

4.5.2 太陽活動の中間圏・下部熱圏への影響

三好 勉信 (九州大学理学研究院)

(2019年12月25日受付、2021年5月31日公開)

本節では、中間圏・下部熱圏領域（高度にして約 50 km～約 120 km）における大気大循環について解説する。まず、太陽活動極小期（太陽放射量極小かつ地磁気静穏時）の大気大循環について説明し、太陽放射量極大期や地磁気擾乱時の循環変化について説明する。また、上層大気が下層大気へ及ぼす影響を考える重要な NO（一酸化窒素）の熱圏から成層圏への輸送について説明する。

4.5.2.1 中間圏・下部熱圏における大気大循環（温度分布）

大気圏は、温度鉛直分布により、対流圏・成層圏・中間圏・熱圏に分類されている。緯度によって異なるが、地表から高度約 10–15 km（対流圏界面）までが対流圏、対流圏界面から高度約 50–65 km（成層圏界面）までが成層圏、成層圏界面から高度約 80–95 km（中間圏界面）までが中間圏、中間圏界面より上方が熱圏となる。一方、成層圏から下部熱圏（約 120 km）は中層大気と呼ばれている。水蒸気の凝結過程（いわゆる気象現象）を伴う対流圏やプラズマとの相互作用が重要となる上部熱圏とは異なる独自の特徴を持つ大気大循環が存在するからである。本節では、中層大気の上部に位置する高度約 50 km～120 km 領域について、大気大循環と太陽活動変動による影響について説明することにする。

図1に太陽活動極小・地磁気静穏時における6月の温度の緯度—高度分布を示す。ここでは、大気圏電離圏結合モデル GAIA (Jin et al., 2011) の中性大気部分 (Miyoshi and Fujiwara, 2003) の結果を基に示す。中層大気の大気温度分布は、放射（太陽放射と赤外放射）と力学による熱輸送によりほぼ決まる。成層圏から中間圏下部では、オゾンによる太陽紫外線吸収により、熱圏では、酸素分子や窒素分子による太陽紫外線・極端紫外線 (UV/EUV) の吸収による加熱が顕著である。そのため、成層圏・中間圏下部や熱圏では、太陽加熱が大きい夏半球（6月の場合は北半球）高緯度域で高温、加熱のない冬半球高緯度域で低温となっていることが分かる。太陽放射を吸収する物質が少ない中間圏界面付近では低温となっている。赤外冷却率は、温度や赤外放射物質の濃度により決まる。高度約 100 km 以下では CO₂（二酸化炭素）による冷却、高度 100 km 以上では NO による冷却が中心である。詳しくは、SABER 衛星による赤外放射観測 (Mlynczak et al., 2010) を参照されたい。

図 2 に放射（太陽放射と赤外放射の合計）による加熱冷却率を示す。図から明らかなように、夏半球では太陽放射加熱が赤外冷却率を上回り、逆に、冬半球側では、赤外冷却率が太陽加熱率を上回っている。もし、力学による熱輸送が無いと仮定すれば、夏半球側の温度は上昇し続け、逆に冬半球側の温度は低下し続けることになる。しかし、実際には力学による熱輸送により、図 1 に示す温度分布が保たれている。特に、中間圏上部から中間圏界面付近（高度 70–100 km）では、夏半球高緯度側の温度の方が冬半球高緯度側より低くなっている。この温度の緯度分布は、放射による加熱冷却では説明できない。詳しくは次節で説明する。

