

グローバル電離層嵐 - 負相嵐 - [講演: 国武 学 (情報通信研究機構)]

電気通信大学 細川 敬祐



1 はじめに

電離層嵐とは、電離層 F 領域の電子密度が、グローバルに、通常の日変化と比べて異なる様相を見せることである。電子密度の増減によって以下の二つに分類することができる。

正相嵐 顕著に電子密度が大きい時間が続く場合

負相嵐 顕著に電子密度が小さい時間が続く場合

これらの電離層嵐は、磁気嵐などによって、極域に大きな地磁気擾乱が起きた後に起こることが知られている。本稿では、電離層嵐の中でも負相嵐として分類される擾乱を取り扱う。まず、イオノゾンデや電離層全電子数 (TEC) の観測に見られる負相嵐の実例を示し、その現象論的特性 (地方時依存性、季節依存性) を整理する。地磁気擾乱時に起こることからも想像されるように、電離層負相嵐は、磁気圏からのエネルギー流入に伴って極域中性大気の組成に変化が生じ、その変化が中・低緯度にまで輸送されることによって生じると考えられている。負相嵐の発生メカニズムを、過去の観測結果を引用しつつ紹介し、最後に残された研究課題をまとめる。

2 観測例

電離層嵐は、古くからイオノゾンデによって観測されてきた。イオノゾンデで観測される f_oF2 (返ってくる正常波エコーの最高周波数) は F 領域の最大電子密度である N_mF2 との間に以下の関係があるため、

$$N_mF2 [\text{m}^{-3}] = \frac{f_oF2 [\text{Hz}]^2}{80.6} \quad (1)$$

電離層負相嵐に伴う変動を検出することができる。 N_mF2 (f_oF2) の時間変化を、擾乱時と月別中央値 (メディアン) について重ね書きすると、通常の日変化より大きく下がる場合がある。これが電離層負相嵐である。電離層負相嵐の実例として図 1 にイオノゾンデの観測 [Prölss, 1980] を示す。図 1 の下段 2 つのパネルは、1973 年 2 月 21 日の Brisbane (27.5 S, 152.9 E), Pt. Arguello (35.6 N, 239.4 E) における F 領域ピークにおける電子密度 (N_{max}) を示している。Median と書かれた線が月別の中央値を示し、通常の日変化に対応する変動である。Brisbane では日出から日中において N_{max} の値が通常の日変化よりも大幅に減少していることが見て取れる。これが電離層負相嵐である。上段のパネルには地磁気の ap 指数が示されており、Brisbane で見られている負相嵐に対応する変動が、なんらかの地磁気擾乱に伴って発生したことが分かる。Brisbane で見られた変動とは対照的に Pt. Arguello では N_{max} の値が通常の日変化よりも大幅に増加している。これは電離層

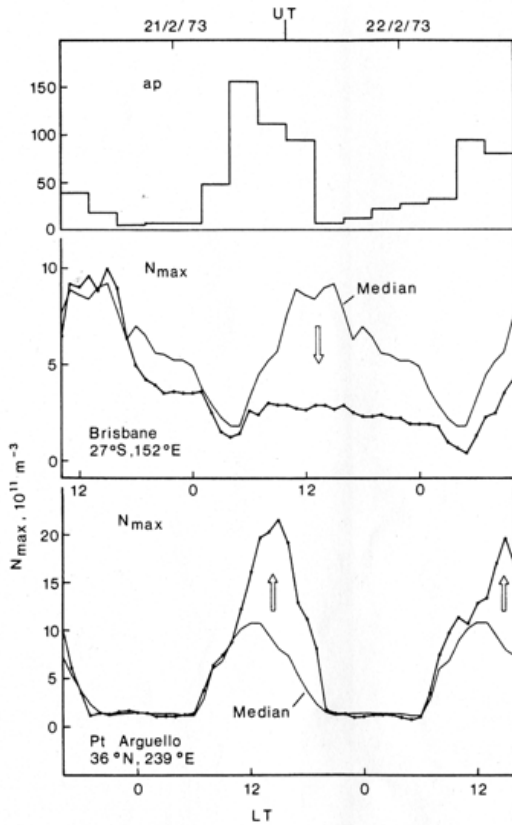


図 1: イオノゾンデによる (中央) 負相嵐 (下) 正相嵐の典型的な観測例 (1973 年 2 月 21-22 日)。上段には地磁気 ap インデックスを示す [Prölss, 1980]。

