

第5回MUリーダーシンポジウム

2010年1月19・20日

京都大学生存圏研究所

はじめに

1981年から3ヶ年をかけて建設されたMUレーダーは、1984年11月に完成し、ただちに全国共同利用を始めた。それ以来、25年間にわたり中層大気力学、電離圏現象、対流圏の大気現象の科学解明に威力を発揮してきた。また、MUレーダーで培われたレーダー技術は、小型Lバンド境界層レーダーやインドネシアでの赤道大気レーダー開発などに活用されてきた。

MUレーダーでは3度にわたり改修が行われたが、特に2004年2月に「MUレーダー観測強化システム」が導入された。最新鋭の超多チャンネルデジタル受信機を導入し、レーダーイメージング法により大気の微細構造を得られるようになった。また、アンテナ等の一部を取り替えて、感度向上を図った。信楽MU観測所にはライダーや小型レーダーを初めとした種々の光・電波計測装置が集結しつつあり、MUレーダーを中心とした世界有数の大気観測拠点が構築されている。

人類の生存に深く関わる地球環境の変化、資源の枯渇などが広く議論されており、こうした要請に応え人類の生存基盤について中長期的視野に立ち研究開発を進めることを目的として2004年に生存圏研究所が設立された。同研究所発足に合わせ、MUレーダー共同利用は、研究所の全国国際共同利用機能の中心となり継続発展してきた。2007年には専門委員会に2名の国外委員を迎え国際共同利用を促進している。年4-5件の国際共同利用を受け入れ、最新のレーダー技術を用いた共同研究実施を通じて国際交流が進んでいる。また、MUレーダーの新機能を用いた研究を発展させるために、一般課題よりも長期間を割り当てる連続・集中観測（キャンペーン観測）を公募している。

MUレーダー共同利用は生存圏を構成する4つの「圏」のうち大気圏を主なターゲットとしてきたが、共同利用の新展開として、大気圏に留まらず隣接する宇宙圏、森林圏、人間生活圏との有機的連携を目指すことで、生存圏科学の発展に貢献してゆきたい。

最後になるが、本シンポジウム開催に当たり参加された方々に深い謝意を示したい。

京都大学生存圏研究所
MUレーダー全国国際共同利用専門委員会
委員長 津田敏隆

目次

対流圏・下部成層圏ケルビン・ヘルムホルツ不安定波の形態学的研究 深尾昌一郎, H. Luce, 妻鹿友昭, 山本真之, 橋口浩之, 山本衛	1
空間・周波数多チャンネル干渉計観測による対流圏 3 次元イメージング 西村耕司, 佐藤薫, 佐藤亨, 和田誠	7
大気レーダー・RASS による気温、水蒸気の微細構造観測 古本淳一, 津田敏隆	11
梅雨前線帯低気圧の発生・発達に関係した風速場の鉛直構造 柴垣佳明, 橋口浩之, 東邦昭, 山中大学, 深尾昌一郎	15
梅雨後期の近畿地方における線状降水帯形成に見られるマルチスケールの様相 東邦昭, 清原康友, 山中大学, 柴垣佳明, 楠田雅紀, 藤井健	19
対流圏自由大気中の乱流と拡散の観測 堀口光章, 福井哲央, 植田洋匡	25
京都大学における可搬型小型大気レーダーの開発 橋口浩之, 津田敏隆, 山本衛, 山本真之, 古本淳一, 深尾昌一郎, 佐藤亨, 山中大学, 中村卓司, 浜津享助, 渡邊伸一郎, 今井克之	29
大気境界層観測用レンジイメージング・ウィンドプロファイラーの開発 森谷祐介, 橋口浩之, 山本真之, 妻鹿友昭, 山本衛, 今井克之, 足立アホロ, 中里真久, 田尻拓也, 柴垣佳明, H.Luce	35
GNU Radio を用いたウィンドプロファイラー用デジタル受信機の開発 脇阪洋平, 橋口浩之, 山本衛, 山本真之, 森谷祐介, 妻鹿友昭, 今井克之, 足立アホロ, 柴垣佳明	41
信楽 MU 観測所周辺域における物質交換・輸送・混合過程の精密測定 東邦昭, 古本淳一, 橋口浩之, 津田敏隆	47

信楽サイトにおける森林水文観測計画について 戎信宏, 高瀬恵次	51
MUレーダーと衛星放送電波の同時観測結果について 前川泰之, 柴垣佳明	53
X バンド、Ka バンドレーダを用いた降雨・雲観測装置の概要 扇澤一平, 大東雄二, 市山尚, 田尻拓也, 中里真久	57
沖縄偏波降雨レーダによる改良型バイスタティック降雨観測実験 川村誠治, 花土弘, 杉谷茂夫, 中川勝広	63
インドネシアにおける下部対流圏水平風 ～ウィンドプロファイラネットワーク観測と客観解析データの比較～ 田畑悦和, 橋口浩之, 山本真之, 山本衛, 山中大学, 森修一, Fadli Syamsudin, Timbul Manik.....	69
昭和基地 VHF レーダー装置 (下部熱圏探査レーダー) の開発 堤雅基, 佐藤薫, 佐藤亨, 富川喜弘, 西村耕司, 山岸久雄, 山内恭, 山本衛, 中村卓司	75
MU レーダー超多チャンネルイメージングによる電離圏不規則構造の研究 斎藤享	77
中緯度電離圏における E 領域 F 領域相互作用と中規模波動の生成 山本衛	83
The neutral wind effect of Weddell Sea Anomaly (WSA) in the ionosphere C. H. Chen, A. Saito, C. H. Lin, J. D. Huba	87
中規模伝搬性電離圏擾乱の MU レーダー・光学・GPS 観測 大塚雄一, 塩川和夫, 小川忠彦, 斎藤昭則	89