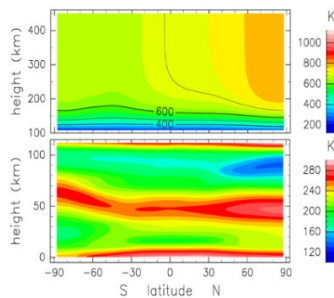


図 1. 太陽放射極小 (F10.7=70) ・地磁気静穏時における 6 月 21 日から 25 日までの 5 日平均値。単位は、K。

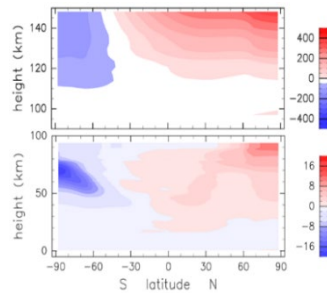


図 2. 放射（太陽放射と赤外放射の合計）による加熱・冷却率分布図。単位は K/day。

4.5.2.2 中間圏・下部熱圏における大気大循環（風系分布）

太陽活動極小期における風系分布について説明する。図 3a に 6 月における東西平均東西風の緯度－高度分布を示す。成層圏では、夏半球高緯度の高温、冬半球高緯度の低温に伴い、それぞれ高気圧および低気圧が生成され、地衡風平衡により夏半球では東風、冬半球では西風（極夜ジェットと呼ばれる）となっている。東風および西風は、中間圏では高度と共に弱くなり、高度 80–100 km にはほとんどの緯度帯において風速が弱くなる弱風層が形成されている。この弱風層は、対流圏起源の大気重力波による減速効果により引き起こされている。夏半球側の東風領域では、東に伝播する重力波が鉛直伝播しやすくなり（西に伝播する重力波は鉛直伝播できなくなる）、中間圏上部で碎波する際に、東向きの運動量を放出することにより、東風を弱める。逆に冬半球側では、西に伝播する重力波が中間圏上部で碎波することで、西風を弱める。成層圏では、重力波だけではなく惑星波による減速効果も重要である (Sato et al., 2018)。もし、大気波動による減速効果が無ければ、極夜ジェットは優に 200m/s を超える。この大気波動の碎波に伴う減速効果により、夏半球高緯度域で上昇、夏半球から冬半球に向かう風、冬半球高緯度域で下降する子午面循環が駆動される (図 3b)。この子午面循環により、夏半球高緯度域で上昇流による降温、冬半球高緯度域では、下降流による昇温が発生する。したがって、中間圏の温度の緯度分布は、上昇流・下降流に伴う降温・昇温の結果である。(図 3c、詳しくは、MTI ハンドブックを参照のこと)。

高度 120 km 以上の熱圏では、夏半球側で上昇し、冬半球側に向かい、冬半球側で下降する子午面循環がみられる。熱圏の子午線循環は、前述したような大気波動により強制された循環ではなく、太陽加熱の緯度分布により生じた熱的な循環である。ここで示した子午面循環は、日平均および経度平均したものである。熱圏の風系は日変化が激しいので、熱圏の風系の説明には日平均・東西平均ではなく、経度分布をみる必要がある。熱圏の循環については、4.5.1 章を参照のこと。

高度 100–120 km における下部熱圏領域での子午面循環を見ると、成層圏・中間圏の子午面循環とは逆向きの循環が存在（冬半球極域で上昇し、夏半球側に向かい、夏半球高緯度域で下降）することが分かる。数値モデルによる計算では、この循環は大気重力波の砕波により励起された循環と考えられている（Miyoshi et al., 2015）。しかしながら、衛星によるグローバルな風系観測はほとんどなく、下部熱圏での子午面循環がどうなっているかについては不明な点が多い。今後、モデル・観測の両面からの検証が必要である。

中間圏・下部熱圏領域の中・高緯度域では、太陽放射の季節変化に伴い、温度・風系は一年周期で変化する。一方、低緯度域では、太陽放射量の季節変化は小さく、低緯度域独自の変動が存在している。成層圏・中間圏では、東西風の風向が半年周期で変化する半年周期振動（Hirota, 1980）が顕著であり、中間圏上部では、東西風が 30–60 日周期で変化する季節内振動もみられる（Lieberman et al., 1998）。これらの振動は、下層大気起源の大気波動の砕波や南北風による運動量輸送により生成されると考えられている。ただし、中間圏上部における変動に関する運動量収支に関しては不明な点が多く、今後の研究による解明が期待されている。

