴う短波放射加熱率の変化が気温の11年周期変動の原因となり、それに伴って西風の場は極大期に中緯度で南北方向の曲率が大きくなるような変形を受けることを示していた。西風の場が変形を受けることで極大期に中緯度で波の伝播が抑制され、中緯度でE-P fluxが発散偏差となっていた。これと対応して中緯度で赤道向きの残差循環が見られた。赤道下部成層圏では下降流偏差となり断熱加熱に働き、高温偏差の形成につながったことが示唆された。また、短波放射加熱は断熱加熱よりも小さいものの高温偏差形成に寄与した可能性があることが加熱率の各項の見積りから分かった。

初冬、晚冬の違いや春季、秋季の異なる特徴などが年平均場に影響する可能性を調べるために、太陽変動に伴う大気場の季節変化について詳細に解析した。北半球冬季には、11月において中高緯度の成層圏界面付近にある西風偏差が、1月にかけて対流圏に下降する特徴がみられ、太陽活動極大期と極小期の間のPJO変調を検出していた可能性が示された。赤道域の残差循環の符号は、東西風偏差の下降に伴い1ヶ月程度の時間スケールで変動していた。南半球では、冬季を通じて中高緯度で下降する西風偏差が見られ、北半球よりも内部変動の時間スケールが長い特徴を示した。このため、南半球では、冬季を通じて中緯度から赤道に向かう循環偏差が見られた。なお春季・秋季にはそれとは逆に、赤道域から中緯度域に向かう残差循環偏差がみられた。

年平均場における残差循環は、両半球初冬の循環場の特徴を大きく反映し中緯度で赤道向き偏差、赤道域で下降流偏差を示した。このため、1年を通してみると赤道域の断熱加熱が高温偏差の形成に大きく関係していると考えられる。また加熱率の各項の見積りから、影響は小さいと考えられるものの短波放射加熱も高温偏差に寄与した可能性があることが分かった。

5 まとめと今後の課題

11年周期の太陽変動は、成層圏のオゾン、気温変動にとって重要な役割を果たしている。これまでの観測データやCCMのシナリオ実験に対する重回帰解析により、1980～2000年の期間に、オゾン、気温の太陽変動成分が成層圏において2ヶ所のピークを持ち、太陽活動に伴い上部成層圏においてオゾンで約2%、気温で約1K、下部成層圏においてはオゾンで約4%、気温で約0.5Kの変動があるとされてきた。しかし、太陽変動周期に比べてデータ長が十分でないために、これらの変動が全て太陽活動による影響を有意に表しているとは限らない。具体的には、太陽11年周期の他、火山噴火、QBO、SST変動の影響が含まれる。特に下部成層圏においてこれらの定量的な寄与を見積ることは重要な研究課題として残っている。そこで本研究では、3次元CCMを用いて成層圏のオゾン、気温変動に対する11年周期の太陽変動と火山噴火、QBO、SST変動の影響を個別に見積もり、その影響のメカニズムを力学的、化学的に考察した。

使用したモデルは、CCSR/NIES CCMで、解像度はT42L34(モデルの上端は約80 km)である。このCCMでは、大気によるオゾン輸送、UV放射によるオゾン生成、火山噴火で放出されるエアロゾル上の不均一反応によるオゾン破壊も計算している。CCMのコントロール実験は、CCMVal国際プロジェクトで行われた近過去再現実験(REF1シナリオ実験)のデータを用いた。この実験では、11年周期の太陽放射変動、QBO、火山噴火のエアロゾル、SSTを観測に基づくデータから与えている。

まず、コントロール実験の1980～2000年までの出力に対し重回帰解析を行い、太陽変動成分を取り出した。こうして得られたオゾンの太陽変動成分のピークは、上部成層圏5 hPa、下部成層圏80 hPaの2ヶ所に分離して現れており、それぞれ約2%、約14%の値を示していた。気温の太陽変動成分でもほぼ同じ2ヶ所の高度にピークが見られ、1 hPaで約0.6 K、70 hPaで約0.9 Kの値を示した。このうち、上部成層圏のオゾン、気温の太陽変動成分は、観測や他のCCM実験と整合的な大きさであった。下部成層圏では、CCSR/NIES CCMが火山噴火の影響を過大評価する傾向にあるため、観測や他のCCMと比較してオゾンで2～3倍程度、気温で1.5～2倍程度の過大評価がみられた。

次に、成層圏の太陽変動成分に対する各因子の影響を評価するため、いくつかの因子を除いた7種類の感度実験を行った。太陽11年変動の代わりに一定の太陽定数を与えた3つの実験結果では上部成層圏のピークが不明瞭となり、太陽11年変動を

含む4つの実験結果ではコントロール実験結果と同程度のピークが見られることが分かった。このことから、上部成層圏のオゾン、気温の太陽変動成分は太陽放射の変動によってもたらされていると考えられる。

他方で、下部成層圏の太陽変動成分は、火山噴火を含んだ感度実験ではコントロール実験と同程度に大きく、除去した実験では小さくなることから、火山噴火に伴う化学プロセスが大きく影響することが分かった。しかし、火山噴火の影響を除去した実験においても太陽11年周期変動を含む実験では下部成層圏に弱いピークが現れていた。その大きさはオゾンで約1%、気温で約0.2Kであり、観測結果(オゾンで約4%、気温で約0.5K)と比較して無視できない値である。すなわち太陽変動成分の一部は、太陽活動の影響で説明できると考えられる。なお、QBOを入れたり外したりする感度実験やSSTを固定する感度実験を行って調べた所、このモデルではQBO、SSTの影響はみられなかった。