低軌道衛星と GPS 衛星の TEC データを用いて中緯度域の TEC 増大現象の研究 五井紫, 齋藤昭則, 西岡未知	95
大気光イメージャ・MU レーダー・ナトリウムライダーによる中間圏重力波の 同時観測 鈴木臣, 中村卓司, 江尻省, 堤雅基, 塩川和夫, 川原琢也	101
2 次元非静力学中性大気モデルを用いた下層大気起源の大気擾乱の数値実験 松村充, 品川裕之, 家森俊彦	107
MUレーダーによる改良型流星観測の開発 堤雅基, 中村卓司, 佐藤薫, 麻生武彦, 佐藤亨	113
MU レーダーと外部受信点との同時電波観測による流星の軌道決定について 藤原康徳, 濱口佳之, 上田昌良, 中村卓司, 堤雅基, 阿保真	117
2009 年 7 月 22 日の皆既日食イベント:国内イオノゾンデ・GPS 全電子数観測結果 津川卓也, 加藤久雄, 久保田実, 品川裕之, 石井守, 齋藤昭則, 五井紫	121
MU レーダー流星モードと光学観測による MLT 領域の空間構造の研究 中村卓司, 堤雅基, 江尻省, 鈴木臣, 川原琢也, 塩川和夫, W.Ward	127
MUレーダーによるしし座流星群の観測 渡部潤一, 佐藤幹哉, 中村卓司, 堤雅基, 阿部新助	131
Advances in meteor head echo analysis Johan Kero, Csilla Szasz, Takuji Nakamura, Toshio Terasawa, Hideaki Miyamoto, Koji Nishimura	135
Monthly meteor head echo observations with the Shigaraki MU radar Csilla Szasz, Johan Kero, Takuji Nakamura, David D. Meisel, Toshio Terasawa, Hideaki Miyamoto, Koji Nishimura	137

超高エネルギー宇宙線の空気シャワーからのMUレーダー・エコー検出実験
寺澤敏夫, 浅野勝晃, 中村卓司, 佐川宏行, 福島正己, 吉田英人, 宮本英明,
吉田龍生, 本田健, 河崎善一郎, 山崎了.....139

対流圏・下部成層圏

ケルビン・ヘルムホルツ不安定波の形態学的研究

深尾昌一郎^{1,2}, H. Luce³, 妻鹿友昭², 山本真之², 橋口浩之², 山本衛²

¹ 福井工業大学, ² 京都大学生存圏研究所, ³ Université du Sud-Toulon Var

1. はじめに

ケルビン・ヘルムホルツ不安定 (Kelvin-Helmholtz instability; KHI) は安定成層大気中の晴天大気乱流 (clear air turbulence; CAT) のもっとも重要なもののひとつである (e. g., Browning and Watkins, 1970)。KHI は大気中の風速鉛直シアの強い高度で生成され、熱や物質を上下に混合し輸送にする。また力学エネルギーを消散し大規模力学場にも影響を与える (e. g., Shapiro, 1980; Gavrilov et al., 2006)。

KHI の古典的なライフサイクル像は実験室やコンピュータシミュレーションにより詳しく調べられている。リチャードソン数 $Ri = N^2/S^2$ (ただし N は Brunt Väisälä 振動数; S は水平風の鉛直勾配) が 0.25 以下のとき、水平層構造が力学的に不安定となり、KH 波 (KH billow) が生成される。これにより生じた渦回転 (roll) により流体は不安定となり、最終的に碎波する。安定成層大気中に頻繁に観測される温度薄層はこのサイクルの最終段階である乱流混合の結果であるとされている。KH 波をレーダーで観測すると、エコー強度は屈折率勾配が大きい上下端で強くなり、乱流混合が進んだコア内部では小さくなることが知られている。しばしば見られるレーダーエコーの“S”字型構造は一般に紐 (braids) あるいはキャッツ・アイ (cat's eye) などと呼ばれる。

これまで観測の困難さのため、上部対流圏・下部成層圏で KH 波を捉えた報告例は少なかった (e. g., 深尾他, 2009; Luce et al., 2008, 2009)。本研究では VHF 帯 MU レーダー (滋賀県甲賀市信楽町; 34.85° N, 136.10° E) に距離影像法 (Range IMaging: RIM, 或いは Frequency domain Interferometric IMaging: FII) を適用して対流圏と下部成層圏で観測された事例について報告する。当然観測分解能は従来のものに比して格段に向上している (e. g., Fukao, 2007)。KHI のライフサイクル、特に従前の観測でも余り確認されていない二層分離について論じる。

2. MU レーダー/距離影像法による観測

MU レーダーの通常観測モードの最も高い高度分解能は 150 m である。一方、これに距離影像法 (FII) を適用するとより高い高度分解能の輝度 (brightness; エコー強度に相当) 分布がえられる。今回の FII 観測では、帯域 1 MHz 中の隣接した 5 周波をパルス毎に切替えて送信し、それぞれ受信された信号にカポン (Capon) フィルターを施し出力を最小化する (e. g., Hassenpflug et al., 2008)。この処理ではウェイトベクトルが信号対雑音比に依存する適応型フィルターとなる (深尾・濱津, 2005)。大気レーダーにおける FII の有効性は既に確認されている (Palmer et al., 1999; Luce et al., 2001)。

本研究のために特別観測キャンペーン『TANUKI (Turbulent Atmosphere observatiONs Using a Ka-band radar and other IMaging radars)』が設定され、2008 年 10~11 月にかけてほぼ 1 ヶ月間実施された。

3. 観測結果

3.1 典型的な KHI の事例

TANUKI キャンペーンでえられた KHI の事例を順に示す。サンプリング時間間隔はいずれも 6 秒である。図 1 上図は 2008 年 11 月 10 日の事例で高度 6.2 km 近傍に典型的な KH 波が捉えられている。この高度域で風シアは 24 m/s/km と大きかった。1212LT~1231LT には平均周期 1 分 36 秒の KH 波が計 11 連みられる (同中図)。KH 波の最大振幅は約 1,000 m、水平波長は約 4 km である。その直下には乱流薄層が存在する。両者の散乱は等方的で、大気が強く乱流混合されていることが示唆される。一方その下方の 3.0~5.2 km の高度域は分反射が卓越している。TANUKI キャンペーンで捉えられた多くの KH 波は、 Ri が比較的大きく 0.25 に近い。さらに砕波・混合・二層分離という古典的な発展過程を辿らずに、時間とともに消滅してゆくことが特徴である。