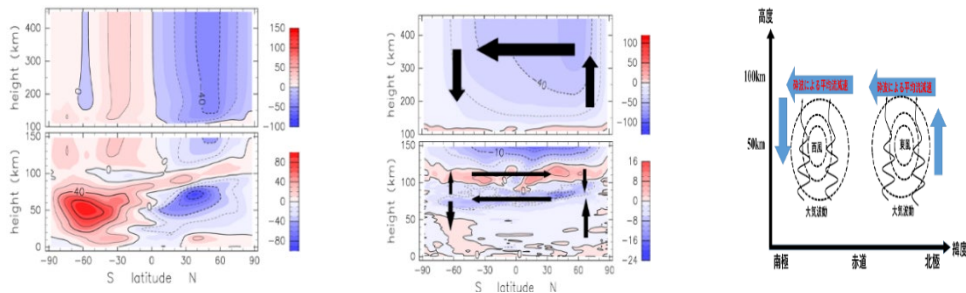


図 3. (a) 太陽放射極小 (F10.7=70) ・地磁気静穏時における東西平均東西風分布図。6月 21 から 25 日までの 5 日平均値。正 (負) の値は、西風 (東風) を示す。単位は m/s。 (b) 同じく東西平均南北風分布図。単位は m/s。正 (負) の値は、南風 (北風) を示す。 (c) 大気波動による平均東西風の減速効果と子午面循環に関する模式図。水色の矢印が、大気波動の砕波により駆動される子午面循環を示す。

4.5.2.3 太陽活動変動による温度変化

前節までは、太陽放射極小・地磁気静穏時における中間圏・下部熱圏での大気循環について示した。本節では、太陽放射極大期や地磁気擾乱時に、大気大循環がどの程度変化するかについて調べる。図 4a に太陽放射極大期 ($F_{10.7}=200$ で計算) における温度の緯度-高度分布を示す。また、図 4b には、太陽放射極小期との差を示す。高度 100 km 以上では、UV/EUV 量の違いに伴う温度差が顕著になっている。例えば、高度 11 km 付近では 10-25K の差がみられ、温度差は高度と共に増加し、高度 200 km では 300-500K もの差がみられる。しかし、高度 100 km 以下の温度差は非常に小さくなっている。高度 100 km での温度差は数 K 程度である。成層圏・中間圏でも UV/EUV 量の増加に伴う温度上昇が広い範囲に見られるが、1-2K 程度の温度上昇にとどまっている。この温度上昇は、成層圏・中間圏下部でオゾンによって吸収される UV 量の変動 (約数%) によるものである。

次に、地磁気擾乱に伴う温度変化を見るために、図 5a に示すように、 $K_p=5$ に相当する地磁気擾乱実験を 2 日間実施した。 $K_p=1$ に設定した計算を 6 月 21 日 00UT まで実施した後、21 日 00UT~23 日 00UT まで $K_p=5$ の条件で計算を行い、23 日 00UT 以降は再び、 $K_p=1$ の条件で計算を実施した。(K_p 以外の条件は、図 1 で示した太陽放射極小 ($F_{10.7}=70$) ・地磁気静穏時の場合と同じに設定)。図 5b には、 $K_p=5$ にした 2 日目の温度分布を、図 5c には、地磁気静穏時の温度 ($K_p=1$) との差を示す。静穏時の温度と比較すると、熱圏極域で昇温が発生していることが分かる。特に、冬半球高緯度域では、高緯度側の方が高温になっている (温度の南北勾配が逆になっている)。擾乱による温度上昇は、高度 150 km 以上の領域の温度上昇は 75-120K に達している一方、下部熱圏での温度上昇は限定的である。例えば、高度 120 km では 20K の上昇、高度 100 km では数 K の上昇である。さらに、高度 100 km 以下の領域では温度変化は見られない。今回の擾乱実験では、極域にかかる電場は、経験モデルを用いて K_p に応じて変化させるように設定し、擾乱に伴うエネルギー流入による加熱も、 K_p に応じたファクターをエネルギー流入量にかける方法で実施した。そのため、地磁気擾乱に伴う高エネルギー粒子の降り込みがあった場合には、より低高度域において電離や粒子加熱が生じるため、中間圏界面付近の温度上昇も大きくなる可能性がある。

