

WAVE2004キャンペーン時の山川MFレーダーによる 風速・電子密度観測

川 村 誠 治・村 山 泰 啓・久保田 実

Wind and electron density observed with the Yamagawa MF radar during the wave 2004 campaign

By

Seiji KAWAMURA, Yasuhiro MURAYAMA, and Minoru KUBOTA

Abstract: Mesospheric and lower thermospheric winds and electron densities observed by the Yamagawa MF radar during the wave 2004 campaign are shown. During this campaign, the diurnal tide with downward phase progression is dominant in both eastward and northward wind velocities. The S310-33 rocket, which was launched at 15:30UT on 17 January, 2004, goes through the period in which the westward tidal component is maximum and the northward tidal component is growing. The height profile of the electron density observed at the launch time shows steep increase above 90 km altitude, though the height itself might be affected by the group retardation of the MF radio waves.

概 要

WAVE2004キャンペーンにおけるS310-33ロケット発射時刻（2004年1月17日15:30UT）前後の山川MFレーダーの水平風速・電子密度観測結果を報告する。本キャンペーン期間中の水平風速には、東西成分・南北成分ともに位相が下方へ伝播する1日潮汐が顕著に見られていた。ロケットは、東西風の1日潮汐が西向きに最大で南北風の1日潮汐が北向きに強まっていく時間帯に打ち上げられたことになる。電子密度はロケット打ち上げ時に高度90kmを超えてから急上昇している。ただし中波帯の電波は群遅延の影響を受けるため、MFレーダーで見られている電子密度上昇開始高度は真の高度より高い可能性がある。

1. はじめに

WAVE2004キャンペーンでは、夜間大気光に見られる縞状構造の生成メカニズム解明を目的とし、内之浦宇宙空間観測所（USC; 31.25° N, 131.08° E）からロケット（S310-33号機）を打ち上げると共に、その周辺に光学カメラ・各種レーダー・Naライダーなど様々な地上観測測器を集めて多角的な観測が実施された。本稿では、ロケット発射前後の山川MFレーダー観測データを用い、本キャンペーン期間中の水平風について、主として背景場を理解するという立場から報告する。また、差分吸収法を用いてMFレーダー観測から推定された電子密度についても報告する。

2. 山川MFレーダー観測

山川MF（中波）レーダーは、情報通信研究機構（旧通信総合研究所）山川電波観測施設（鹿児島県指宿郡山川町; 31.20° N, 130.62° E）に設置されているバイスタティック・パルス・レーダーである [Igarashi et al., 1996; Murayama et al., 2000]. 図1に山川MFレーダーの送受信アンテナの配置図を、表1に主要諸元を示す. 3基の受信アンテナはそれぞれワイヤーを張って作られたエレメント長77mのクロスダイポールであり、一辺約185mの正三角形を形成するように配置されている. この正三角形の外側に、一辺約78mの正方形形状に4つの送信ダイポールアンテナが配置されている. 送信アンテナから発射されたMF帯（中波帯; 中心周波数1.9550 MHz）の電波は中間圏・下部熱圏（電離圏D領域）高度約60–100kmにおいて分反射され、その反射波は3基の受信アンテナで受信される. 3つの受信信号に相関法（FCA; Full Correlation Analysis [e.g., Briggs, 1984]）を適用することにより水平風速が得られる. また、偏波の異なる2種の電波（OモードとXモード）を交互に送信し、偏波による電波吸収量の違いを利用する差分吸収法（DAE; Differential Absorption Experiment [e.g., Manson, 1984]）によって電離圏D領域の電子密度が推定される. 山川MFレーダーでは、FCAによる水平風観測を1994年9月から、DAEによる電子密度観測を1998年9月から継続的に実施している. 現在はそれぞれ 2分ずつの観測を交互に繰り返して時間分解能4分で水平風速・電子密度を得ている. 半値幅48 μ sの送信パルスを用いているため、高度分解能は約7kmである.

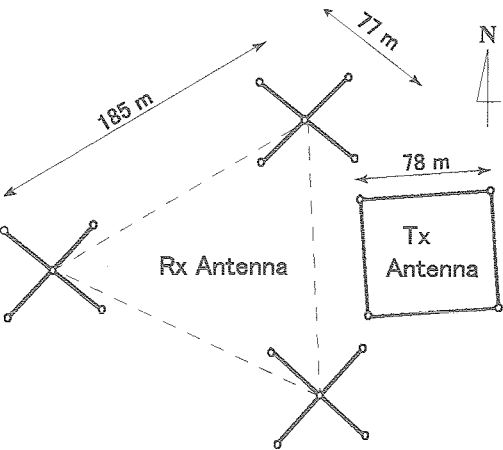


図1 山川MFレーダーの送受信アンテナ配置図.