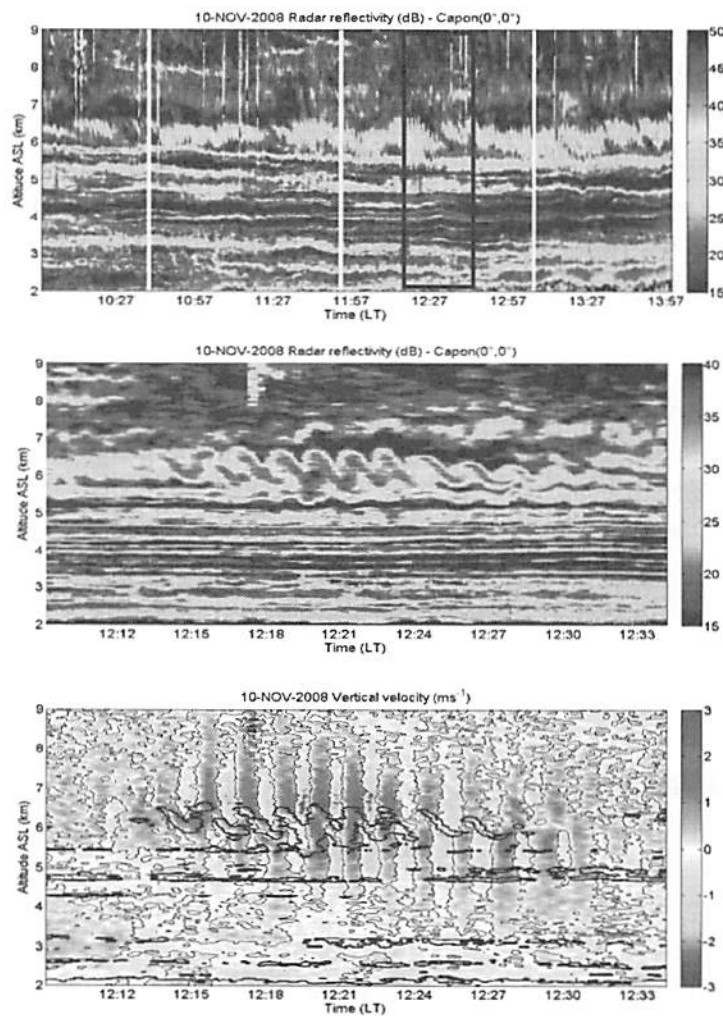


図 1 (Top) Height-time cross-section of radar reflectivity between 2.0 km and 9.0 km from 1000 LT to 1400 LT. (Center) The expanded view corresponding to the inset in the top panel. (Bottom) The corresponding vertical velocity. The thick contours indicate the 34-dB reflectivity level. The thin contours show $w=0 \text{ ms}^{-1}$.

KH 波が現れているとき鉛直流 (W) に広い高度範囲 (4~9 km) で振幅の大きな準単色の振動を伴っている (この事例では最大振幅 ± 3 m/s)。またその位相が KH 波の上下で 90° 異なっているのも過去の事例と符号する (e.g., Klostermeyer and Ruster, 1980; Chilson et al., 1997; Luce et al., 2008, 2009)。Howard and Maslowe (1973) によれば位相差は Ri に依存し、 90° は Ri が 0.25 に近いとき生じる。

3.2 KH 渦の発達と減衰

図 2 に高度 1.6 km 近傍に観られた KH 渦 (vortex) の発達・消滅過程 (第 1~5 段階) を示す。レーダー反射率 (同図上図と中図) はすべての段階で殆どビーム方向に依存しない。このことから既に第 1 段階の KH 波発生前から小規模な等方性乱流が発達していたと考えられる。第 2 段階で水平層が KH 波で変形され、その後の第 3 段階で振幅約 400 m の渦に発達している。渦内は渦端に比べてレーダー反射率が小さい。第 4~5 段階になると浅く平坦となり、0052LT には最終的に二層構造が形成されている。しかしこのような KHI の発達・消滅の全段階が観られるのは MU レーダーではまれである。この KH 渦は約 20 m/s/km の南北風シアに伴っており、渦軸方向は略東西で、南方向に伝搬していることが確かめられている。鉛直流 (同図下) の方向は想定される渦回転 (roll) と符合する。なお周期は 3 分 20 秒で水平波長は約 1 km である。

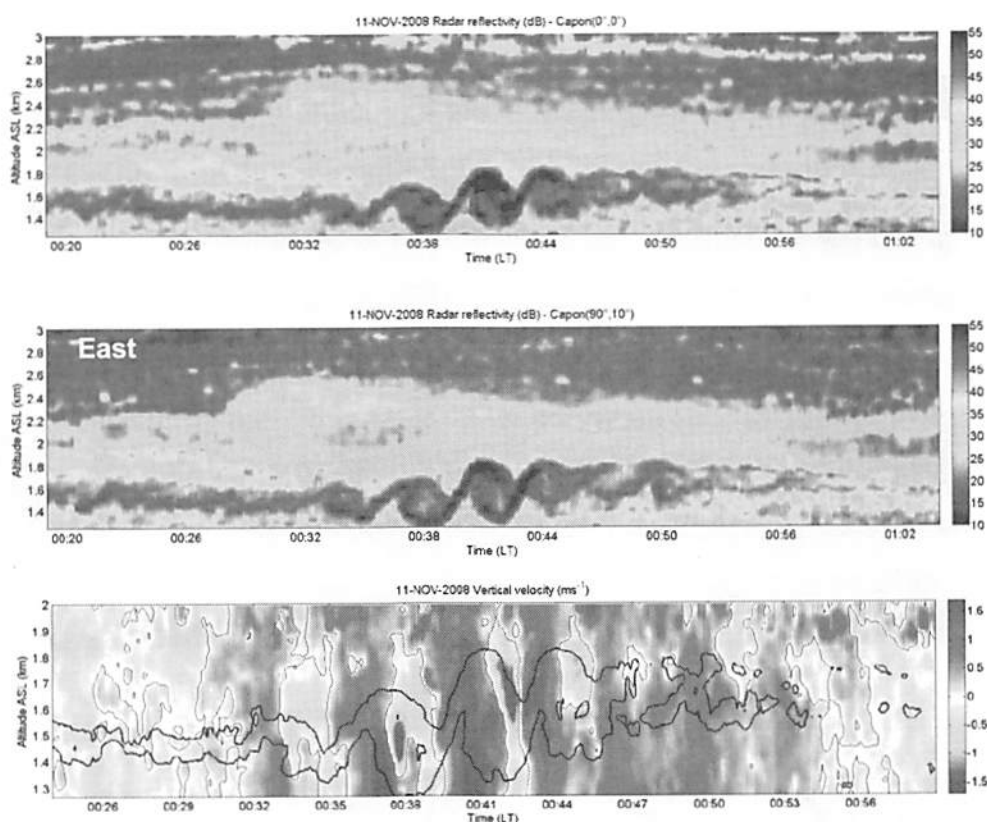


図 2 (Top) Height-time section of radar reflectivity between 1.245 km and 5.0 km from 0020 LT to 0105 LT showing several KH rounded billows around the altitude of 1.5 km. (Center) Same as the top panel for the East beam. (Bottom) The corresponding height-time section of vertical velocity W. The contour shows the 46-dB reflectivity level.