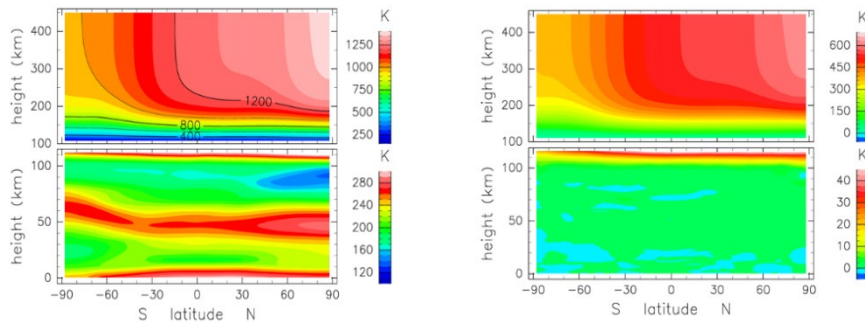


図 4. (a) 太陽放射極大 (F10.7=200) ・地磁気静穏時における東西平均東西風分布図。6 月 21 から 25 日までの 5 日平均。単位は K。 (b) 太陽放射極大期と極小期の温度の差。単位は K。

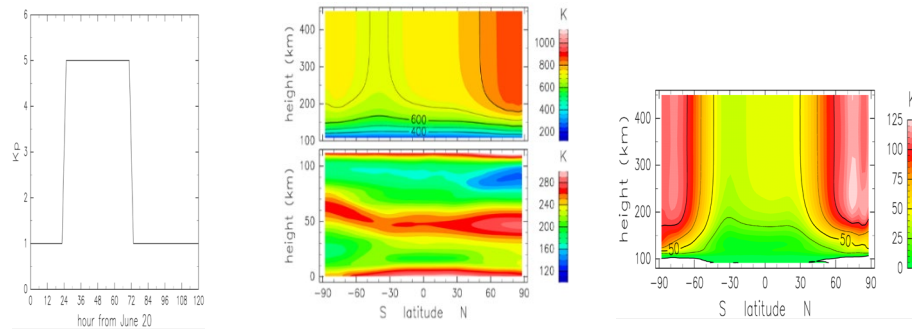


図 5. (a) 地磁気擾乱実験で用いた K_p の時間変化。 (b) 太陽放射極小・地磁気擾乱時における東西平均温度分布図。6 月 22 日における一日平均値。単位は K。 (c) 地磁気擾乱実験と地磁気静穏実験 ($K_p=1$ に固定) での温度差。6 月 22 日の一日平均値で、太陽 UV/EUV は F10.7=70 に固定。単位は K。

4.5.2.4 太陽活動変動による風系変化

前節で示した太陽活動変動（放射量の変動及び地磁気擾乱）に伴う温度変化に対応して、風系がどのように変化するか調べてみる。まず、太陽放射変動に伴う東西風・子午面循環変化を見る（図 6）。東西風に関しては、温度と同様に、高度 110 km 以下の領域では変化は見られず、高度 110–130km での差は 2–4m/s 程度である。熱圏の東西風は、夏（冬）半球側で東（西）風が強くなっている。子午面循環についても、高度 110 km 以下での差はほとんど見られず、一方、熱圏領域では夏半球から冬半球に向かう子午面循環が強くなっていることがわかる。

高度 110 km 以下の子午面循環は、下層大気起源の大気波動により駆動されている。高度 110km 以下では、前述のように、東西平均温度・東西平均東西風はほとんど変化しないことが