表1 山川MFレーダーの主要諸元

(緯度, 経度)	(31.20N, 130.62W)
中心周波数	1.9550MHz
周波数帯域幅	60kHz
尖頭電力	50kW
パルス長	48 μ s
時間分解能	2 分
サンプリング間隔	2km

3. 観測結果

図2に山川MFレーダーで得られたロケット発射前後5日間の電子密度・東西風（東向き正）・南北風（北向き正）を示す. 2004年1月15日0UTから20日0UTまでの30分平均値である. 図中の赤い縦線がロケット発射時刻（2004年1月17日15:30UT）を表している.

水平風は、東西風・南北風ともに高度約78km以上でほぼ連続的にデータが得られている. 高度100kmまで観測データが得られるが、MFレーダーのFCA法で得られる高度約90kmを超える水平風速は過小推定されているという議論があるため [Cervera and Reid, 1995], 本稿では水平風速の表示を高度94kmまでに留めてある. 東西風・南北風ともに潮汐と思われる1日周期成分が顕著に見られている. ロケット発射時は東西風の大きさが数m/sと小さく、南北風が北向き約40m/sほどであったことが分かる. 潮汐やロケット発射時の水平風の詳細は、3.1節で議論する.

電子密度は昼と夜で観測される高度範囲が大きく異なっている. 昼間は高度約80km以下で、夜間は主に高度約

80km以上で電子密度が得られている。電離圏D領域の電子密度は、太陽水素ライマンアルファ（1216 Å）・宇宙線・X線などを電離源とし、水和クラスターイオンや負イオンを含んだ複雑なイオン化学過程に支配されている。この領域のイオン化学過程には未解明の部分が多いが、昼間の電子は主に太陽水素ライマンアルファによるNOの電離で生成されることが知られている。MFレーダーでは偏波による電波吸収量の違いを利用して電子密度を推定しているが、電波吸収が強くなり過ぎるとSN比が低下し電子密度推定が困難になる。昼間は高度60-80kmといった低高度でもある程度電子密度が、高度80km以上になると（特にXモードの）電波吸収が強くなり過ぎて、電子密度推定が困難になっていると考えられる。一方夜間は主要電離源である太陽水素ライマンアルファがなく電子密度が低いために、高度80km以下では分反射エコーのSN比が小さい。ある程度電子密度が高くなる高度80kmより上でのみ電子密度が得られている。

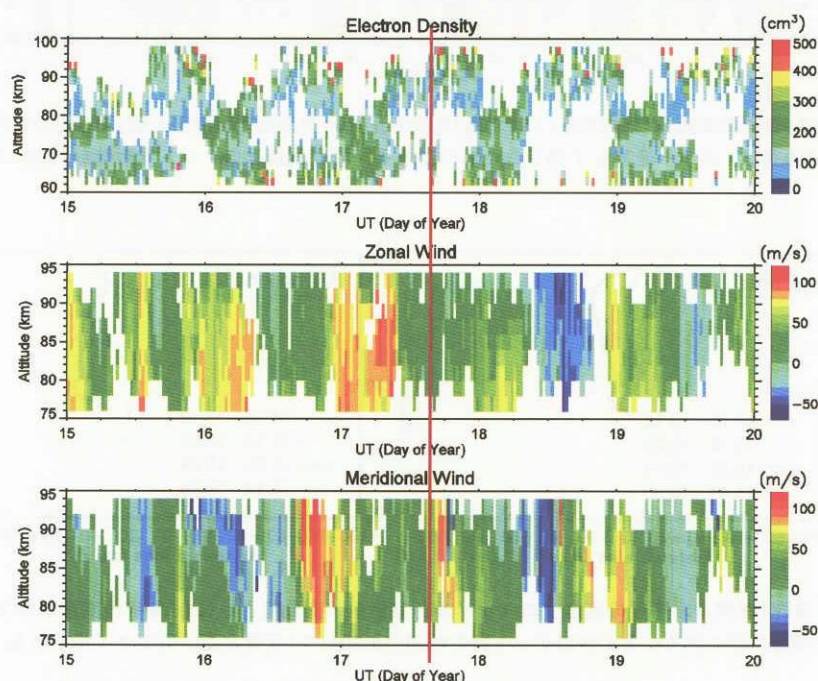


図2 山川MFレーダーで観測されたロケット発射前後5日間の電子密度・東西風（東向き正）・南北風（北向き正）。2004年1月15日0UTから20日0UTまでの30分平均値を示している。赤い縦線がロケット発射時刻（2004年1月17日15:30UT）を表している。