統計的な信頼性を高めるには多くのアンサンブルが必要であるため、太陽活動極大期の太陽定数に固定した実験(SMAX)と極小期に固定した実験(SMIN)をそれぞれ42年の期間について行った。SMAXとSMINのそれぞれの42年間のコンポジット平均の差(SMAXとSMINの差)は、正味の太陽変動成分に相当する。下部成層圏におけるSMAXとSMINの差は、オゾンで約1%、気温で約0.2Kであり90%の有意水準で統計的に有意であった。これは、火山噴火を除去し太陽変動を含む感度実験の太陽変動成分と同程度で、多くのアンサンブルを行うことで統計的な信頼性を高めることができたと考えられる。

このように年平均の場合で見た場合、太陽活動の極大期と極小期の間で赤道域下部成層圏に高温偏差が見られることが示唆された。次に、北半球冬季、南半球冬季に着目して、この高温偏差の形成メカニズムについて考察した。両半球初冬に相当する12月、7月の上部成層圏、下部中間圏においてSMAXとSMINの差を解析した結果、太陽11年周期変動に伴う短波放射加熱率の変化が気温の11年周期変動の原因となり、それに伴って中緯度域における西風の場合は南北方向の曲率が大きくなるような変形を受けることを示していた。これまでの研究においては、太陽活動極大期と極小期の間の西風強度の違いが中緯度域における波の伝播特性を変えるとされてきたが、本研究の詳細な解析ではむしろ太陽活動に伴う西風の南北方向の曲率の変化が波の伝播特性の変化に重要であることが示された。極大期に中緯度で波の伝播が抑制され、E-P fluxは下向き・極向き偏差となりさらに発散偏差を示していた。それに伴って赤道向きの循環偏差が現れ、赤道下部成層圏ではそれを補償する下降流偏差に伴う断熱加熱傾向となっていた。主にこのようなプロセスによって、高温偏

差の形成に至っていると考えられる。なお、加熱率の各項について SMAX と SMIN の差を解析した結果から、UV 放射加熱も高温偏差の形成に無視できない程度の寄与をしていることが示唆された。

最後に、太陽活動に伴う変動の季節変化に着目した。SMAX と SMIN の差を見積もると、北半球冬季では、11月において中高緯度の成層圏界面付近にある西風偏差が、1月にかけて対流圏に下降する特徴がみられ、それに伴って残差循環や気温偏差が1ヶ月程度の時間スケールで変動していることが示された。他方南半球では、西風偏差は冬季を通じて中高緯度で下降しており、北半球よりも内部変動の時間スケールが長いという特徴がある。これによって、南半球では冬季を通じて中緯度域から赤道域に向かう循環偏差がみられた。なお、春季・秋季には、逆に赤道域から中緯度域に向かう循環偏差がみられた。年平均した残差循環は、中緯度域で赤道向き偏差、赤道域で下降流偏差となっており、結果として両半球初冬の循環場を大きく反映していることが分かる。

以上のことまとめると、本研究において CCM 実験により以下の知見を得ることができた。

1. 赤道上部成層圏の太陽変動成分は、太陽 11 年周期の影響でほぼ説明できる。
2. 赤道下部成層圏の太陽変動成分は、火山噴火に伴う化学プロセスの影響を大きく受けていることが分かった。
3. 赤道下部成層圏の太陽変動成分の一部は、主に太陽活動に伴う中高緯度域の西風の場の変形が、波や循環場の変調を介して力学的に影響した効果で説明される。

今後の課題としては、多くのアンサンブル実験や長期間の観測データの解析、モデルの改善を行うことで信頼性の高い結果を得ることが挙げられる。SMAX と SMIN の差では、下部成層圏で約 1% のオゾン偏差、約 0.2 K の気温偏差が示され、90% で統計的に有意であった。さらに統計的な信頼性を高めるため、より多くのアンサンブルを行う必要があると考えられる。

CCMVal2 の近過去気候再現実験 (CCMVal2-REFB1) の結果を用いて 1960 ~ 2006 年までの長期間行った実験では、下部成層圏 80 hPa 付近でオゾンの太陽変動成分が約 6% 程度であり 1980 ~ 2000 年と比較しあおよそ 1/3 から 1/4 の大きさであった。これは、長期間の解析を行うことにより、太陽変動成分に対し火山噴火や SST 変動など他の要因の影響が小さくなることを示唆する。今後、長期間の観測データが蓄

積されれば、下部成層圏においても観測データから信頼性の高い太陽変動成分が解析できることが期待される。なお、1960～1980年頃の火山噴火、SST変動の影響を詳細に調べるには、CCMVal2-REFB1に対して火山を除去する感度実験、SSTを固定する感度実験を行う必要があると考えられるが、これは今後の課題としたい。

本研究で用いたCCMには、3.4.2節や4.5節で述べた対流圏界面付近の低温バイアスがあり、結果の定量的な評価に影響する可能性があることが議論された。この低温バイアスは、モデルの放射スキームを現在のmstrn8からmstrnXに更新することで改善されることが指摘されており[Sekiguchi and Nakajima, 2008]、将来的な実験において放射スキームを改善したモデルを用いることで結果の信頼性を高められることが期待される。