分かった。大気波動（重力波、惑星波、潮汐波など）に関しても、高度 110km ではほとんど違いがみられず、大気波動による東・西風ジェットの見直しも同じであった。しかしながら、高度 120 km 以上では、温度・東西風の変化が目立ち始めるため、下層大気起源の大気波動が熱圏領域まで伝播した場合には、大気波動活動度に違いが生じる。例えば、東西風の違いによるフィルタリング効果の違い、温度の違いによる分子粘性・大気安定度の違い、電子密度の違いによるイオン抗力の違いなどによって大気波動の伝播特性に違いが生じ、大気波動が熱圏大気に及ぼす影響に関しても、太陽放射変動の影響を強く受けると考えられる。

地磁気擾乱に伴う風系変化について調べてみる。東西風に関しては、温度と同様に、高度 110 km 以下の領域では変化は見られない（図 6）。熱圏では、冬半球側の東西平均東西風が西風から東風に代わっており、これは、地磁気擾乱に伴い冬半球高緯度域が高温となり温度の南北勾配が逆転したことに対応している。子午面循環についても、高度 110 km 以下での差はほとんど見られず、熱圏領域では冬半球側の循環に大きな変化がみられる。冬半球高緯度域の加熱により、夏半球と同様に、極域で上昇し、低緯度側に向かう循環が生成されている。地磁気擾乱発生時には、冬半球の循環は夏半球と同じ特徴を持つ循環に代わることが分かる。

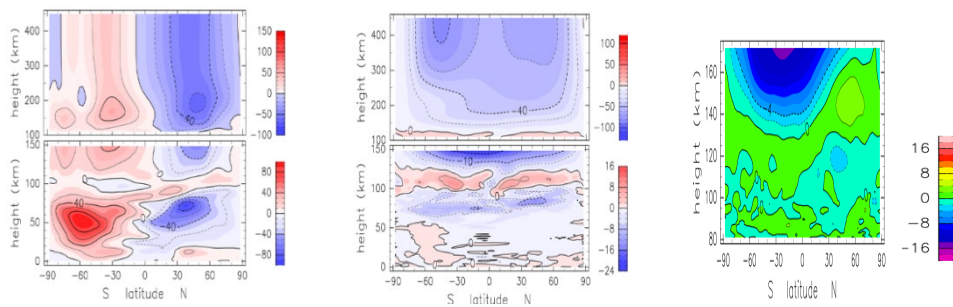


図 6. (a) 太陽放射極大 (F10.7=200) ・地磁気静穏時における東西平均東西風分布図。6月 21 から 25 日までの 5 日平均値。単位は m/s。 (b) 同じく東西平均南北風分布図。単位は m/s。 (c) 太陽放射極大期と極小期における南北風の差。

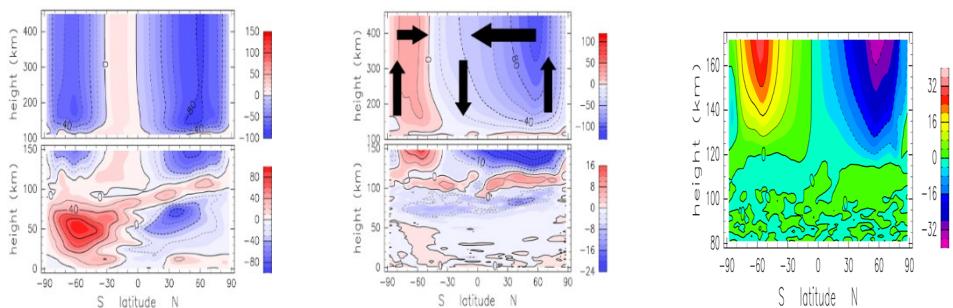
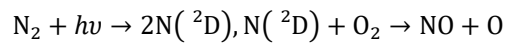


図 7. (a) 太陽放射極小・地磁気擾乱時における東西平均東西風分布図。6月 22 日の日平均値。単位は m/s。 (b) 同じく東西平均南北風分布図。単位は m/s。