3.1 水平風速

ロケット発射前後5日間の東西風・南北風の1日周期変動成分を図3に示す。図2で示した30分平均観測値に20-28時間の帯域通過フィルターを施して得られたものである。東西風では4UT、南北風では22UT付近に最大となる1日潮汐波が顕著に見られて、その位相は時間とともに下方へ伝搬している。ロケット発射時（図中の赤い縦線）は東西風の1日潮汐が西向きに最大で、南北風の1日潮汐が北向きに強まっていく時間帯に相当している。

図4にロケット発射前後約1時間の水平風の高度プロファイル変化を示す。東西風・南北風ともに16分平均高度プロファイルを4つずつ重ねて表示しており、太実線で示されているのがロケット発射時刻（15:30 UT）を含んだプロファイルである。この1時間に東西風は、高度76kmから95kmの範囲において約0-20m/sの風速を示しており、高度方向の変化は小さい。一方南北風は高度85km以下では時間方向の変化は小さいが、高度が上がるにつれて風速が強まる傾向が見られる。高度85km以上は時間変化も大きく、ロケット発射前30分で高度92kmの風速は約40m/sも変化している。ロケット発射時の南北風は高度82kmで約54m/sの風速を示すのをピークに、その上下の高度で風速が減少しており、高度76kmでは約28m/s、高度94kmでは約34m/sの値を取っている。

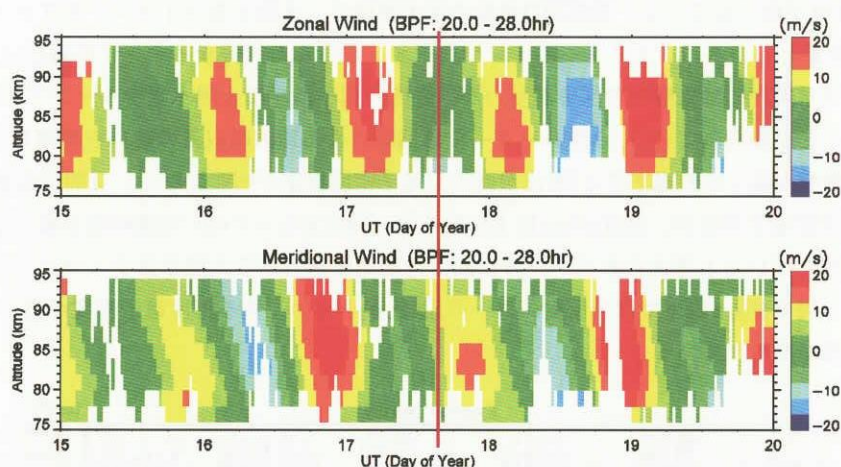


図3 ロケット発射前後5日間の東西風(東向き正)・南北風(北向き正)の1日周期変動成分。図2で示した水平風速30分平均観測値に20-28時間の帯域通過フィルターを施して得られたものである。赤い縦線はロケット発射時刻(2004年1月17日15:30UT)を表している。

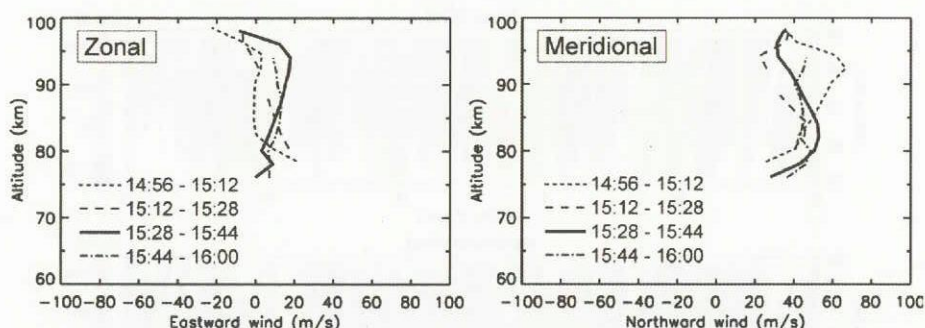


図4 ロケット発射前後約1時間の水平風の高高度プロファイル。東西風・南北風ともに16分平均高度プロファイルを4つずつ重ねて表示しており、太実線で示されているのがロケット発射時刻(15:30 UT)を含んだプロファイルである。