正相嵐に対応する変動であると考えられる。

図 2 に、電離圏全電子数 (Total Electron Content: TEC) 観測によって得られた電離圏負相嵐の 2 次元的な観測例をあげる [Liou et al., 2005]。図の横軸は地方時 (LT) である。ここでプロットされている $\Delta VTEC$ (%) は、衛星-受信機間の TEC に対して鉛直補正を行い、400 km 高度でマッピングを行ったものである。月平均値からの変動分を%で示してある。図中の + 印は GPS 受信機の配置を表している。注目すべきは、南北両半球の極域から中緯度にかけて、 $\Delta VTEC$ が著しく減少している領域 (青い領域) がみられることである。この領域が電離圏負相嵐に対応する。

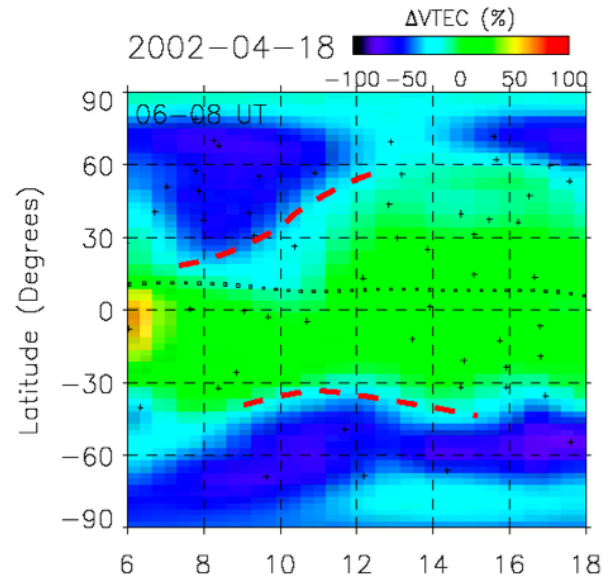


図 2: グローバルな GPS 受信機網による電離圏全電子数 (Total Electron Content: TEC) 観測から再構成された鉛直 TEC マップ [Liou et al., 2005]。月平均値からの変動分が%で示されている。

電離圏嵐の観測はこれまでイオノゾンデが中心であったが、今後は TEC などによるグローバルな 2 次元観測が重要となる。

3 現象論的特性

地方時依存性 図 1 にも示されているように、負相嵐は朝方から見え始めるという顕著な地方時依存性を持つ。図 1 の観測例の場合、Brisbane では 06 LT 付近から負相嵐に伴う変動が見え始めている。何故このような地方時依存性を持つのかについては、後のセクションで、負相嵐の生成メカニズムとの関わりの中で議論を行う。

季節依存性 負相嵐は地方時依存性だけではなく、その特性に季節依存性がみられる。夏には負相嵐がより低緯度まで達することが知られている。それに対して、冬には負相嵐は極域に現れても、中・低緯度までは達しない場合が多い。図 3 に負相嵐