4.5.2.5 太陽活動変動による組成変化

太陽活動変動により熱圏の大気循環は大きな影響を受けるが、下部熱圏領域の受ける影響は非常に小さことが分かった。さらに、中間圏界面より下の大気はほとんど影響を受けないことも明らかとなった。このように、太陽放射変動や地磁気擾乱による中間圏・下部熱圏への直接的な影響は小さいと考えられている。一方で、大気微量成分変動を通じての成層圏・中間圏への影響が議論されている。例えば、太陽 UV/EUV や磁気圏からのオーロラ粒子や高エネルギー粒子の降込みにより N_2 (窒素分子) から N (窒素原子) が生成され、 O_2 (酸素分子) と反応することで NO が生成される (生成は高度約 110-130km がピーク)。 NO は下部熱圏領域での赤外放射物質として作用し、成層圏・中間圏では、 O_3 (オゾン) 破壊を引き起こす。したがって、 NO 濃度の変化は、中層大気の大気大循環にとって重要な役割を果たすと考えられている。



経験モデルによる熱圏での NO 濃度を図 8 に示す (Marsh et al., 2004)。地磁気静穏時においても、太陽 UV/EUV が増加すると、低・中緯度域での NO 濃度が増加し、地磁気擾乱が発生すると高緯度域の NO 濃度が増加することが分かる。

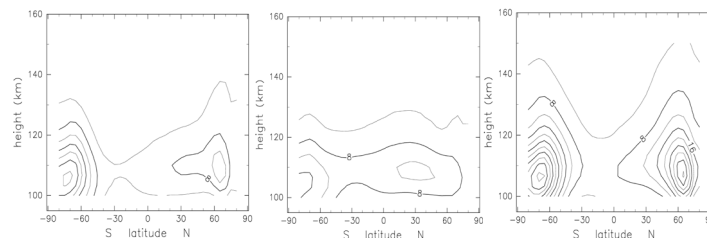


図 8. (a) 経験モデルによる、太陽放射極小 (F10.7=70) ・地磁気静穏時 (Kp=1) の 6 月 21 日における NO の緯度-高度分布。単位は、 $10^7 / cm^3$ 。 (b) 同じく、太陽放射極大 (F10.7=200) ・地磁気静穏時 (Kp=1) の NO 分布。 (c) 同じく、太陽放射極小 (F10.7=70) ・地磁気擾乱時 (Kp=5) の NO 分布。

まず、 NO による赤外冷却の影響について調べてみる。図 9a には、地磁気静穏時の赤外放射冷却率を、図 9b には地磁気擾乱実験における赤外冷却率を示す。地磁気擾乱に伴い熱圏での赤外冷却率が増加していることが分かる。赤外冷却率の増加は、オーロラ降下粒子の増大による NO 濃度の増加と温度上昇が原因として考えられる。そこで、 NO 濃度の増加が熱圏温度に及ぼす影響を言調べるために新たな仮想実験を行ってみた。仮想実験では、地磁気擾乱実験と同じ Kp 変化を与えるが、地磁気擾乱に伴う NO 濃度変化を排除 (NO 濃度は不変) した (NO 固定実験と呼ぶことにする)。図 10a,10b にはそれぞれ、地磁気擾乱実験および NO 固定実験における極域 (北緯 90° から 70° の平均) の温度の時間変化を示す。21 日 00UT から 23 日 00UT (図 10

の 24 から 72 時間まで) は、地磁気擾乱に伴う加熱が発生している。両実験共に、地磁気擾乱が発生した 21 日は温度が上昇していることが分かる。地磁気擾乱実験では、 $K_p=1$ となった 23 日 00UT (図の 72 時間) 以降には、急激に温度が低下し約 12 時間後には、地磁気擾乱以前の温度に戻っていることが分かる。一方、NO 濃度を固定し、地磁気擾乱に伴う NO 濃度上昇を考慮に入れなかった実験では、 $K_p=1$ となった 23 日 00UT 以降も温度の高い状態が続き、地磁気擾乱後の温度回復 (温度低下) が遅れていることが分かる。このように、NO 濃度の変化は、熱圏での温度変化 (熱収支) にとって重要であるといえる。