3.2 電子密度

図5に示すのはMFレーダーで推定された電子密度の1時間平均高度プロファイルである。ロケット発射前後8時間分を示している。点線はIRI90モデル [Bilitza, 1990] で得られた電子密度である。1時間平均しているにもかかわらず、推定された高度プロファイルには欠損値が多い。図2の電子密度と水平風のデータ量を見ても分かるように、MFレーダーによる電子密度推定は水平風推定よりも難しい。その原因の一つに、電子密度がXモード・Oモードの受信信号振幅比の高度微分という誤差を含みやすい量から推定されることが挙げられる。さらにMFレーダーによる電子密度推定では、その推定方法に未だ検討課題が多い。例えば電子と中性大気の衝突周波数にはCIRA-86[Fleming et al., 1990]の大気圧を用いて仮定した値を用いているが、この値が変動すれば推定される電子密度も大きく変化する。そのため、得られる電子密度の絶対値を議論することはMFレーダーでは困難であり、ここでは得られた推定値の相対的変化のみに注目する。

ロケット打ち上げ1時間前の14:30UTに比べ、打ち上げ時の15:30UTでは高度94km以上で電子密度の急激な増加が見られている。この高度94km以上での電子密度の上昇はロケット発射1時間後の16:30UTでもまだ見られており、少なくとも数時間の時間スケールを持っていたと考えられる。

図6に示すのはロケット発射時のXモードとOモードの受信信号振幅比 (A_{xo}) と反射係数比 (R_{xo}) の高度プロファイル (1時間平均値) である。 A_{xo} が観測値であり、 R_{xo} は様々な仮定のもとにAppleton-Hartreeの式 [Sen

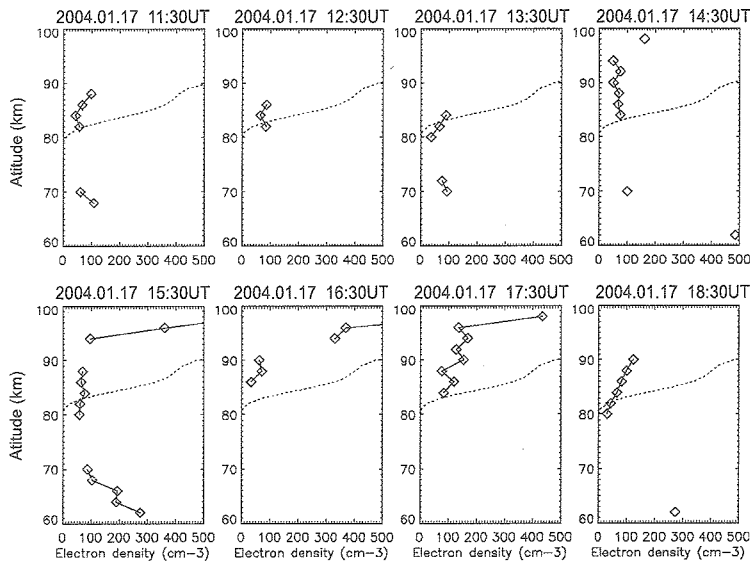


図5 山川MFレーダーで推定された電子密度の1時間平均高度プロファイル。ロケット発射前後8時間分を示している。点線はIRI90モデル [Bilitza, 1990] で得られた電子密度である。

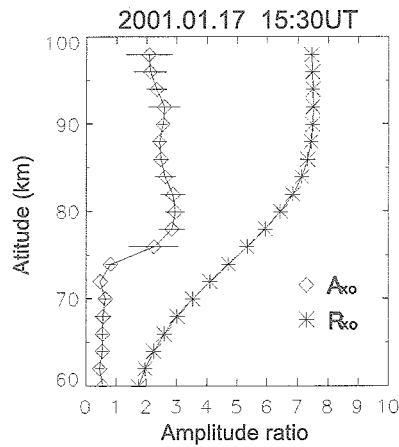


図6 ロケット発射時のXモードとOモードの受信信号振幅比 (A_{xo}) と反射係数比 (R_{xo}) の高度プロファイル。1時間平均値を示している。

and Wyller, 1960] から計算される値である。電子密度はこれら A_{xo} や R_{xo} の高度微分を用いて計算される。図6において、高度92km以上で A_{xo} が減少に転じており、これはXモードの受信信号がOモードに比べてより減衰していること示している。Xモードは電子密度が上昇すると減衰を受ける特徴を持つことから、高度92km以上で電子密度が上昇していることがこのデータからも分かる。