3.3 乱流泡 (Turbulent plume)

図3上図は鉛直ビームのレーダー反射率を示す。高度 16.6~17.0 km で、2330LT 付近の約 15 分間、上述の KH 波 (振幅 800 m) が観られる。一方、高度 12.6~13.6 km に 9 時間以上も持続する薄層が存在する。その直上 15.2 km までは比較的レーダー反射率の小さい層であり、1930LT 頃から 0300LT 頃まで持続している。

注目すべきは高度 13.5 近傍の強い反射薄層の上に、「束」にまとまった構造が不規則に現れることである (同図中図)。これは強い反射層が一部漏れて上の低反射層へ侵入しているように見える。KH 波と異なり、「紐」状構造は顕著でなく、いわば「泡」(plume) のような形状と言うべきである。同図下は対応する鉛直 W である。W の揺らぎは泡の内部にまで浸透している。2358LT 頃の特に顕著な乱流泡の内部には明らかに上昇流 ($W > 0$) と下降流 ($W < 0$) が存在し、渦回転 (roll) が出来ているのではないかと考えられる。

信楽 MU 観測所から放球 (航跡は図3上・中図内の黒線) された GPS ゾンデの温位観測結果から、対流圏界面高度は 12.65 km で、高度 13.4~14.8 km 間で準中立 (nearly neutral layer; NNL) となっていることが判明している。NNL の下半分では安定度は比較的強く力学的に不安定であるが、上半分では比較的安定であった。乱流泡の分布はこの構造と矛盾しない。この渦構造は古典的な KHI のライフサイクルでは知られていない。図3で 0300LT 頃に乱流泡が消滅した後に高度 14.0~15.0 km の間に再び乱流薄層が現れている。このことから乱流泡は KHI が再度成層構造に戻る最終段階の構造を示唆しているものと考えられるが今後検討が必要である。

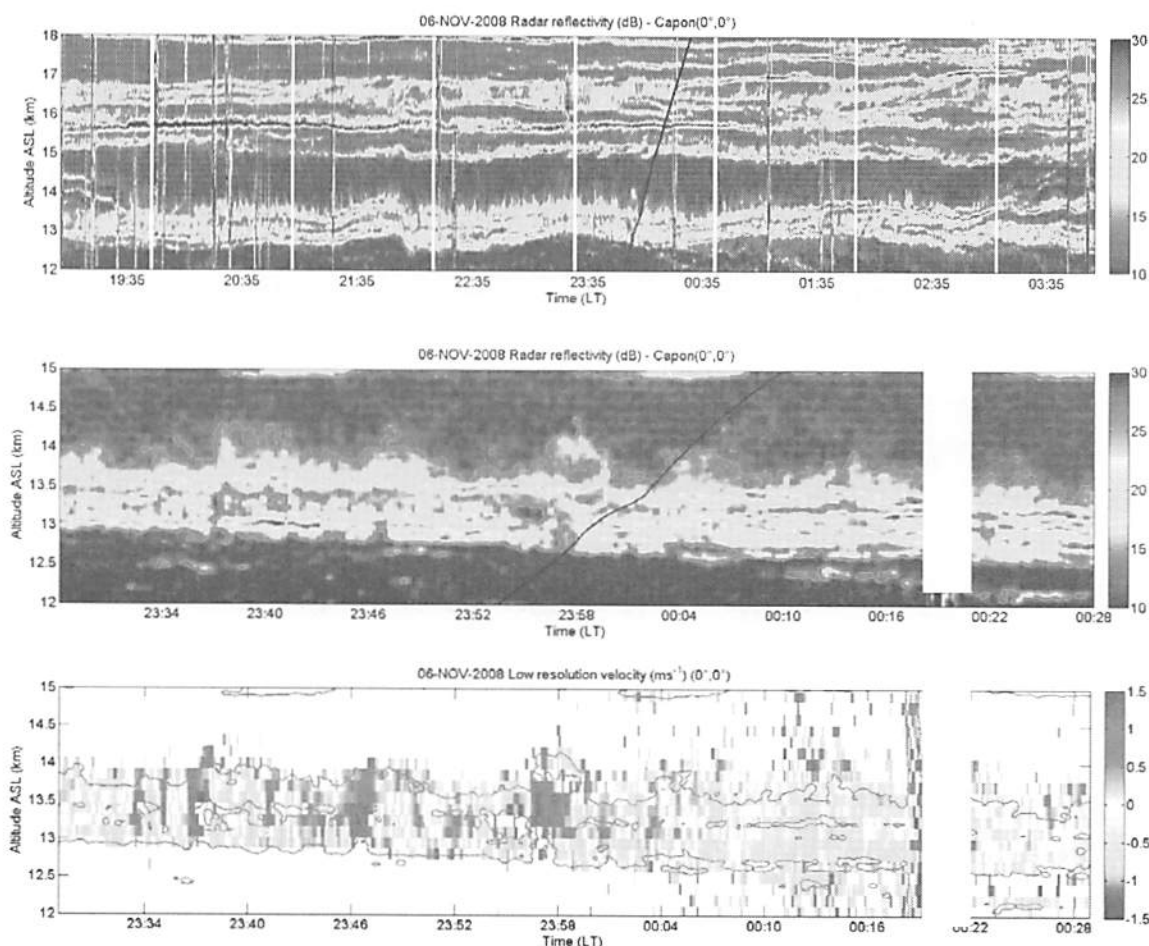


図3 (Top) Height-time section of radar reflectivity between 12 km and 18 km from 1900 LT on 06 November 2008 to 0400 LT on 07 Nov 2008. (Center) An expanded view between 12.0 km and 15.0 km from 2325 LT to 0030 LT and the reflectivity contour level of 13 dB. The black line in the top and center panels is for the balloon trajectory. (Bottom) The corresponding height-time section of vertical wind (W).

4. まとめ

50 MHz 帯 MU レーダーにレーダー映像法を適用して初めて長期間の高分解能観測が試みられた。捉えられた KHI はいずれも形態的にはこれまで FMCW レーダーや X-帯レーダーで境界層大気や対流圏中に観られたものに酷似した組紐構造をしている (e. g., Atlas et al., 1970; Gossard, 1990; Browning, 1971)。しかしその規模は、層厚は数百 m で水平波長は 1500~3000 m と若干大きい。またその寿命は略 30 分以下である。

本観測で指摘された特徴は、KHI が対流圏・下部成層圏中のあらゆる場所・時間に普遍的に存在するものでないこと、並びに Case 2 を除く殆どすべての KH 波が、碎波・混合・二層分離という古典的な発展過程を辿らずに、そのまま時間とともに消滅していることである。これは Ri が 0.25 より小さくなると直ちに層不安定が生じて、再び Ri が元に戻るにより完全な KHI にまで発展していないことを示唆するものである。

