

# 太陽 11 年周期変動に伴う成層圏大気の応答

山下 陽介<sup>1,2</sup>・坂本 圭<sup>3</sup>、秋吉 英治<sup>2</sup>・高橋 正明<sup>1</sup>・永島 達也<sup>2</sup>・L.B. Zhou<sup>4</sup>

<sup>1</sup> 東京大学気候システム研究センター、<sup>2</sup> 国立環境研究所、

<sup>3</sup> 全日本空輸株式会社、<sup>4</sup> 中国科学院大気物理研究所

Yamashita *et al.* [2009] 及び山下 [2009] の記述に基づく。

## 1. はじめに

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活動の 11 年周期変動に伴って、約 2% のオゾン変動、及び約 1 K 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 0.5 K の気温変動があるとされてきた [e.g., Soukharev and Hood, 2006]。なお上部成層圏では、太陽活動に伴う紫外線 (ultraviolet; UV) 放射変動に伴いオゾン量が変動し、オゾンが UV 放射を吸収する影響で気温が変動するとされている [e.g., Chandra and McPeters, 1994; Marsh *et al.*, 2007]。他方、下部成層圏においては、UV 放射の大部分が上部成層圏で吸収され上部成層圏に比べると到達する UV 放射は小さいため、11 年周期の UV 放射の変動に伴う直接的な影響のみで変動が説明されるとは考えにくい。これに対し Kodera and Kuroda [2002] は、初冬の 11 年変動極大期に中緯度成層圏で循環場が赤道向き偏差となることを客観解析データの解析から示し、上部成層圏の太陽 11 年変動が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を介して赤道下部成層圏の変動に間接的に影響する可能性を議論した。

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、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。

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 次元化学気候モデル (Chemistry Climate Model; 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。前述の太陽活動に伴う惑星波と平均東西風の相互作用と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 (greenhouse gas; GHG) やハロゲンガスなどのオゾン層破壊物質 (ozone-depleting substances; ODS) の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。

実験名称	CNTL	QBOONLY	SONLY	VOLONLY	NOQBO	NOVOL	SCONST	NOVOL_SSTC	SMAX(42yr)	SMIN(42yr)
太陽 11 年変動		×		×			×		×	×
火山噴火		×	×			×			×	×
QBO			×	×	×				×	×
SST 変動							×		×	×
GHGs, ODSs									×	×

表 1: CCM 実験の一覧。 は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入れた固定実験であることを意味する。

そこで本研究では、3次元 CCM の感度実験を用いて、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ので、さらに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 42 年間行い、その差を調べることで太陽活動の赤道下部成層圏への影響を力学的に考察した。

## 2. CCM 標準実験概要

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、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 (詳細は Akiyoshi *et al.* [2009] 参照)。本研究では、まず CCM の標準実験 (コントロール実験) として、CCMVal で行われた近過去気候再現実験 (REF1 シナリオ実験) の 1980~2000 年の結果を用いた。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。それぞれ、10.7cm 電波強度フラックス (F10.7) の時系列データ [Lean *et al.*, 1997]、火山性エアロゾルの反応表面積と光学的厚さの時系列データ [Hansen *et al.*, 2002; Sato *et al.*, 1993]、赤道成層圏の東西風観測結果へのナッジング [Giorgetta and Bengtsson, 1999]、月平均 HadISST1 [Rayner *et al.*, 2003] として取り入れられている。