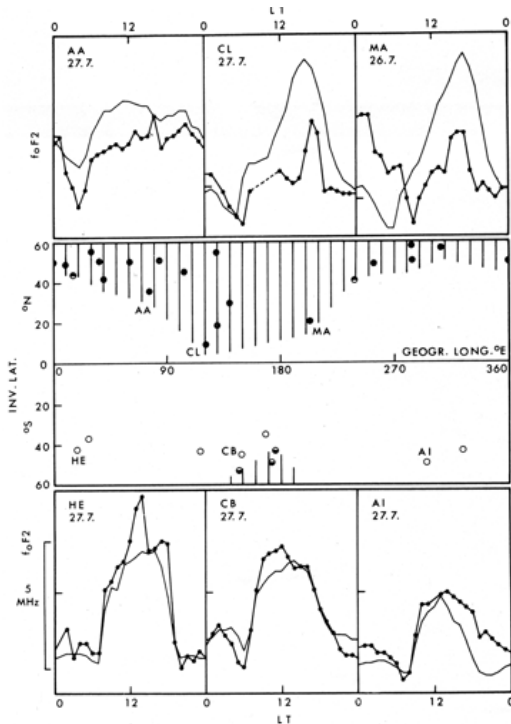


図 3: 電離圏負相嵐を南北両半球においてイオノゾンデで観測した例. 上段(下段)の3つのパネルが北半球(南半球)のステーションにおける f_oF2 の日変化. 中段には, 密度変動が観測された領域を示してある [Prölss, 1980].

を南北両半球の多点においてイオノゾンデで観測した例を示す [Prölss, 1980]. この観測は, 1973年7月26日のものである. 中段のパネルには, 負相嵐の有無を調べたステーションの緯度・経度分布が示されている. 黒丸は負相嵐が観測されたステーション, 白丸は負相嵐が観測されなかったステーションの不变緯度・地理経度を表す. また, 南北両半球について3点ずつ観測点を抽出し, f_oF2 の時間変化を上段(北半球), 下段(南半球)に示している. この図から, 負相嵐は夏半球においてより広範囲に発生していることが分かる

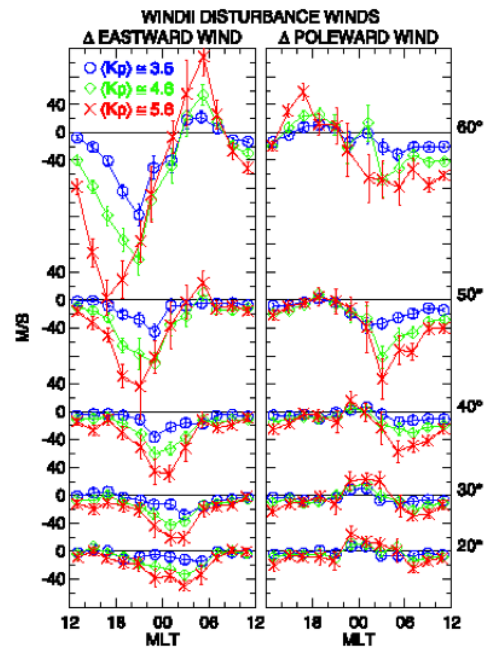


図 4: UARS-WINDII による中性風観測の統計解析結果. 右側のパネルに極向き成分(変動分)の MLT 分布が示されている. Kp 指数が大きくなるに従って, 緯 30-60 度の領域の午前側で顕著な赤道向き成分を持つ中性風が見られることがわかる [Emmert et al., 2004].

4 発生メカニズム

電離圏負相嵐の発生メカニズムは, 以下のような3つのステップによって理解することができる.

- STEP 1: 極域で加熱が起こり, F 領域中性大気の組成が変わる (N_2/O 比が高くなる).
- STEP 2: N_2/O 比が高い大気が極域から低緯度に向けて輸送される.
- STEP 3: N_2 分子密度の増加により, 解離再結合が促進し, 電子密度が減少する.

以降は, それぞれのステップについて観測例を示しながら詳細を解説する.

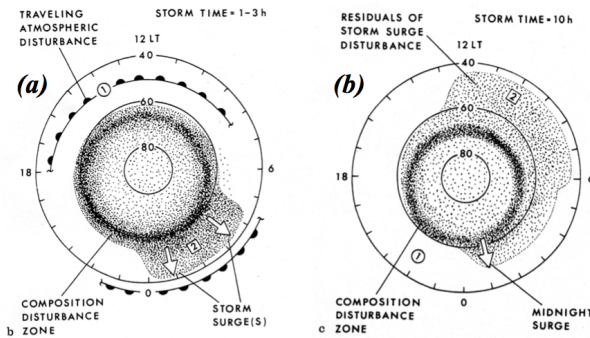


図 5: 負相嵐の時間発展を示す模式図 [Prölss, 1993]. (a) まず極域で COMPOSITION DISTURBANCE ZONE が形成され、それが 00-05 LT あたりで赤道方向の中性風によって中・低緯度へ輸送される (STORM SURGE). (b) 電離圏が地球の自転に対して共回転していることによって、この STORM SURGE の領域は最終的には 06-12 LT にまでも及ぶ。