さらに乱流泡 (turbulent plume) が、準中立層の直上で発見された。これは KHI の終末期、まだ活動を続けている乱流薄層から乱流が漏れてくるもののように考えられる。しかしこれを結論付けるには、この前に確かに KH 波の活動があった観測的証拠を示す必要がある。

参考文献

- Atlas D., J. I. Metcalf, J. H. Richter, and E.E. Gossard, The birth of "CAT" and microscale turbulence, *J. Atmos. Sci.*, 27, 903-913, 1970.
- Browning, K. A., Structure of the atmosphere in the vicinity of large-amplitude Kelvin-Helmholtz billows, *Q. J. R. Met. Soc.*, 97, 283-290, 1971.
- Browning, K. A., and C. D., Watkins, Observations of clear air turbulence by high power radar, *Nature*, 227, 260-263, 1970.
- Chilson, P. B., A. Muschinski, and G. Schmidt, First observations of Kelvin-Helmholtz billows in an upper jet-stream using the VHF frequency domain interferometry, *Radio Sci.*, 32, 1149-1160, 1997.
- 深尾昌一郎・濱津享助, 気象と大気のレーダーリモートセンシング, 京都大学学術出版会, 491 頁, 平成 17 年 (2005).
- Fukao, S., Recent Advances in Atmospheric Radar Study, *J. Meteor. Soc. Japan*, 85B, 215-239, 2007.
- 深尾昌一郎・Hubert Luce・妻鹿友昭・山本真之・山本衛・田尻拓也・中里真久, Radar observations of mammatus clouds and turbulence in three frequency bands, 第 23 回大気圏シンポジウム・講演集, http://www.isas.jaxa.jp/j/researchers/symp/2009/0226¥_taikiken¥_proc.shtml, 2009
- Gavrilov N. M., S. Fukao, H. Hashiguchi, K. Kita, K. Sato, and Y. Tomikawa, Combined MU radar and ozonesonde measurements of turbulence and ozone fluxes in the tropo-stratosphere over Shigaraki,

- Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi:10.1029/2005GL024002, 2006.
- Gossard, E. E., Radar research on the atmospheric boundary layer, in *Radar in Meteorology*, Ed. D. Atlas, Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass., 1990
- Hassenpflug, G., M. Yamamoto, H. Luce, and S. Fukao, Description and demonstration of the new Middle and Upper atmosphere Radar imaging system: 1-D, 2-D, and 3-D imaging of troposphere and stratosphere, *Radio Sci*, 43, RS2013, doi:10.1029/2006RS003603, 2008.
- Howard, L. N., and S. A. Maslowe, Stability of stratified shear flow, *Boundary-Layer Meteorol.*, 4, 511-523, 1973.
- Klostermeyer, J., and R. Rüster, Radar observations and model computation of a jet stream-generated Kelvin-Helmholtz instability, *J. Geophys. Res.*, 85, 2841-2846, 1980.
- Luce, H., M. Yamamoto, S. Fukao, D. H elal, and M. Crochet, A Frequency radar Interferometric Imaging applied with High Resolution Methods, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 63, 221-234, 2001.
- Luce, H., G. Hassenpflug, M. Yamamoto, S. Fukao, and K. Sato, High-resolution observations with MU radar of a KH instability triggered by an inertia-gravity wave in the upper part of a jet-stream, *J. Atmos. Sci.*, 65, 1711-1718, 2008.
- Luce, H., T. Nakamura, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, and S. Fukao, MU radar and lidar observations of clear-air turbulence underneath cirrus, *Mon. Weather Rev.*, In press, 2009.
- Palmer, R. D., T.-Y. Yu, and P. B. Chilson, Range imaging using frequency diversity, *Radio Sci.*, 34, 1485-1496, 1999.
- Shapiro, M. A., Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere, *J. Atmos. Sci.*, 37, 994-1004, 1980.

空間・周波数多チャンネル干渉計観測による対流圏3次元イメージング

西村耕司 (情報・システム研究機構)、佐藤薫 (東大院理)、
佐藤亨 (京大院情)、和田誠 (極地研)

1. はじめに

乱流は、大気中の対流不安定やシア不安定等に伴い発生し、運動エネルギーから熱エネルギーへの変換機構として重要である。また、汚染物質等の大気微量成分輸送における拡散機構の役割を果たしており、実態の把握が望まれている。本研究では、乱流散乱の微細構造を可視化するため、MUレーダーによる多周波数多チャンネル観測を利用した3次元高分解能イメージング法の開発を進めている。空間分解能のみならず高時間分解能を実現することで、MUレーダーの視野を通過する間の散乱構造の時間変化が観測可能となり、乱流現象の理解が深められることが期待される。

2. 観測スキームとイメージングアルゴリズム

MUレーダーの周波数切り替え機能と、サブアレイ分割受信機能を用いた3次元干渉計による観測を行う。パルス毎に切り替えられる複数の周波数を用いることでパルス長内の距離が位相差に、またサブアレイ受信により送受信ビーム幅以下の角度が位相差にそれぞれ変換される。これにより受信信号とエコー強度の3次元的分布が以下のように関連付けられる。簡易な方法としては、3次元位置に対応する位相回転を与えて受信信号を加算することにより、3次元空間各点における散乱信号強度の推定像を得ることができる。より高分解能な推定像を得るためには、注目する空間位置以外からの散乱信号を除去した推定を行う必要がある。ここでは線形拘束最小分散推定法 (Capon法) [1]を用いた像推定を行う。Capon法では、ターゲットの空間位置に対応する位相拘束条件の下で、合

成出力が最小となるよう決定された各チャンネルの加算係数を用いて信号の推定を行い、散乱強度は

$$p(r) = \frac{1}{c^H R^{-1} c}$$

と表される。ただし、 c は周波数、ターゲット位置、受信アンテナ位置の関数となる移相ベクトル

$$c = [\dots e^{j(k_m \cdot r_n - \omega_m t)} \dots]$$

で、 R は信号共分散行列である。

信号共分散行列は、全チャンネル (ここでは125チャンネル) の分散、共分散を含む125x125行列で、SN比と時間分解能を考慮し適切な時間重み付け平均をしたものとする。本研究では、均一重みで約6秒間平均したものを用いる。

観測モードは図1に示すように2つのモードの交互とし、それぞれ以下のように構成する。モード1: 周波数はMUレーダーで利用可能な46.0, 46.25, 46.5, 46.75, 47.0の5周波、受信サブアレイはアンテナ各19本で構成される25群のそれぞれを受信チャンネルとする25チャンネルを用いる。よって、全チャンネル数はその積の125チャンネルとなる。パルス圧縮符号はSpano&Ghebrebrhan(1996)による16bit符号を使用し、IPPは400 μ sとした。励振位相は同位相、つまり送受信ビーム方向は天頂とした。モード2: 背景風を取得するために、対流・成層圏定常観測で用いられる標準5ビームモードを使用した。