SMAXとSMINの差の解析からは、南半球冬季である7月においては12月と異なり、成層圏だけではなく下部中間圏においても極大期にE-P fluxが発散偏差となり上部成層圏、下部中間圏で赤道向きの残差循環がみられることが示唆された。このため、赤道域と中緯度域の関係を明らかにする上で、北半球冬季である12月には成層圏のみを解析すればいいが、南半球の冬季である7月については下部中間圏も含めて解析する必要があると考えられる。しかしながら、下部中間圏では観測データが不足しているのが現状であり、今後データ蓄積が進むことにより中緯度と赤道域をつなぐ関係が明らかになることが期待される。

4.4.1節の季節変化の解析から、興味深い変動が検出された。北半球の12月において、中高緯度の上部成層圏で太陽活動極大期に西風偏差であったものが、1月には東風偏差に変わるという変動である。E-P fluxの発散や残差循環偏差などもそれに伴い逆符号に変わる特徴を示していた。1月に東風偏差に変わることは、1月の極大期には成層圏突然昇温が多く極小期に少ない傾向にあり、極大期に極側が加熱されて西風が弱まることと関連する可能性がある。また、この季節変化が太陽活動に伴うPJOの変調と関連する可能性も示唆された。季節変化に対する詳細なプロセスの解明は今後の課題としたい。

A 記号一覧

本文中で用いた記号は以下の通りである。

緯度	ϕ ,	経度	λ
地球半径	$a = 6.371 \times 10^6$ (m)		
自転角速度	$\Omega = 7.27 \times 10^{-5}$ (s ⁻¹)		
コリオリパラメター	$f = 2\Omega \sin \phi$		
緯度 ϕ_0 のコリオリパラメター	$f_0 = 2\Omega \sin \phi_0$		
重力加速度	$g = 9.80665$ (ms ⁻²)		
乾燥大気の定圧比熱	$C_p = 1004$ (JK ⁻¹ kg ⁻¹)		
乾燥大気の気体定数	$R_d = 287.04$ (JK ⁻¹ kg ⁻¹)		
スケールハイト	$H = 7000$ (m)		
大気密度	$\rho_0(z) = p(z)/(gH)$		
高度	$z = -H \ln(p/1000(\text{hPa}))$		
	$\kappa = R_d/C_p$		

B 解析に使用した E-P flux

4章で E-P flux、残差循環を評価した際には、次のプリミティブ系の式を用いた [e.g., *Andrews et al.*, 1987]。

- E-P flux $\mathbf{F} = (Fy, Fz)$

$$Fy = \rho_0 \cos \phi \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \frac{\overline{v' \theta'}}{\overline{\theta_z}} - \overline{u' v'} \right) \quad (\text{B-1})$$

$$= \rho_0 \cos \phi \left(-\frac{p}{H} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \frac{R_d \overline{v' T'}}{H N^2} - \overline{u' v'} \right) \quad (\text{B-2})$$

$$Fz = \rho_0 \cos \phi \left[\left\{ f - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\bar{u} \cos \phi) \right\} \frac{\overline{v' \theta'}}{\overline{\theta_z}} - \overline{u' w'} \right] \quad (\text{B-3})$$

$$= \rho_0 \cos \phi \left[\left\{ f - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\bar{u} \cos \phi) \right\} \frac{R_d \overline{v' T'}}{H N^2} + \frac{H}{p} \overline{u' \omega'} \right] \quad (\text{B-4})$$

- 残差循環 \bar{v}^*, \bar{w}^*

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_0 \frac{\overline{v' \theta'}}{\overline{\theta_z}} \right) \quad (\text{B-5})$$

$$= \bar{v} + g \frac{\partial}{\partial p} \left(\rho_0 \frac{R_d \overline{v' T'}}{H N^2} \right) \quad (\text{B-6})$$

$$\bar{w}^* = \bar{w} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\cos \phi \frac{\overline{v' \theta'}}{\overline{\theta_z}} \right) \quad (\text{B-7})$$

$$= -\frac{H}{p} \bar{\omega} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\cos \phi \frac{R_d \overline{v' T'}}{H N^2} \right) \quad (\text{B-8})$$

- E-P flux の発散

$$\frac{1}{\rho_0 \cos \phi} \nabla \cdot \mathbf{F} = \frac{1}{\rho_0 a (\cos \phi)^2} \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi F_y) + \frac{1}{\rho_0 \cos \phi} \frac{\partial F_z}{\partial z} \quad (\text{B-9})$$

$$= \frac{1}{\rho_0 a (\cos \phi)^2} \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi F_y) - \frac{g}{\cos \phi} \frac{\partial F_z}{\partial p} \quad (\text{B-10})$$

ここで、プラント・バイサラ振動数 N は、

$$N^2 = -\frac{R_d p}{H^2} \frac{\partial \bar{T}}{\partial p} + \frac{R_d \kappa}{H^2} \bar{T} \quad (\text{B-11})$$

なお、 $\theta = Te^{\kappa z/H}$ 、

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} &= \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} e^{\kappa z/H} + \frac{\kappa}{H} \bar{T} e^{\kappa z/H} \\
 &= \left[-\frac{p}{H} \frac{\partial \bar{T}}{\partial p} + \frac{\kappa}{H} \bar{T} \right] e^{\kappa z/H} \\
 &= \frac{H}{R_d} \left[-\frac{R_d p}{H^2} \frac{\partial \bar{T}}{\partial p} + \frac{R_d \kappa}{H^2} \bar{T} \right] e^{\kappa z/H} \\
 &= \frac{H}{R_d} N^2 e^{\kappa z/H}
 \end{aligned}$$