STEP 1: 極域で加熱が起こり、 F 領域中性大気の組成が変わる (N_2/O 比が高くなる)。磁気嵐時あるいは強いサブストーム時に、極域に電流・電場によるジュール加熱や粒子の降りこみという形で流入したエネルギーが中性大気を加熱する。この加熱が鉛直風を作り出し、 F 領域で N_2/O 比が高くなる。また、極域で中性大気の圧力が高まることにより、グローバルな中性大気の circulation が変わり、極から赤道へ向かう流れが生じる。この赤道への流れは STEP 2 において重要となる。

STEP 2: N_2/O 比が高い大気が極域から低緯度に向けて輸送される。静穏時の背景中性風を生み出していた圧力勾配と、擾乱時に極域で高まった圧力勾配がバランスする形で中性大気の circulation が変化する。つまり、極域での圧力が高まることにより、 F 領域で極域から低緯度へ向けての流れが起きる。このような極域から低緯度へ向かう中性大気の流れを UARS-WINDII によってとらえた例を図 4 に示す [Emmert et al., 2004]. 右側のパネルが擾乱中性風の極向き成分

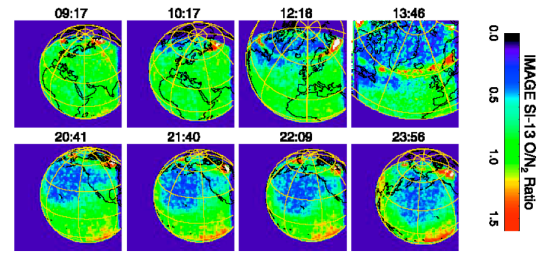


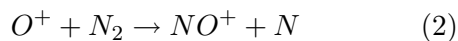
図 6: IMAGE 衛星の SI13 カメラによって観測された O/N_2 のグローバルな分布 [Zhang et al., 2004]. N_2 が増加している領域 (青い部分) が時間とともに極域から中・低緯度へ広がっていく様子が見て取れる。

である。Kp 指数が増加する (図中、青丸 黄緑菱形 赤×印) に従って、朝側の地方時 (00-12 MLT) で赤道向き成分の変動分 (つまり静穏時からの差分) が大きくなることを見て取れる。また、この赤道方向の風は、低緯度へいくにつれてその大きさは小さくなるものの、緯度 30 度あたりまで観測されている。この赤道向きの風が、極域においてその組成を変化させた中性大気を中・低緯度まで輸送する役割を担う。図 5 から分かるように、赤道方向の背景風は、特に午前側の地方時において顕著である。よって、極域の N_2/O 比の高い中性大気は、まず、真夜中から朝にかけて低緯度方向へ輸送される。図 5a はその様子を模式的に示したものである [Prölss, 1993]. 図 5 ではこの低緯度方向へ向かう N_2/O 比の高い中性大気の流れを Storm Surge と呼んでいる。 F 領域の大気は、地球の自転に対して共回転しているため、最初夜側から朝にかけて広がっていた Storm Surge は、最終的には、昼まで達することができる。その様子は、図 5b に示されている。