散乱体となる乱流は背景風による移流によりレーダーに対して移動しているが、相関平均時間内の移流が一定以上になると正しい像が得られなくなる。そこで強度推定の対称とする空間を仮想的なセルに分割し、各セ

ル毎の可視化処理において、移流によるチャンネル間位相差の時間変化が0となるよう位相補正を行う[2]。この処理では、各セル毎に 125x125 の逆行列演算を必要とするため、計算量は大きなものとなる。

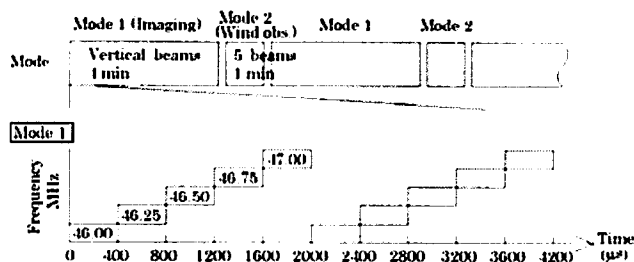


図1. 観測モードの概略

3. 高精度位相補正法

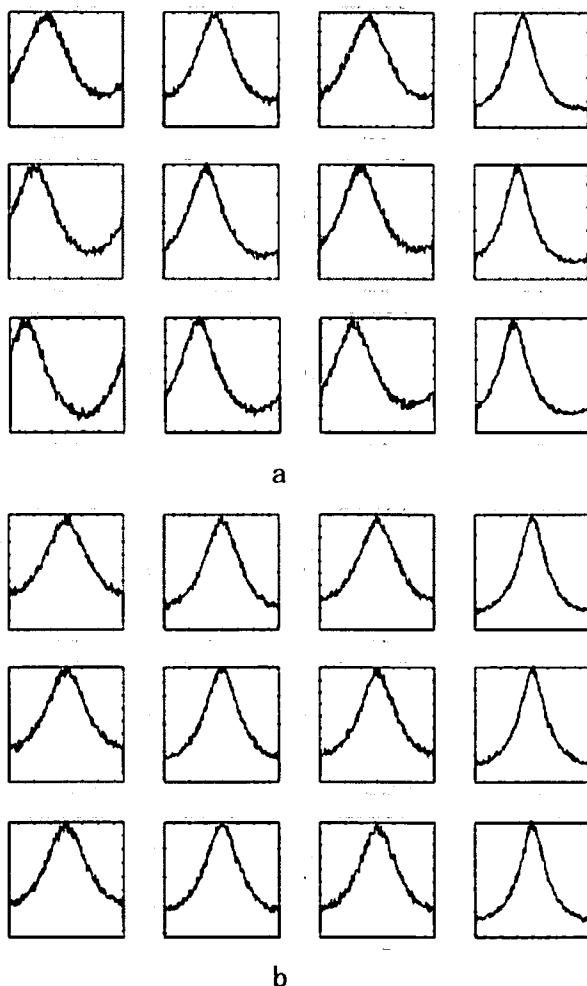


図2. (a)サブアレイ間の位相補正前、(b)位相補正後の位相差ヒストグラム。上・中・下段はそれぞれ46.0、46.5、47.0MHz。列ごとに異なるサブアレイの組み合わせになっている。

位相に誤差がある場合、Capon法の原理より、異なるチャンネルに含まれる信号同士を打ち消す挙動を示し、推定像が著しく劣化する。このため様々な要因で受信信号に含まれる位相誤差を除去する必要がある。しかし、観測対象となる空間には基準となる標的（例えば3次元位置の既知なハードターゲットなど）が存在しないため、明確な位相較正基準は得られない。そこで、大気エコーそのものを利用し位相較正を行う手法を用いた。

これは散乱体となる乱流の空間分布に特定の偏りがないと仮定し次のように考える。受信信号に含まれる大気エコーは、送受信時間差とパルス形状で決定される距離方向分布と、アンテナアレイの送受信ビーム特性で決定される角度空間分布を持つ。このため、周波数チャンネル間位相差とサブアレイ間位相差の中央値はそれぞれ、ターゲットまでの往復距離を光速で除した時間で決定される位相差とビーム中心（天頂）方向に対応する位相差、となることが期待される。よって、実際のデータからこれらを計算し、各チャンネル毎に位相補正值を決定する。ただし誤差はランダム性であることを前提としており、送信ビーム中心のオフセット誤差は解決できない。

散乱体となる乱流の空間分布が一様とみなせる十分長時間の信号を用いれば、受信信号チャンネル間位相差の中央値は、電波の往復時間で決定される位相（距離位相基準）、および電波の送信方向で決定される位相（角度位相基準）に一致すると考えられる。図2にMode 1の4分間における全レンジゲートの受信信号についてサブアレイ間の位相差を求めヒストグラムにしたものを示す。本来期待値は0であり、ピークが0(中央)にくるべき位相差ヒストグラムに明らかなオフセットが見られる。

このオフセット値は、振幅の大きなクラッタによる影響を軽減するため、例えばサブアレイ1と2の間の位相差の代表値は

$$\angle \gamma_{12} = \sum \frac{S_1^* S_2}{|S_1^* S_2|}$$

とし、これがすべてのサブアレイ間で0となるよう補正を行った。周波数チャンネル間の補正も同様である。

5. イメージング結果

2007年7月28日の観測で得られたデータに対してイメージング処理を行った。図3は周波数領域干渉計(FDI)により得られた散乱強度の時間-鉛直プロットおよびラジオゾンデにより観測された風速プロファイルである。図3において、対流に起因するとみられる強い乱流が観測されている14:19' - 14:23' LTについて3次元イメージング処理を行ったもののXZ断面を図4に示す。相関積分時間・時間分解能は6秒とした。各画像中央部(X=0)で上下に伸びる高輝度のカラムは、鉛直送信ビームパターンおよび分反射の影響によるものである。高度3000から4000m付近で西側より移流してきた構造が、形を変えながらレーダー上空を通過していく様子を捉えている。8枚のプロファイルの時間経過は約42秒、東西風速は約15m/sとすると、この間の背景風による移流距離は630m程度と見積もられる。レンジゲート間の連続性に配慮していないため送受信パルス形状に起因する縞模様が現れている。分解能は最高でレンジ方向、クロスレンジ方向共におよそ10倍程度になる。