## 3. 赤道域の太陽変動成分

### 3.1 コントロール実験

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、

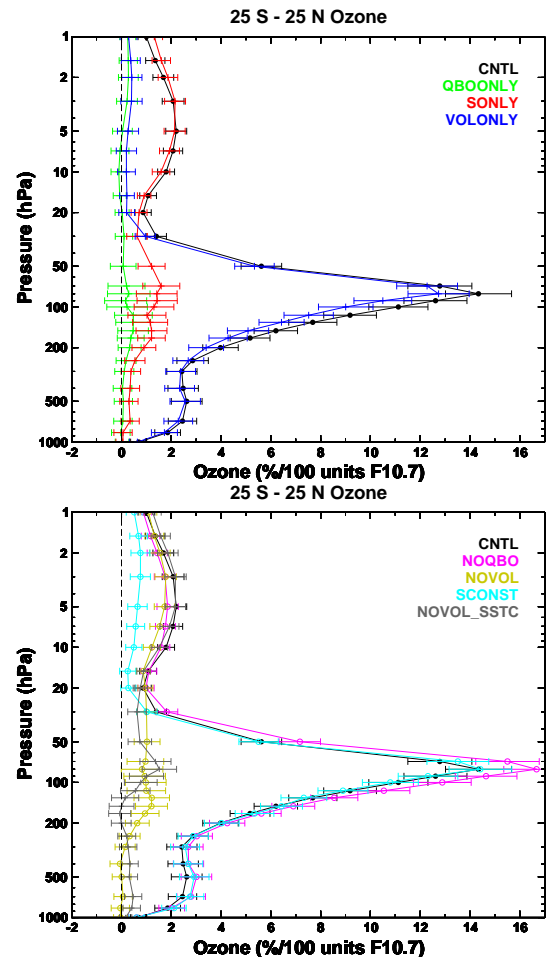


図 1: 赤道域の 25°S から 25°N の緯度帯で平均した 1980~2000 年までのオゾン混合比から重回帰解析により得られた太陽変動成分の年平均値の分布 (単位は%/100 units F10.7)。1980~2000 年の期間で平均したオゾンの年平均値に対する比率で表記した。黒が CNTL、緑が QBOONLY、赤が SONLY、青が VOLONLY の結果。ピンクが NOQBO、黄色が NOVOL、水色が SCONST、灰色が NOVOL\_SSTC の結果。誤差棒は、 $1\sigma$  の誤差範囲を示す。

必ずしも太陽活動の影響を有意に表すものではないが、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赤道域上部成層圏 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%、

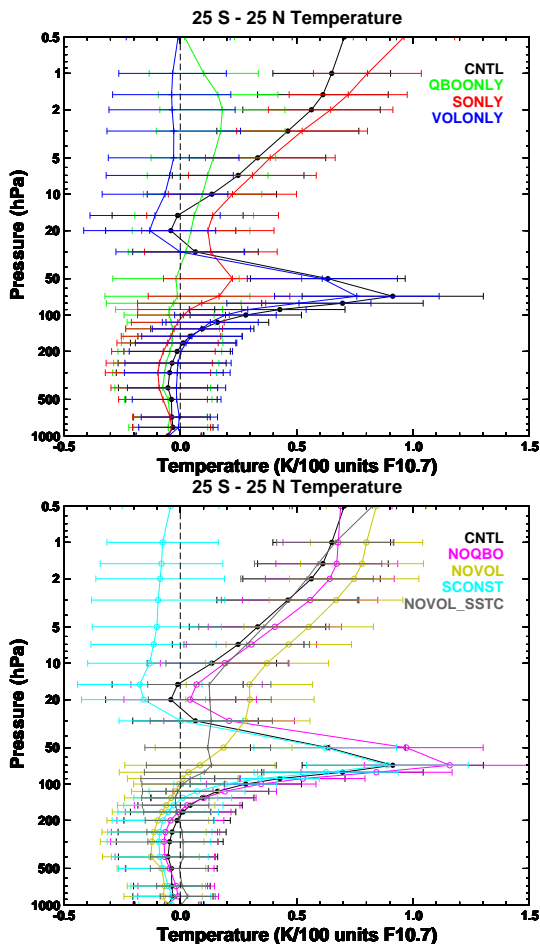


図 2: 図 1 に同じ。但し、気温の場合 (単位は K/100 units F10.7)。

約 14% の値を示していた (図 1 黒線)。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 (図 2 黒線)。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。

### 3.2 感度実験

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 (表 1 参照)。

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特徴があることが分かった (図 1、図 2)。4 つの太陽 11 年変動を含む実験で