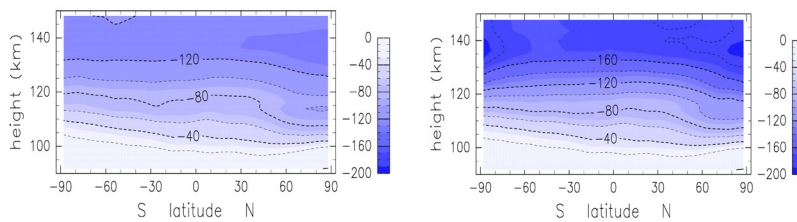


図 9. (a) 太陽放射極小 ($F10.7=70$) ・地磁気静穏時 ($K_p=1$) での 6 月 21 日から 25 日における赤外放射冷却率。単位は、K/day。 (b) 地磁気擾乱実験における 6 月 21 日から 25 日における赤外放射冷却率。

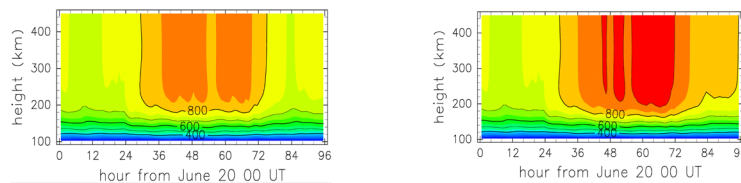


図 10. (a) 地磁気擾乱実験 (NO を K_p に応じて変化) における極域 (北緯 90° から 70° の平均) 温度の時間変化図。 (b) 地磁気擾乱実験 (NO を固定) における極域温度の変化図。

4.5.2.6 太陽活動変動の成層圏・中間圏への影響

太陽放射変動や磁気圏からのオーロラ粒子、高エネルギー粒子の流入により熱圏で生成された NO は、力学による輸送過程により、中間圏へと運ばれて、成層圏オゾン濃度に影響を及ぼす。本節では、熱圏で生成された NO の下層大気への輸送について考える。ここでは、全大気大循環モデル (Miyoshi and Fujiwara, 2003) に、NO 生成に関する光化学反応と NO の輸送過程を組み込んだモデルによる結果を示す。図 11a に、太陽放射極小 ($F10.7=70$) ・地磁気静穏時 ($K_p=1$) での 12 月における NO 分布を示す。NO 濃度のピークは極域にあるが、冬半球側 (この場合北極域) のピークの方が夏半球側 (南極域) のピークより低い高度にあることが分かる。NO の生成は、両半球で同じ高度域に存在しているが、冬半球側では下降流が卓越しているため、生成域より低高度で NO 濃度が高くなっている。特に、高度 100km 以下の北極域では、南極域に比べて NO 濃度が高いのが顕著である。一方、高度 120 km 以上では、上昇流が卓越して

いる南極域で濃度が高く、逆に、下降流の卓越する北極域では濃度が低くなっている。

図 11b に太陽放射極大 (F10.7=200) ・地磁気静穏時 (Kp=1) での 12 月における NO 分布を示す。太陽放射の増加により、NO の生成が活発になり、NO 濃度が太陽放射極小期に比べて増加している。NO 濃度の増加は、NO 生成域の下部熱圏にとどまらず、高度 100 km 以下の北極域でも顕著である。これは、下部熱圏で生成された多くの NO が輸送により運ばれたためである。このように、太陽 UV/EUV 変動や磁気圏からのエネルギー流入の変動により、下部熱圏で生成される NO が増加すると、冬半球高緯度域の中間圏での NO 濃度も変化することが示唆される。NO 輸送の季節変化を明確にするため、図 11c に北極域における NO 濃度の時間—高度分布を示す (図は、太陽放射極小期における NO の季節変化を示す)。下降流が卓越する 12 月から 2 月にかけて、中間圏での NO 濃度が増加し、逆に、上昇流が卓越する 5—7 月には NO 濃度が低くなっている。このように、中間圏における NO 濃度は、子午面循環と密接に関連しているといえる。熱圏から中間圏に輸送された NO はさらに下の高度域にまで輸送され、成層圏オゾン破壊に関連していると考えられている。本モデルでは、成層圏オゾンの光化学反応過程を含んでいないため、成層圏オゾンへの影響を見積もることはできない。しかしながら、太陽活動変動が NO の生成・輸送を通じて成層圏オゾン、ひいては成層圏・対流圏大気大循環に影響を及ぼす可能性を示しているといえる。