4. 議 論

水平風は、ロケット（フォイル・チャフ観測）や信楽MUレーダー（流星観測）でも同時に観測されている。フォイル・チャフによる水平風との比較は、小泉他 [2005] で行われているため本稿では省略する。信楽MUレーダーの流星観測は本キャンペーン期間中流星高度の決定精度が悪かったため、水平風の高度方向の議論は困難であるが、今後MFレーダーと比較することで高度90km付近の風速の水平構造を調べることは可能と考えられる。

MFレーダーで観測された電子密度は、ロケット発射時に高度94kmから上で急激な上昇を示している（図5）。様々な仮定を用いた電子密度推定過程を経る前の、観測生データに近い A_{xo} の高度プロファイル（図6）でも高度

92km以上で電子密度の上昇が示唆されている（2kmの高度差は、MFレーダーの高度方向のサンプリング分解能が2kmであり、電子密度がA₃₀₀₀F₂の高度微分から推定されるということから理解できる）。よって絶対値の議論は難しいまでも、高度90kmを超えたあたりから電子密度が上昇していたのは観測事実と考えられる。

一方ロケット観測による電子密度は高度88kmあたりで急上昇を示しており、MFレーダーの観測結果と高度方向にずれがある。中波帯の電波は電子密度の高い空間を伝播する際に群遅延を受ける。レーダーは送信パルスと受信パルスの時間差から高度を求めているため、MFレーダーの電波が群遅延を受けると見かけの高度が高くなる。MFレーダーによる電子密度上昇開始高度がロケットによる高度よりも高い原因の1つとして、このMFレーダー電波の群遅延が考えられる。

また、MFレーダーとロケットでは高度分解能や観測対象空間が大きく異なる。MFレーダーのビーム幅は半値全幅で30-50度と広いため、例えば高度80kmにおける観測視野は水平方向に40-80km程度の広がりを持つ。得られたデータをロケット観測データと比較する際には、高度分解能の違いや見ている空間の違いにも注意が必要である。

5. まとめ

WAVE2004キャンペーンにおけるS310-33ロケット発射時刻（2004年1月17日15:30UT）前後の山川MFレーダーの水平風速・電子密度観測結果を報告した。

水平風速は、東西成分・南北成分ともに位相が下方へ伝播する1日潮汐成分が顕著に見られていた。ロケットは、東西風の1日潮汐が西向き最大で南北風の1日潮汐が北向きに強まっていく時間帯に打ち上げられたことになる。電子密度はロケット打ち上げ時に高度94km以上で急上昇を示している。XモードとOモードの受信信号強度比でも高度92km以上での電子密度上昇が示唆されており、絶対値の議論は難しいものの、この電子密度上昇は観測事実と考えられる。ただし、電子密度が高くなると中波帯の電波は群遅延の影響を受けるため、MFレーダーで見られている電子密度上昇開始高度は真の高度より高い可能性がある。

参 考 文 献

- [1] Bilitza, D. (Ed.), International reference ionosphere 1990, Rep. NSSDC 90-22, Greenbelt, Maryland, 1990.
- [2] Briggs, B. H., The analysis of spaced sensor records by correlation techniques, MAP handbook, 13, 166-186, 1984.
- [3] Cervera, M. A., and I. M. Reid, Comparison of simultaneous wind measurements using collocated VHF meteor radar and MF space antenna radar systems, Radio Sci., 30, 1245-1261, 1995
- [4] Fleming, E. L., S. Chandra, J. J. Barnett, and M. Corney, Zonal mean temperature, pressure, zonal wind and geopotential height as functions of latitude, Adv. Space Res., 10, 11-59, 1990.
- [5] Igarashi, K., I. Nishimuta, Y. Murayama, T. Tsuda, T. Nakamura, and M. Tsutsumi, Comparison of wind measurements between Yamagawa MF radar and the MU radar, Geophys. Res. Lett., 23, 3341, 1996.
- [6] 小泉 宜子, 村山 泰啓, 川村誠治, 阿部 琢美, 小山 孝一郎, WAVE2004キャンペーンにおけるフォイル・チャップによる中性風測定と電子密度測定との比較, 本研究報告, 2005.
- [7] Manson, M. A., and C. E. Meek, Partial reflection D-region electron densities, MAP handbook, 13, 113-123, 1984.
- [8] Murayama, Y., K. Igarashi, D. Rice, B. Watkins, R. Collins, K. Mizutani, Y. Saito, and S. Kainuma, Medium frequency radars in Japan and Alaska, for upper atmosphere observations, IEICE Trans., E83-B, 1996-2003, 2000.
- [9] Sen, H. K., and A. A. Wyller, On the generalization of the Appleton-Hartree magnetoionic formulas, J. Geophys. Res., 65, 3931-3950, 1960.