なので、

$$\frac{\overline{v' \theta'}}{\bar{\theta}_z} = \frac{R_d}{H} \frac{\overline{v' T'}}{N^2}$$

また、

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} &= \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{p}{H} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \\
 \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} &= \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial}{\partial p} = -g \frac{\partial}{\partial p} \\
 w &= \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\partial p}{\partial t} \frac{\partial z}{\partial p} = -\frac{H}{p} \omega
 \end{aligned}$$

C 解析に使用した refractive index

4章での解析では refractive index を使用した。基本流 $\bar{u}(\phi, z)$ で線形化した球面上の準地衡風ポテンシャル渦度方程式 (quasi-geostrophic potential vorticity equation) は、以下のように書ける [e.g., Matsuno, 1970; Andrews et al., 1987]。

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\bar{u}}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \right) q' + \frac{1}{a} \bar{q}_\phi v' = 0 \quad (\text{C-1})$$

ここで、

$$v' = \frac{1}{fa \cos \phi} \Phi'_\lambda \quad (\text{C-2})$$

$$q' = \frac{1}{fa^2} \left[\frac{\Phi'_{\lambda\lambda}}{\cos^2 \phi} + \frac{f^2}{\cos \phi} \left(\frac{\cos \phi}{f^2} \Phi'_\phi \right)_\phi + \frac{f^2 a^2}{\rho_0} \left(\frac{\rho_0 \Phi'_z}{N^2} \right)_z \right] \quad (\text{C-3})$$

$$\bar{q}_\phi = 2\Omega \cos \phi - \left[\frac{(\bar{u} \cos \phi)_\phi}{a \cos \phi} \right]_\phi - \frac{a}{\rho_0} \left(\frac{\rho_0 f^2}{N^2} \bar{u}_z \right)_z \quad (\text{C-4})$$

東西波数 s を用いて $\Phi = e^{z/2H} \text{Re}[\Psi(\phi, z)e^{is\lambda}]$ の解を仮定し、 N を一定値と簡単化すると、

$$\frac{f^2}{a^2 \cos \phi} \left(\frac{\cos \phi}{f^2} \Psi_\phi \right)_\phi + \frac{f^2}{N^2} \Psi_{zz} + n_s^2 \Psi = 0 \quad (\text{C-5})$$

が導かれる。この n_s^2 が squared refractive index と呼ばれる。本研究では、Matsuno [1970] にならい $a^2 n_0^2$ を計算した。 $a^2 n_0^2$ は、

$$a^2 n_0^2 = \frac{a \bar{q}_\phi}{\bar{u}} - \frac{a^2 f^2}{4N^2 H^2} = a^2 n_s^2 + \frac{s^2}{\cos^2 \phi} \quad (\text{C-6})$$

なお、解析の際には (C-6) 式の N^2 を一定値とせず (B-11) 式の値を用い、log-p 座標で書かれた (C-6) 式は p 座標に変換して計算した。

参考文献

- [1] Akiyoshi, H., T Sugita, H. Kanzawa, and N. Kawamoto (2004), Ozone perturbations in the Arctic summer lower stratosphere as a reflection of NO_x chemistry and planetary scale wave activity, *J. Geophys. Res.*, 109, D03304, doi:10.1029/2003JD003632.
- [2] Akiyoshi, H., L. B. Zhou, Y. Yamashita, K. Sakamoto, M. Yoshiki, T. Nagashima, M. Takahashi, J. Kurokawa, M. Takigawa, and T. Imamura (2009), A CCM simulation of the breakup of the Antarctic polar vortex in the years 1980-2004, *J. Geophys. Res.*, 114, D03103, doi:10.1029/2007JD009261.
- [3] Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy (1987), *Middle Atmosphere Dynamics, International Geophysics Series 40*, 489 pp., Elsevier, New York.
- [4] Arakawa, A., and W. H. Schubert (1974), Interaction of a cumulus ensemble with the large-scale environment. Part I, *J. Atmos. Sci.*, 31, 674-701.
- [5] Arakawa, A., and M. J. Suarez (1983), Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates, *Mon. Wea. Rev.*, 111, 34-45.
- [6] Austin, J., L. L. Hood, and B. E. Soukharev (2007), Solar cycle variations of stratospheric ozone and temperature in simulations of a coupled chemistryclimate model, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1693-1706.
- [7] Austin, J., K. Tourpali, E. Rozanov, H. Akiyoshi, S. Bekki, G. Bodeker, C. Bruhl, N. Butchart, M. Chipperfield, M. Deushi, V. I. Fomichev, M. A. Giorgi, L. Gray, K. Kodera, F. Lott, E. Manzini, D. Marsh, K. Matthes, T. Nagashima, K. Shibata, R. S. Stolarski, H. Struthers, and W. Tian (2008), Coupled chemistry climate model simulations of the solar cycle in ozone and temperature, *J. Geophys. Res.*, 113, D11306, doi:10.1029/2007JD009391.
- [8] Austin, J., J. Wilson, H. Akiyoshi, S. Bekki, N. Butchart, C. Claud, V. I. Fomichev, P. Forster, R. R. Garcia, N. P. Gillett, P. Keckhut, U. Langematz, E. Manzini, T. Nagashima, W. J. Randel, E. Rozanov, K. Shibata, K. Shine, H. Struthers, D. Thompson, F. Wu, and S. Yoden (2009), Coupled chemistry