近年、人工衛星からの撮像観測によって N_2/O 比が汎地球的なスケールで観測できるようになってきた。日照領域において酸素原子が放射する FUV 領域の dayglow を観測することでその分布を知ることができるのである。また、135.6 nm と LBH (155-170 nm) の波長域における day-

glow の発光強度の比を取ることで, N_2/O 比の分布を知ることができることも分かってきた (O/N_2 と I_{1356}/I_{LBH} はほぼ線形関係: Stricklund et al., 1995). 近年, 様々な衛星に搭載された FUV イメージャによって N_2/O 比の分布が調べられてきた (DE-1 衛星: Stricklund et al., 1999, Polar 衛星: Liou et al., 2005, IMAGE 衛星: Zhang et al., 2004, TIMED 衛星: Zhang et al., 2004). ここでは, IMAGE 衛星による観測例を図 6 に示す [Zhang et al., 2004]. O/N_2 比が小さい領域 (N_2/O 比が大きい領域) が寒色で表されており, その領域が時間とともに極域から中・低緯度へ拡大していくことが見て取れる.

STEP 3: N_2 分子密度増加により, 解離再結合が促進し, 電子密度が減少する. N_2/O 比の高い中性大気が輸送されて中緯度に達すると F 領域において以下のような組み替え衝突反応が起こり, 分子イオン (NO^+) が増える.



上記の反応によって作られた分子イオン (NO^+) は, 以下の解離再結合反応によって消滅し, 結果として F 領域電子密度の減少を引き起こす.

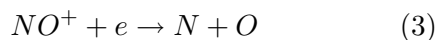


図 7 に磁気嵐の発達に伴って変化する中性大気の組成と, それによって引き起こされる電子密度の減少に関する観測例を示す [Prölss, 1991]. 図 7 上段には 1973 年 10 月の磁気嵐中の Kp 指数の推移が示されている. 図 7 中央には, 図 7 上段パネル中の Reference orbit と Storm orbit と書かれている時刻において極軌道衛星によって観測された密度の比の緯度分布が示されている. 例えば, N_2 の場合, N_2 [Storm orbit]/ N_2 [Reference orbit] の値が比となる. N_2 の比が実線, O の比が点線で示されている. Storm orbit において, 磁気緯度 30 度よりも高緯度の領域で, N_2 密度が相対的に増加し, O 密度が相対的に減少していることが見て取れる. また, PA, BC と書かれている緯度に

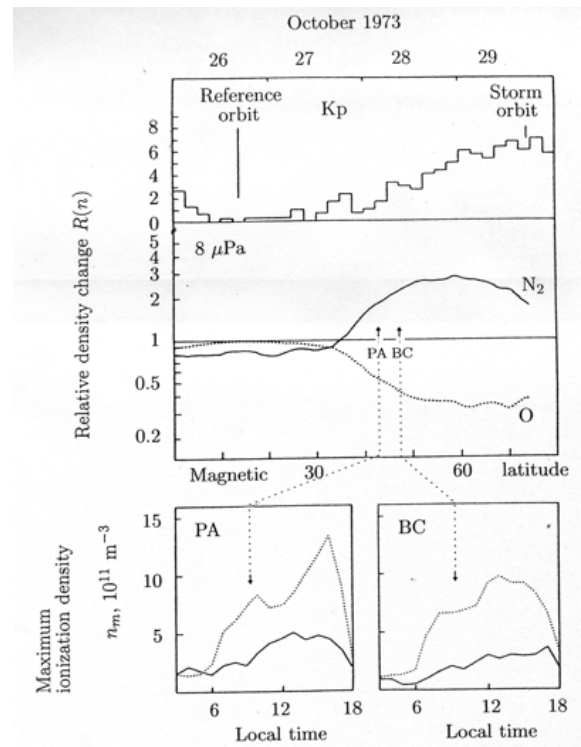


図 7: (上段) Kp 指数によって表される磁気嵐の進行 (上端の横軸目盛を参照のこと). (中央) N_2 分子, O 原子それぞれについての, Storm orbit 時の値の Reference orbit 時の値に対する比の緯度分布 (横軸目盛はパネルの下端を参照のこと). 下段の 2 つのパネルには, 示された緯度におけるイオノゾンドの観測を示している. 実線が 10 月 29 日, 点線が 26 日の観測値である [Prölss, 1991].