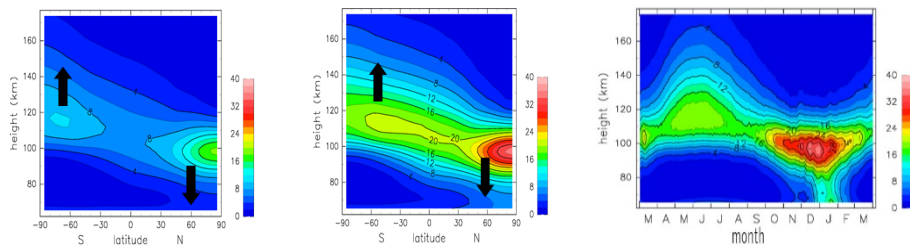


図 11. (a) 数値モデルにより得られた NO の緯度—高度分布図。太陽放射極小 (F10.7=70) ・地磁気静穏時 (Kp=1) での 1 2 月における分布。単位は、 $10^7 / \text{cm}^3$ 。 (b) 同じく、太陽放射極大 (F10.7=200) ・地磁気静穏時での 1 2 月における NO 分布。 (c) 極域における NO の時間—高度分布図。横軸は月で、一年間の変化を示している。

参考文献

- Hirota, I.: Observational evidence of the semiannual oscillation in the tropical middle atmosphere-a review. (1980) *Pure Appl. Geophys.*, 118, 217-238.
- Jin, H., Y. Miyoshi, Y., Fujiwara, H., Shinagawa, H., Terada, K., Terada, N., Ishii, M., Otsuka, Y., and Saito, A. : Vertical connection from the tropospheric activities to the ionospheric longitudinal structure simulated by a new Earth's whole atmosphere-ionosphere coupled model. *J. Geophys. Res.* (2011) 116, A01316, doi:10.1029/2010JA015925
- Lieberman, R. S.: Intraseasonal variability of high-resolution Doppler imager winds in the equatorial mesosphere and lower thermosphere. (1998) *J. Geophys. Res.*, 103, D10, 11221-11228.
- Marsh, D. R., Solomon, S. C., and Reynolds, A. E.: Empirical model of nitric oxide in the lower thermosphere. (2004) *J. Geophys. Res.*, 109, A07301, doi:10.1029/2003JA010199
- Miyoshi, Y. and Fujiwara, H.: Day-to-day variations of migrating diurnal tide simulated by a GCM from the ground surface to the exobase. *Geophys. Res. Lett.* (2003) 30 (15), 1789, doi:10.1029/2003GL017695
- Miyoshi, Y., Fujiwara, H., Jin, H. and Shinagawa, H.: Impacts of sudden stratospheric warming on general circulation of the thermosphere. *J. Geophys. Res. Space Physics* (2015) **120**, 10,897-10,912, doi:10.1002/2015JA021894.
- Mlynczak et al., 2010 2 ページ目に引用されている文献
- MTI ハンドブック, 中間圏重力波の 대기光イメージング観測, MTI-他領域間結合の物理, 1-8Page, http://mti.nict.go.jp/MTI_symposium/mti-handbook/top/h19/.
- MTI ハンドブック, 成層圏突然昇温等温と中層大気循環, MTI 上下結合の物理, 1-19Page, http://mti.nict.go.jp/MTI_symposium/mti-handbook/top/h20/
- Sato, K., Yasui, R. and Miyoshi, Y.: The Momentum Budget in the Stratosphere, Mesosphere, and Lower Thermosphere. Part I: Contributions of Different Wave Types and In Situ Generation of Rossby Waves. *J. Atmos. Sci.* (2018) 75, 3613-33, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0336.1>