- climate model simulations of stratospheric temperatures and their trends for the recent past, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, doi:10.1029/2009GL038462, in press.
- [9] Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J. (1989), Observations and statistical simulations of a proposed solar cycle/QBO/weather relationship, *Geophys. Res. Lett.*, *16*, 863-866.
- [10] Brasseur, G., and S. Solomon (1986), *Aeronomy of the middle atmosphere*, 2nd ed., D. Reidel, Norwell, Mass.
- [11] Callis, L. B., Alpert, J., Geller, A. (1985), An assessment of thermal, wind, and planetary wave changes in the middle and lower atmosphere due to 11-year UV flux variations, *J. Geophys. Res.*, *90*, 2273-2282.
- [12] Chandra, S., and R. D. McPeters (1994), The solar cycle variation of ozone in the stratosphere inferred from Nimbus 7 and NOAA 11 satellites, *J. Geophys. Res.*, *99*(D10), 20665-20671.
- [13] Coughlin, K. and Tung, K. K. (2004), Eleven-year solar cycle signal throughout the lower atmosphere, *J. Geophys. Res.*, *109*, D21105, doi:10.1029/2004JD004873.
- [14] Crooks, S. A. and Gray, L. J. (2005), Characterization of the 11-year solar signal using a multiple regression analysis of the ERA-40 dataset, *J. Clim.*, *18*, 996-1015.
- [15] Danilin, M. Y., J. M. Rodriguez, W. Hu, M. K. W. Ko, D. K. Weisenstein, J. B. Kumer, J. L. Mergenthaler, J. M. Russell III, M. Koike, G. K. Yue, N. B. Jones, and P. V. Johnston (1999), Nitrogen species in the post-Pinatubo stratosphere: Model analysis utilizing UARS measurements, *J. Geophys. Res.*, *104*(D7), 8247-8262.
- [16] Eyring, V., N. Butchart, D. W. Waugh, H. Akiyoshi, J. Austin, S. Bekki, G. E. Bodeker, B. A. Boville, C. Brühl, M. P. Chipperfield, E. Cordero, M. Dameris, M. Deushi, V. E. Fioletov, S. M. Frith, R. R. Garcia, A. Gettelman, M. A. Giorgetta, V. Grewe, L. Jourdain, D. E. Kinnison, E. Mancini, E. Manzini, M. Marchand, D. R. Marsh, T. Nagashima, P. A. Newman, J. E. Nielsen, S. Pawson, G.

- Pitari, D. A. Plummer, E. Rozanov, M. Schraner, T. G. Shepherd, K. Shibata, R. S. Stolarski, H. Struthers, W. Tian, and M. Yoshiki (2006), Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry-climate model simulations of the recent past, *J. Geophys. Res.*, 111, D22308, doi:10.1029/2006JD007327.
- [17] Eyring, V., D. W. Waugh, G. E. Bodeker, E. Cordero, H. Akiyoshi, J. Austin, S. R. Beagley, B. A. Boville, P. Braesicke, C. Brühl, N. Butchart, M. P. Chipperfield, M. Dameris, R. Deckert, M. Deushi, S. M. Frith, R. R. Garcia, A. Gettelman, M. A. Giorgetta, D. E. Kinnison, E. Mancini, E. Manzini, D. R. Marsh, S. Matthes, T. Nagashima, P. A. Newman, J. E. Nielsen, S. Pawson, G. Pitari, D. A. Plummer, E. Rozanov, M. Schraner, J. F. Scinocca, K. Semeniuk, T. G. Shepherd, K. Shibata, B. Steil, R. S. Stolarski, W. Tian, M. Yoshiki (2007), Multi-model projections of ozone recovery in the 21st century, *J. Geophys. Res.*, 112, D16303, doi:10.1029/2006JD008332.
- [18] Fahey, D. W., S. R. Kawa, E. L. Woodbridge, P. Tin, J. C. Wilson, H. H. Jonsson, J. E. Dye, D. Baumgardner, S. Borrmann, D. W. Toohey, L. M. Avallone, M. H. Proffitt, J. Margitan, M. Loewenstein, J. R. Podolske, R. J. Salawitch, S. C. Wofsy, M. K. W. Ko, D. E. Anderson, M. R. Schoeberl, and K. R. Chan (1993), In situ measurements constraining the role of sulphate aerosols in mid-latitude ozone depletion, *Nature*, 363, 509-514.
- [19] Fischer, P., and K. K. Tung (2008), A reexamination of the QBO period modulation by the solar cycle, *J. Geophys. Res.*, 113, D07114, doi:10.1029/2007JD008983.
- [20] Giorgetta, M. A., and L. Bengtsson (1999), The potential role of the quasi-biennial oscillation in the stratosphere-troposphere exchange as found in water vapor in general circulation model experiments, *J. Geophys. Res.*, 104, 6003-6020.
- [21] Hansen, J., M. Sato, L. Nazarenko, R. Ruedy, A. Lacis, D. Koch, I. Tegen, T. Hall, D. Shindell, B. Santer, P. Stone, T. Novakov, L. Thomason, R. Wang, Y. Wang, D. Jacob, S. Hollandsworth, L. Bishop, J. Logan, A. Thompson, R. Stolarski, J. Lean, R. Willson, S. Levitus, J. Antonov, N. Rayner, D. Parker, and J.