104から110秒時点にかけては、対流に起因する複雑な屈折率構造がS字状に湾曲したカラムとして観測されている。これに対し、129秒時点以降においては鉛直(X=0)部分で顕著に輝度が小さくなっている。これは、ローカルな乱流の内部が十分に攪拌されることにより屈折率擾乱の振幅が小さくなった結果であると考えられる。また、このS字状構造は高さ3800mを中心として上下700mに対称的な輝度構造を示しているなど、興味深い点がみられる。今後、これらの構造の時間発

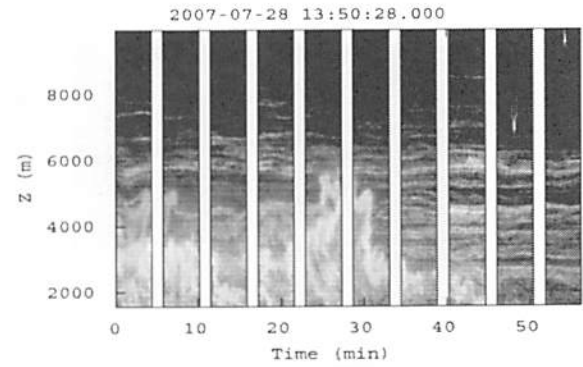


図3. 2007年7月28日13:50より1時間の観測データについてFDI処理を行ったレンジ-時間プロット。

展や速度場などについてより詳細な解析を行う。

6. まとめ

MUレーダーの機能強化で導入された5周波、25サブアレイの125チャンネル3次元干渉計機能を用いた高分解能イメージング手法の開発を行い、古典的な帯域幅と開口面積で規定されるものにくらべはるかに高い分解能で鮮明な像が得られることが確認された。

参考文献

- [1] R. D. Palmer, et al., "Coherent Radar Imaging using Capon's method," *Radio Sci.*, vol. 33, no. 6, pp. 1585-1598, 1998.
- [2] K. Nishimura, et al., "An Advection Compensation Algorithm for High-Resolution Imaging with Atmospheric Radar," *European Conference of Antennas and Propagat.* 20

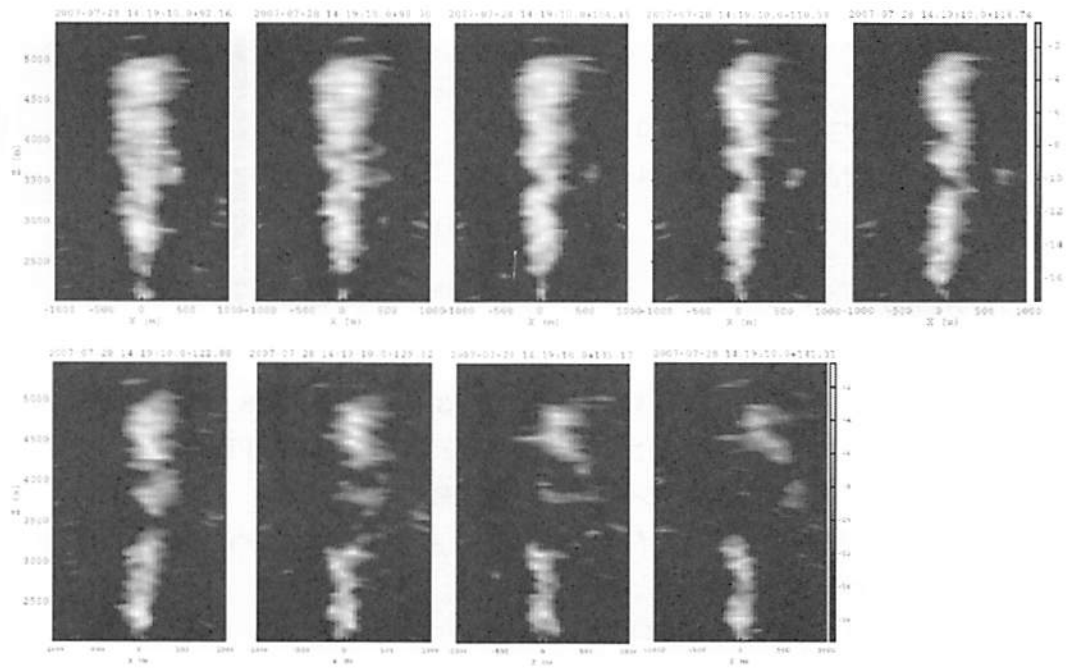


図 3.6 秒毎の XZ 断面。

大気レーダー・RASSによる気温、水蒸気の微細構造観測

古本淳一、津田敏隆
京都大学生存圏研究所

1. はじめに

風速、温度、水蒸気は大気の熱力学を支配する重要なパラメーターである。風速は運動エネルギー、気温は顕熱エネルギー、水蒸気は潜熱エネルギーに関連し、気象擾乱内部ではそれぞれが密接にエネルギーのやり取りを行っている。

MUレーダーをはじめとしたウインドプロファイラは風速を高い時間空間分解能で観測できる。また、音波と電波を組み合わせたリモートセンシング法である RASS(Radio Acoustic Sounding System)を用いることで仮温度の観測も可能となっている。また、近年、ウインドプロファイラを用いた水蒸気推定も可能となっている(Tsuda et al. 2001, Furumoto et al. 2003, 2005)。

本論文では、MUレーダーを用いて開発された最新の水蒸気推定手法である1次元変分法を用いた水蒸気推定の手法について述べる。MUレーダーでは2004年にMUレーダー観測強化システムが導入され、本格的な周波数両利き干渉計観測が実現した。これを用いた気温の微細構造観測についても述べる。

2. MUレーダーを用いた水蒸気推定

Gage(1985)によると大気レーダーの体積散乱率 η は以下のように表される。

$$\eta = \alpha M^2 N^2 \varepsilon^{2/3} \quad (1)$$

ここで α 、 M 、 N 、 ε はそれぞれ定数、屈折率の高度勾配、Brunt-Väisälä 振動数、乱流エネルギー消散率である。一方で、Otterstein(1969)によると M は下記のとおり表されることが知られている。

$$M = \frac{p}{T} \left(k_1 \frac{N^2}{g} + k_2 \frac{q}{T} \frac{N^2}{g} + \frac{1}{T} \frac{dq}{dz} \right) \quad (2)$$

k_1 、 k_2 、 k_3 は定数、であり、 p 、 T 、 q 、 z はそれぞれ大気圧、気温、水蒸気比、高度を表す。対流圏下層、中層の湿潤大気中では、(2)式の右辺を構成する3項のうち q の高度勾配による第3項の影響が支配的である。(2)式の温度はRASS観測から得られるので、 M が得られれば積分方程式を解くことで(2)式から水蒸気プロファイルが推定できる。ところが、レーダーでは M の符号が決定できないため、GPS可降水量データを援用して M の符号を拘束することで水蒸気を推定する。