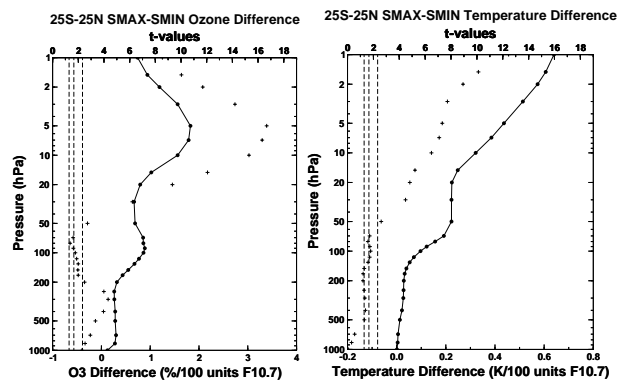


図 3: SMAX と SMIN の差から計算された年平均の (左) オゾン混合比の偏差 (単位は %/100 units F10.7) と (右) 気温偏差 (単位は K/100 units F10.7)。赤道域の 25°S から 25°N で平均した。回帰解析と合わせるため、 $1/(F_{10.7(SMAX)} - F_{10.7(SMIN)}) = 0.62$  のファクターを掛けた。+記号は Student の t 値を表し、値を上軸に示した。破線は t 値が 90%、95%、99% の有意水準を持つ閾値を示す。

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、火山噴火の影響を含めた感度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 (図 1 赤線、図 2 赤線)、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、太陽活動の影響で説明できると考えられる。

### 3.3 極大期、極小期の太陽定数固定実験

赤道下部成層圏の太陽変動成分の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、それぞれ 42 年の期間について行った SMAX と SMIN のコンポジット平均の差 (SMAX と SMIN の差、あるいは単に偏差と表記) を解析した。これは正味の太陽変動成分に相当し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。これらオゾン、気温偏差は下部成層圏で 90% で統計的に

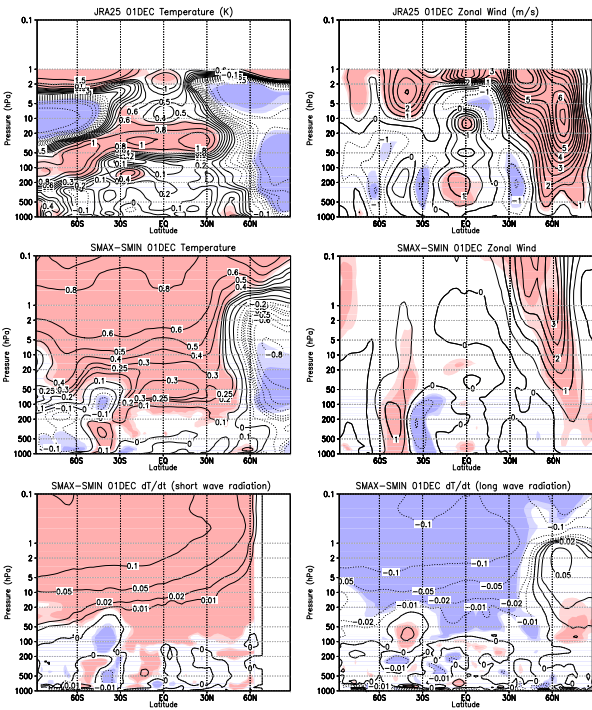


図 4: (左上) 1980~2000 年の JRA25 のデータに対し重回帰解析を用いて計算した 12 月の気温の太陽変動成分の分布 (等値線、単位は K/100 units F10.7)。色は 90%、95% で統計的に有意な領域を表す。等値線の値は図中に示した。(右上) 左上図に同じ。但し、東西風 (単位は m/s/100 units F10.7)。太線の間隔は 1 m/s/100 units F10.7、細線の間隔は 0.5 m/s/100 units F10.7。(左中) 左上図に同じ。但し、SMAX と SMIN の差から計算された 12 月の気温偏差 (単位は K/100 units F10.7) と (右中) 東西風偏差 (単位は m/s/100 units F10.7)、(左下) 短波放射加熱率と (右下) 長波放射加熱率の偏差 (単位は K/day/100 units F10.7)。

有意で、多くのアンサンプ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。なお、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プル実験が必要と思われる。