- Christy (2002), Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations, *J. Geophys. Res.*, 107(D18), 4347, doi:10.1029/2001JD001143.
- [22] Hershel, W. (1801), Observations tending to investigate the nature of the sun, in order to find the causes or symptoms of its variable emission of light and heat, with the remarks on the use that may possibly be drawn from solar observations, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 91, 265-318.
- [23] Haynes, P. H., C. J. Marks, M. E. McIntyre, T. G. Shepherd, and K. P. Shine (1991), On the “downward control” of extratropical diabatic circulation by eddy-induced mean zonal forces, *J. Atmos. Sci.*, 48, 651-678.
- [24] Hines, C. O. (1974), A possible mechanism for the production of sun-weather correlations, *J. Atmos. Sci.*, 31, 589-591.
- [25] Hines, C. P. (1997), Doppler-spread parameterization of gravity-wave momentum deposition in the middle atmosphere. Part 2: Broad and quasi monochromatic spectra, and implementation, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 59, 387-400.
- [26] Hood., L. L., J. L. Jirikowic, and J. P. McCormack (1993), Quasi-decadal variability of the stratosphere: Influence of long-term solar ultraviolet variations, *J. Atmos. Sci.*, 15, 3941-3958.
- [27] Hood, L. L. (2004), Effects of solar UV variability on the stratosphere, *Solar Variability and Its Effects on Climate, Geophys. Monogr. Ser.*, Vol. 141, edited by J. Pap and P. Fox, pp. 283-304, Amer. Geophys. Union, Washington, D. C.
- [28] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2000), *Special Report on Emissions Scenarios: A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 599 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- [29] Jet Propulsion Laboratory (JPL) (2006), *Chemical kinetics and photochemical data for use in atmospheric studies evaluation number 15*, Pasadena, California.
- [30] Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski,

- J. Wang, Roy Jenne, and Dennis Joseph (1996), The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- [31] Kawatani, Y., S. K. Dhaka, M. Takahashi, and T. Tsuda (2003), Large potential energy of gravity waves over a smooth surface with little convection: Simulation and observation, *Geophys. Res. Lett.*, 30(8), 1438, doi:10.1029/2003GL016960.
- [32] Kawatani, Y., M. Takahashi, K. Sato, S. P. Alexander, and T. Tsuda (2009), Global distribution of atmospheric waves in the equatorial upper troposphere and lower stratosphere: AGCM simulation of sources and propagation, *J. Geophys. Res.*, 114, D01102, doi:10.1029/2008JD010374.
- [33] Keckhut, P., C. Cagnazzo, M.-L. Chanin, C. Claud, and A. Hauchecorne (2005), The 11-year solar-cycle effects on the temperature in the upper-stratosphere and mesosphere: Part I-Assesment of observations, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 67, 940-947.
- [34] Kodera, K. (2002), Solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation: Implication in the spatial structure of the NAO, *Geophys. Res. Lett.*, 29(8), 1218, doi:10.1029/2001GL014557.
- [35] Kodera, K., and Y. Kuroda (2002), Dynamical response to the solar cycle, *J. Geophys. Res.*, 107(D24), 4749, doi:10.1029/2002JD002224.
- [36] Kodera, K., and Y. Kuroda (2005), A possible mechanism of solar modulation of the spatial structure of the North Atlantic Oscillation, *J. Geophys. Res.*, 110, D02111, doi:10.1029/2004JD005258.
- [37] Kuroda, Y., and K. Kodera (1999), Role of planetary waves in the stratosphere-troposphere coupled variability in the northern hemisphere winter, *Geophys. Res. Lett.*, 26(15), 2375-2378.
- [38] Kuroda, Y. and K. Kodera (2002), Effect of solar activity on the Polar-night jet oscillation in the northern and southern hemisphere winter, *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 80, 973-984

- [39] Kurokawa J., H. Akiyoshi, T. Nagashima, H. Masunaga, T. Nakajima, M. Takahashi, H. Nakane (2005), Effects of atmospheric sphericity on stratospheric chemistry and dynamics over Antarctica, *J. Geophys. Res.*, 110, D21305, doi:10.1029/2005JD005798.
- [40] Labitzke, K., H. van Loon (1988), Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: The troposphere and stratosphere in the northern hemisphere winter., *J. Atmos. Terr. Phys.*, 50, 197-206.
- [41] Lean, J. L., G. J. Rottman, H. L. Kyle, T. N. Woods, J. R. Hickey, and L. C. Puga (1997), Detection and parameterization of variations in solar mid and near ultraviolet radiation (200 to 400 nm), *J. Geophys. Res.*, 102, 29,939-29,956.
- [42] Lee, A. M., R. L. Jones, I. Kilbane-Dawe, and J. A. Pyle (2002), Diagnosing ozone loss in the extratropical lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 107(D11), 4110, doi:10.1029/2001JD000538.
- [43] Lee, H., and K. Smith (2003), Simulation of the combined effects of solar cycle, quasi-biennial oscillation, and volcanic forcing on stratospheric ozone changes in recent decades, *J. Geophys. Res.*, 108(D2), 4049, doi:10.1029/2001JD001503.
- [44] Marsh, D. R., R. R. Garcia (2007), Attribution of decadal variability in lower-stratospheric tropical ozone, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L21807, doi:10.1029/2007GL030935.
- [45] Marsh, D. R., R. R. Garcia, D. E. Kinnison, B. A. Boville, S. C. Solomon, and K. Matthes (2007), Modeling the whole atmosphere response to solar cycle changes in radiative and geomagnetic forcing, *J. Geophys. Res.*, 112, D23306, doi:10.1029/2006JD008306.
- [46] Matsuno, T. (1970), Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere, *J. Atmos., Sci.*, 27, 871-883.
- [47] McCormack, J. P., and L. L. Hood (1996), Apparent solar cycle variations of upper stratospheric ozone and temperature: Latitude and seasonal dependences, *J. Geophys. Res.*, 101(D15), 20933-20944.