におけるイオノゾンドの観測が図 7 の下段の 2 枚のパネルに示されており, 負相嵐が起きていることが分かる. 図 8 には, Polar 衛星によって観測された O/N_2 の比の変動分のグローバルな分布と, TEC マップによって可視化された電離圏全電子数 (変動分) のグローバルな分布を示す [Liou et al., 2005]. O/N_2 比が小さくなっている (N_2/O 比が大きくなっている) 領域と, TEC マップで電離圏全電子数が減っている領域の空間的な広がり一致しているのを見て取ることができる.

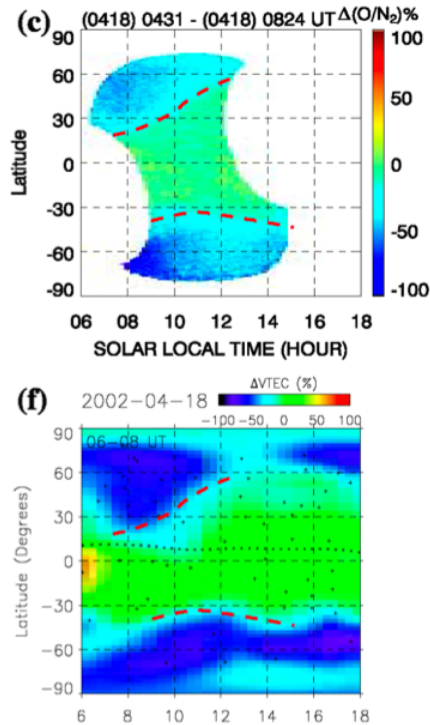


図 8: Polar 衛星によって観測された O/N_2 (変動分) の分布 (c) と, TEC マップによって可視化された全電子数 (変動分) のグローバルな分布 (f) の比較 [Liou et al., 2005].

前節で述べた電離圏負相嵐の現象論的特性は、その発生メカニズムによって説明することができる。

地方時依存性 前述のように、電離圏負相嵐は、朝から見え始めるという性質があるが、これはソースが夜間にあることによって説明できる。負相嵐を起こすためには、極域の擾乱によってその組成を変化させた中性大気を中・低緯度まで輸送することが必要となるが、背景の中性風は、昼では赤道から極へ、夜では極から赤道へという meridional 成分を持つ。また、夜はイオンドラッグの効果が昼に比べて小さいことから、中性風が電離大気の抵抗を受けにくい。よって、夜間のほうが極から赤道へ向かって、 N_2/O 比の高い大気を効率良く輸送することができることになる。また、解析の

観点から言えば、電離圏の電子密度が通常増え始める日の出からの時間帯において、負相嵐時には電子密度が通常と同様には増えていかないため、差が良く見えるということも負相嵐の発生をより顕著に認識できる要因となる。

季節依存性 前述したように、電離圏負相嵐は、冬より夏のほうがより低緯度まで達することが知られている。これもやはり、背景の中性風の meridional 成分が季節によって異なることによって説明することができる。夏半球から冬半球向きの背景風が生じることによって、夏半球でより低緯度まで組成が変わった中性大気が輸送されることとなる。図 9 に、 N_2/O 比の地方時依存性・季節依存性を示す図をあげる。図 9 上段、中段のパネルは、それぞれ夏と冬における N_2/O 比の緯度分布を午前 (0-6 LT) と午後 (12-18 LT) で比較したものである。季節によらず、朝側において N_2/O 比が高くなっていることが分かる。図 9 下段のパネルには、午前 (0-6 LT) における N_2/O 比の緯度分布を夏と冬で比較したものである。明らかに夏のほうが、 N_2/O 比の高い大気が低緯度まで到達していることが見て取れる。

5 まとめ

- 電離圏負相嵐は、 F 領域の電子密度が、汎地球的に、通常の日変化と比べて減少している時間帯が長時間続くことである。古くはイオゾンデや低軌道衛星、最近では TEC や airglow で観測される。
- 電離圏負相嵐は、地磁気擾乱に伴う極域中性大気の加熱が、中性大気の組成を変化させ (N_2/O 比の上昇)、それらの中性大気が中・低緯度まで輸送されることによって生じると考えられている。
- 背景中性風を生み出していた静穏時の圧力勾配と、極域で擾乱時に高まった圧力勾配とのバランスで中性大気の輸送効率が決まる。こ