#### 4. 中高緯度と赤道域の関係

##### 4.1 両半球初冬季の解析

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。

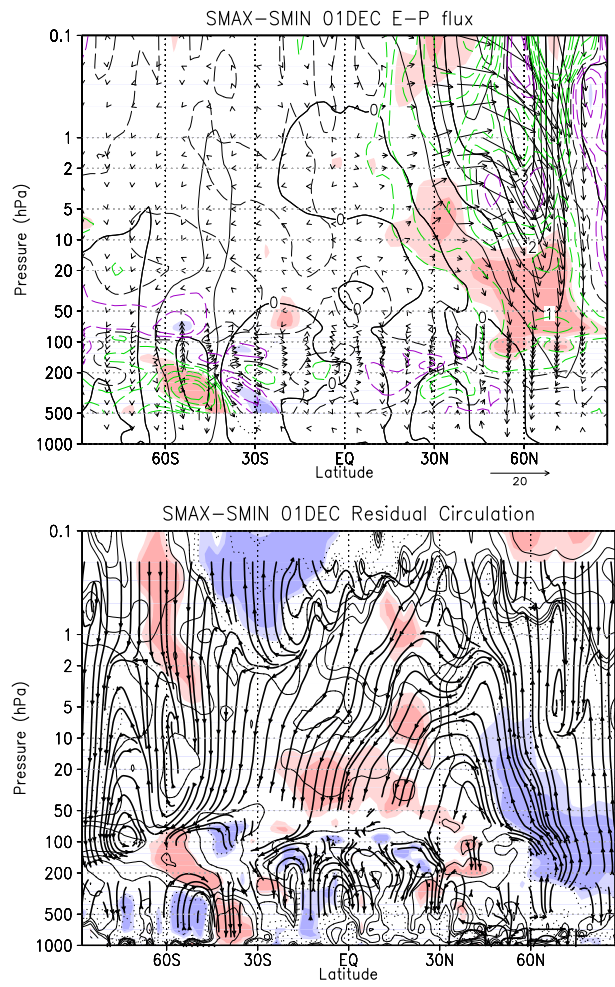


図 5: (上) 12 月の E-P flux (矢印) とその発散 (破線)、東西風 (実線、図 4 右中に同じ) 偏差。E-P flux は気圧の逆数で重み付けした。矢印の基準として右下に  $10 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-2} / 100 \text{ units F10.7}$  をおいた。破線で示した等値線は 0,  $\pm 0.05$ ,  $\pm 0.1$ ,  $\pm 0.2$ ,  $\pm 0.3$ ,  $\pm 0.4$ ,  $\pm 0.5 \text{ m/s/day} / 100 \text{ units F10.7}$ 。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。(下) 上図に同じ。但し、残差循環 (黒流線) と断熱加熱率偏差 (等値線)。等値線は 0,  $\pm 0.01$ ,  $\pm 0.02$ ,  $\pm 0.05$ ,  $\pm 0.1$ ,  $\pm 0.2$ ,  $\pm 0.5 \text{ K/day} / 100 \text{ units F10.7}$ 。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。

12 月の例を図 4 に示す。JRA25 [Onogi et al., 2007] のデータから計算された太陽変動成分では赤道域下部成層圏に高温偏差が、北半球中緯度上部成層圏には西風偏差が見られる (図 4 上)。JRA25 には火山噴火の影響が含まれるため下部成層圏の偏差の大きさは異なるものの、SMAX と SMIN の差から計算した気温偏差においても JRA25 と整合的な分布が見られる (図 4 左中)。上部成層圏、下部中間圏においては、気温偏差と図 4 左下の短波放射

加熱率の偏差の符号が対応しているため、UV 放射加熱により上部成層圏、下部中間圏において図 4 左中のように気温の南北勾配を強化するような偏差パターンが形成され、それと対応して南北方向の曲率が大きくなるような西風偏差が形成されたことが分かる(図 4 右中)。このように SMAX、SMIN 実験の加熱率の評価では、初冬季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合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(図 5 上)。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(図 5 下)。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。また加熱率の各項目について 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。