- [48] McCormack, J. P. (2003), The influence of the 11-year solar cycle on the quasi-biennial oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 30(22), 2162, doi:10.1029/2003GL018314.
- [49] McCormack, J. P., D. E. Siskind, and L. L. Hood (2007), The solar-QBO interaction and its impact on stratospheric ozone in a zonally averaged photochemical-transport model of the middle atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 112, D16109, doi:10.1029/2006JD008369.
- [50] McFarlane, N. A. (1987), The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere, *J. Atmos. Sci.*, 44, 1775-1800.
- [51] Nakajima, T., M. Tsukamoto, Y. Tsushima and A. Numaguti, (1995), Modelling of the radiative process in a GCM, in Matsuno, T. ed., Climate system dynamics and modering, *Reports of A New Program for Creative Basic Research Studies: Studies of Global Environmental Change with special reference to Asia and Pacific Regions*, Vol. I-3, 104-123, Center for Climate System Research, University of Tokyo, Tokyo.
- [52] Nagashima, T., M. Takahashi, and F. Hasebe, (1998), The first simulation of an ozone QBO in a general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, 25(16), 3131-3134.
- [53] Nagashima, T., M. Takahashi, M. Takigawa, and H. Akiyoshi (2002), Future development of the ozone layer calculated by a general circulation model with fully interactive chemistry, *Geophys. Res. Lett.*, 29(8), doi:10.1029/2001GL014026.
- [54] Niwano, M., and M. Takahashi (1998), The influence of the equatorial QBO on the Northern Hemisphere winter circulation of a GCM, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 76, 453-461.
- [55] Numaguti, A. (1993), Dynamics and energy balance of the Hadley circulation and the tropical precipitation zones: Significance of the distribution of evaporation, *J. Atmos. Sci.*, 50(13), 1874-1887.

- [56] Numaguti, A., M. Takahashi, T. Nakajima, and A. Sumi (1995), Development of an atmospheric general circulation model, in Climate system dynamics and modering, edited by T. Matsuno, *Reports of A New Program for Creative Basic Research Studies: Studies of Global Environmental Change with special reference to Asia and Pacific Regions*, vol. I-3, 1-27, Center for Climate System Research, University of Tokyo, Tokyo.
- [57] Ogi, M., K. Yamazaki, and Y. Tachibana (2003), Solar cycle modulation of the seasonal linkage of the North Atlantic Oscillation (NAO), *Geophys. Res. Lett.*, 30(22), 2170, doi:10.1029/2003GL018545.
- [58] 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.
- [59] Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira (2007), The JRA-25 Reanalysis., *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369-432.
- [60] Pittock, B. A. (1978), A critical look at long-term Sun-weather relationships, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16, 400-420.
- [61] Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan (2003), Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *J. Geophys. Res.*, 108(D14), 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- [62] Rosenfield, J. E., D. B. Considine, P. E. Meade, J. T. Bacmeister, C. H. Jackman, and M. R. Schoeberl (1997), Stratospheric effects of Mount Pinatubo aerosol studied with a coupled two-dimensional model, *J. Geophys. Res.*, 102(D3), 3649-3670.
- [63] Sato, M., J. E. Hansen, M. P. McCormick, and J. B. Pollack (1993), Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990, *J. Geophys. Res.*, 98, 22,987-22,994.

- [64] Scaife., A. A., J. Austin, N. Butchart, S. Pawson, M. Keil, J. Nash, and I. N. James (2000), Seasonal and interannual variability of the stratosphere diagnosed from UKMO TOVS analysis, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *126*, 2585-2604.
- [65] Sekiguchi, M., and T. Nakajima, (2008), A k-distribution based radiation code and its computational optimization for an atmospheric general circulation model, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.*, *109*, 2779-2793.
- [66] Soukharev, B. E., and L. L. Hood (2006), Solar cycle variation of stratospheric ozone: Multiple regression analysis of long-term satellite data sets and comparison with models, *J. Geophys. Res.*, *111*, D20314, doi:10.1029/2006JD007107.
- [67] Schmidt, H., and G. P. Brasseur (2006), The response of the middle atmosphere to solar cycle forcing in the Hamburg model of the neutral and ionized atmosphere, *Space Sci. Rev.*, *125*, 345-356.
- [68] Takahashi, M. (1996), Simulation of the Stratospheric Quasi-Biennial Oscillation using a General Circulation Model, *Geophys. Res. Lett.*, *23*(6), 661-664.
- [69] Takahashi, M. (1999), Simulation of the Quasi-Biennial Oscillation in a General Circulation Model, *Geophys. Res. Lett.*, *26*(9), 1307-1310.
- [70] Takigawa, M., M. Takahashi, and H. Akiyoshi (1999), Simulation of ozone and other chemical species using a Center for Climate System Research/National Institute for Environmental Studies atmospheric GCM with coupled stratospheric chemistry, *J. Geophys. Res.*, *104*, 14,003-14,018.
- [71] Tiao, G. C., G. C. Reinsel, D. Xu, J. H. Pedrick, X. Zhu, A. J. Miller, J. J. DeLuisi, C. L. Mateer, and D. J. Wuebbles (1990), Effects of autocorrelation and temporal sampling schemes on estimates of trend and spatial correlation, *J. Geophys. Res.*, *95*, 20,507-20,517.
- [72] Tie, X., G. P. Brasseur, B. Briegleb, and C. Granier (1994), Two-dimensional simulation of Pinatubo aerosol and its effect on stratospheric ozone, *J. Geophys. Res.*, *99*(D10), 20545-20562.