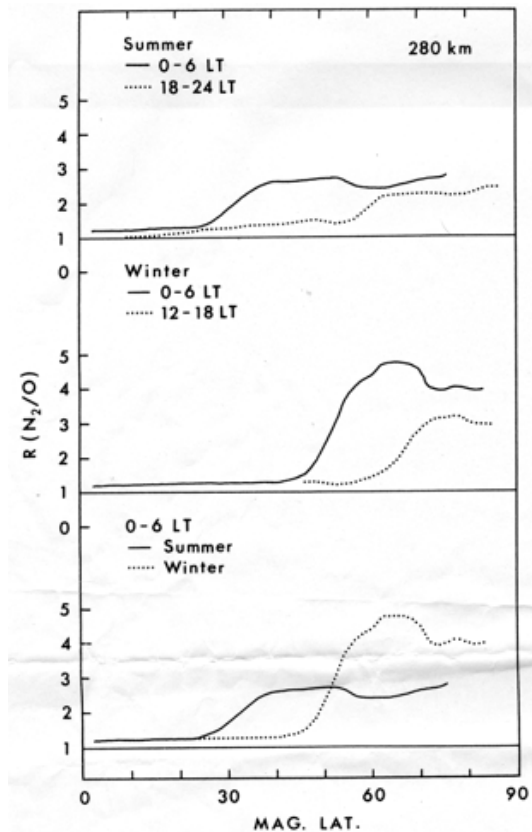


図 9: N_2/O 比の季節別・地方時別緯度分布 [Prölss, 1993].

の輸送過程が、負相嵐の諸特性を決定する要因となる。

- 電離圏負相嵐には、朝から見え始める（つまり午前側の地方時においてより頻繁に観測される）という地方時依存性がある。これはソースが夜間にあることによって説明することができる。
- 電離圏負相嵐には、冬より夏のほうがより低緯度まで達するという季節依存性がある。これは、夏半球から冬半球へ向かう背景風の存在が、季節によって大気の輸送効率を変えることによる。

参考文献

- Emmert J. T., B. G. Fejer, G. G. Shepherd, B. H. Solheim, Average nighttime F region disturbance neutral winds measured by UARS WINDII: Initial results, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2004GL021611, 2004.
- Liou K., P. T. Newell, B. J. Anderson, L. Zanetti, C.-I. Meng, Neutral composition effects on ionospheric storms at middle and low latitudes, *J. Geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2004JA010840, 2005.
- Prölss, G.W., Magnetic storm associated perturbations of the upper atmosphere: recent results obtained by satellite-borne gas analyzers, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 183–202, 1980.
- Prölss, G.W., Thermosphere-ionosphere coupling during disturbed conditions, *J. Geomag. Geoelect.*, **43**, 537–549, 1991.
- Prölss, G.W., On explaining the local time variation of ionospheric storm effects, *Ann. Geophys.*, **11**, 1–9, 1993.
- Strickland, D. J., J. S. Evans, L. J. Paxton, Satellite remote sensing of thermospheric O/N_2 and solar EUV. 1. Theory, *J. Geophys. Res.*, **100**, doi:10.1029/95JA00574, 1995.
- Strickland, D. J., R. J. Cox, R. R. Meier, D. P. Drob, Global O/N_2 derived from DE 1 FUV dayglow data: Technique and examples from two storm periods, *J. Geophys. Res.*, **104**, doi:10.1029/98JA02817, 1999.
- Zhang Y., L. J. Paxton, D. Morrison, B. Wolven, H. Kil, C.-I. Meng, S. B. Mende, T. J. Immel, O/N_2 changes during 1–4 October 2002 storms: IMAGE SI-13 and TIMED/GUVI observations, *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2004JA010441, 2004.