#### 4.2 季節変化の解析

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(図略)。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(図 6)。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。

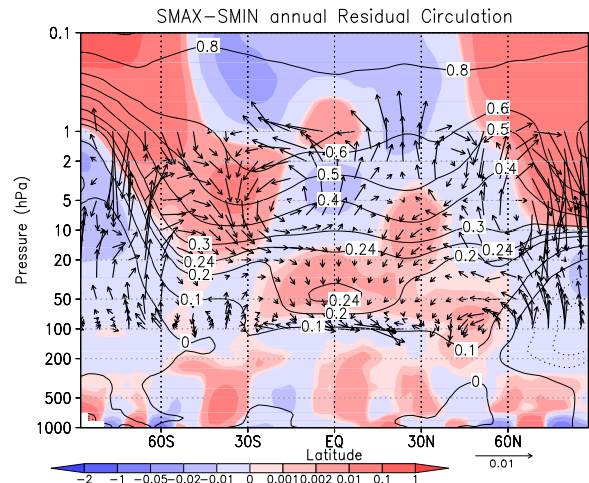


図 6: 年平均の残差循環(矢印)と断熱加熱率(陰影)、気温(等値線)偏差。矢印の基準として右下に 0.01 m/day/100 units F10.7 をおいた。陰影の基準は左下においた(単位は K/day/100 units F10.7)。等値線の値は、図中に示した(単位は K/100 units F10.7)。なお、残差循環と断熱加熱率はスムージングを行った。

#### 5. まとめ

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。

#### 謝辞

CCSR/NIES CCM の実行には、国立環境研究所の NEC SX8R/128M16 を使用した。本文中で、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ある。本研究は環境省地球環境研究総合推進費 (A-071)、文部科学省科学研究費 (No.17340140、No.19340138) および日本学術振興会特別研究員奨励費の助成を受けた。

#### 参考文献

- Akiyoshi, H., et al. (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.
- Austin, J., et al. (2008), Coupled chemistry climate model simulations of the solar cycle in ozone and temperature, *J. Geophys. Res.*, *113*, D11306, doi: 10.1029/2007JD009391.
- 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.
- Eyring, V., et al. (2007), Multi-model projections of ozone recovery in the 21st century, *J. Geophys. Res.*, *112*, D16303, doi:10.1029/2006JD008332.
- Giorgetta, M. A., and L. Bengtsson (1999), The potential role of the quasibiennial oscillation in the stratosphere-troposphere exchange as found in water vapor in general circulation model experiments, *J. Geophys. Res.*, *104*, 6003-6020.
- Hansen, J., et al. (2002), Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations, *J. Geophys. Res.*, *107*(D18), 4347, doi:10.1029/2001JD001143.
- Kodera, K., and Y. Kuroda (2002), Dynamical response to the solar cycle, *J. Geophys. Res.*, *107* (D24), 4749, doi:10.1029/2002JD002224.
- Lean, J. L., et al. (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.
- Marsh, D. R., et al. (2007), Modeling the whole atmosphere response to solar cycle changes in radiative and geomagnetic forcing, *J. Geophys. Res.*, *112*, D23306, doi:10.1029/2006JD008306.
- Onogi, K., et al. (2007), The JRA-25 Reanalysis., *J. Meteor. Soc. Japan*, *85*, 369-432.
- Rayner, N. A., et al. (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.
- Sato, M., et al. (1993), Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990, *J. Geophys. Res.*, *98*, 22,987-22,994.
- 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.
- Yamashita, Y., et al. (2009), Ozone and temperature response of a chemistry climate model to the solar cycle, volcanic aerosol, sea surface temperature, and QBO, *J. Geophys. Res.*, submitted.
- 山下 陽介 (2009), 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, 平成 21 年度 東京大学大学院理学系研究科 博士論文, 143pp.

---

山下 陽介  
連絡先: 〒 305-8506 茨城県つくば市小野川 16-2  
国立環境研究所 大気圏環境研究領域 大気物理研究室  
E メール: yamashita.yousuke@nies.go.jp