- [73] Uppala, S. M., K. A. Nellberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., H. Nslm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, L., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., McNally, A. P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J. (2005), The ERA-40 re-analysis., *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961-3012.doi:10.1256/qj.04.176.
- [74] White, W. B., M. D. Dettinger, and D. R. Cayan (2003), Sources of global warming of the upper ocean on decadal period scales, *J. Geophys. Res.*, 108(C8), 3248, doi:10.1029/2002JC001396.
- [75] World Meteorological Organization (WMO) (2003), Scientific assessment of ozone depletion: 2002, *Global Ozone Res., Monit. Proj. Rep.* 47, Geneva, Switzerland.
- [76] World Meteorological Organization (WMO) (2007), Scientific assessment of ozone depletion: 2006, *Global Ozone Res., Monit. Proj. Rep.* 50, Geneva, Switzerland.
- [77] Yoden, S., M. Taguchi, Y. Naito (2002), Numerical studies on time variations of the troposphere-stratosphere coupled system, *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 80, 811-830.
- [78] Ziemke, J. R., S. Chandra, R. D. McPeters, and P. A. Newman (1997), Dynamical proxies of column ozone with applications to global trend models, *J. Geophys. Res.*, 102(D5), 6117-6129.
- [79] Zhou, L. B., H. Akiyoshi, and K. Kawahira (2003), Analysis of year-to-year ozone variation over the subtropical western Pacific region using EP_TOMS data and CCSR/NIES nudging CTM, *J. Geophys. Res.*, 108(D20), 4627, doi:10.1029/2003JD003412.
- [80] 秋吉英治 (2007), 極成層圈雲が関与する不均一反応の化学輸送モデルへの導入と臭素化合物を介した北極域オゾン層への影響, エアロゾル研究, 22(3), 196-203.

謝辞

東京大学気候システム研究センターの高橋正明教授には忙しい立場にありながら、大学院修士過程から5年半近くに渡り、研究室セミナーや定期、不定期のディスカッション等で研究、発表の進め方、論文の校正など熱心にご指導して頂きました。

国立環境研究所の秋吉英治主任研究員には、環境研のリサーチアシスタントの時から2年間、学術振興会特別研究員となってから半年近く、研究や論文の議論、校正等、非常にお世話になりました。東京大学理学系研究科の佐藤薰教授には、本論文の主査になって頂き、論文のまとめ方について多くのアドバイスを頂きました。東京大学理学系研究科の中村尚准教授、小池真准教授、東京大学海洋研究所の伊賀啓太准教授には審査員になって頂き、数多くの貴重な御意見を頂きました。また、気候システム研究センター、東京大学理学系研究科の先生方にもセミナーや審査会などで多くの御意見とコメントを頂きました。

研究室の卒業生の廣田渚郎博士には、研究や論文のアドバイスを始め、生活面でも大変お世話になりました。坂本圭博士には、卒業後も飲みに行ったりと親しくして頂きました。国立環境研究所の永島達也博士にはCCSR/NIES CCM のことで相談させて頂きました。

中国科学院大気物理研究所のZhou Libo博士には、重回帰解析のプログラムを提供して頂きました。国立環境研究所の中村哲博士には、CCMValなどの仕事を始め生活面でもお世話になりました。北海道大学の稻津將准教授には、GFDセミナー等でお世話になりました。名古屋大学の小寺邦彦特任教授、気象研究所の黒田友二主任研究官、京都大学の余田成男教授には、研究発表の際にアドバイスを頂きました。

研究室の先輩である井上誠さんには、研究の議論をしたり飲みに行ったりと楽しい時間を過ごさせて頂きました。また、気候コロキウムなどのセミナーでもお世話になりました。研究室の同期の門脇正尚君、後輩の池田恒平君を始め研究室の皆様には、研究面、生活面で大変お世話になりました。研究室の後輩のOhnmar Htwayさんには、英文の添削をして頂きました。

横山千恵さんを始め、同期の皆様の応援は励みになりました。気候システム研究センターの秘書の高橋洋子さん、北嶋裕子さん、国立環境研究所のアシスタントスタッフの土屋道子さんには、研究環境の整備や学術振興会特別研究員関連の手続きなど様々な面で支えて頂きました。

NCEP/NCAR再解析データは、NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA の website(<http://www.cdc.noaa.gov>) で提供されているものです。本文中で、

謝辞

JRA25 と表記して利用したデータセット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す。

CCSR/NIES CCM の実行には、国立環境研究所の NEC SX8R/128M16 を使用させて頂きました。データの保管や解析には、国立環境研究所と気候システム研究センターの raid 及び計算機を使用させて頂きました。本研究の作図の際には GMT(The Generic Mapping Tools)、GrADS(Grid Analysis and Display System) を、論文の作成の際には emacs 及び野鳥 (Yet Another TeX mode for Emacs; YaTeX) を使用しました。