最適な符号を決定する手法として1次元変分法を用いた新アルゴリズムを開発した。まず、1次元変分法について述べる。大気状態を示す一次元ベクトル

(状態ベクトル) を \mathbf{x} とし、その第一推定値を \mathbf{x}_b とする。また、全ての観測値からなる一次元ベクトル (観測値ベクトル) を \mathbf{y}_o で表す。状態ベクトルとして最低高度での気圧 p_0 、気温プロファイル T_n 、相対湿度プロファイル RH_n からなるベクトルを取る。一方で、観測値ベクトルとしては、各層での M の絶対値と地上 GPS 受信機から得られた水蒸気の高度積分値 IWV_{GPS} からなるベクトルとする。

ただし、レーダー観測では、 M の符号が不明であるため、評価関数に多数の不連続点ができる。 M の符号は一般的に負である確率が高いことから、変分法の評価関数 $J(\mathbf{x})$ を信楽 MU 観測所で打ち上げられたラジオゾンデから求めた M の符号の統計値 Pr を用いて以下のようにすることで、最適解探索を容易にする。

$$J_1(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) - J_{o1}(\mathbf{x})$$

$$J_{o1}(\mathbf{x}) = \ln \left[\sum_{i=1}^n (\text{Pr}(i) \cdot \exp(J_+(i)) + (1 - \text{Pr}(i)) \cdot \exp(J_-(i))) \right] \quad (5)$$

ここで、 \mathbf{B} 背景誤差共分散行列を示し、 n は \mathbf{y} の要素数を表す。ここで、 $J_+(i)$ 、 $J_-(i)$ は以下のように表される。

$$J_+(i) = -0.5(\mathbf{y}(i) - \mathbf{y}_o(i)) \mathbf{R}^{-1}(i, i)(\mathbf{y}(i) - \mathbf{y}_o(i))$$

$$J_-(i) = -0.5(\mathbf{y}(i) + \mathbf{y}_o(i)) \mathbf{R}^{-1}(i, i)(\mathbf{y}(i) + \mathbf{y}_o(i)) \quad (6)$$

にここで、 $\mathbf{R}(i, i)$ は、観測誤差共分散行列 \mathbf{R} の (i, i) 成分である。 Pr はラジオゾ

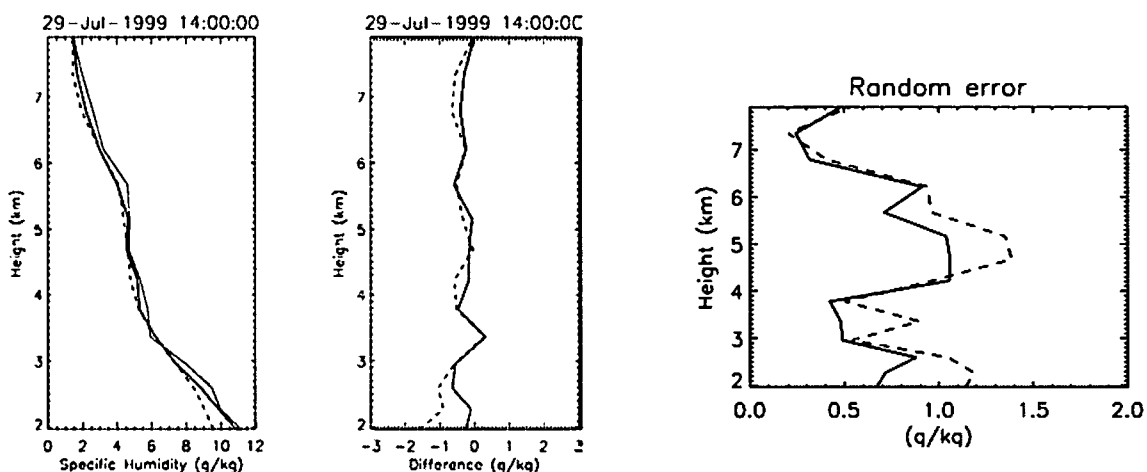


図 1: 水蒸気プロファイル推定結果(左)。破線、灰色線、黒実線はそれぞれ、第一推定値、解析結果、ラジオゾンデ観測値をそれぞれ、で示す。右図は第一推定値 (破線) および解析値 (実線) のラジオゾンデとの差のプロファイルを示す。

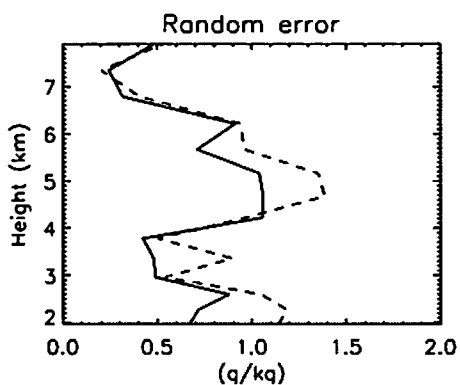


図 2: ラジオゾンデを真値と仮定した際のランダム誤差の高度分布。破線、実線はそれぞれ第一推定値、レーダー推定値の結果を示す。

ンデから求めた M の符号の統計値から求める。

第一推定値として気象研究所の MSM (Meso-Scale Model) 予報値を第一推定値として水蒸気推定を行なった (図 3)。高度 3km 以下では MSM 予報値がラジオゾンデ観測結果より水蒸気量が小さく見積もられているのに対して、同化結果では、よりラジオゾンデ観測結果と近づく結果を示しており、同化の結果水蒸気推定精度が第一推定値より精度が向上している。

図 2 に、6 例の推定結果をラジオゾンデ同時観測値と比較して得たランダム誤差成分のプロファイルを示す。水蒸気の多い高度 6km 以下においてランダム誤差は第一推定値より小さくなっており同化の結果より精度が向上していることを示している。

3. MU レーダー・RASS への周波数領域干渉計映像法の適用

RASS (Radio Acoustic Sounding System) はウインドプロファイラと音波発射装置を組み合わせることで仮温度を測定するリモートセンシング手法である。

従来、RASS の鉛直分解能はウインドプロファイラのパルス幅により決定されており MU レーダーの場合は 150m に留まっていた。本研究では、RASS 観測の鉛直分解能を向上させることを目的として、RASS 観測に周波数領域干渉計手法を適用した。

RASS 観測において強い RASS エコーを取得するには、音波の波長が電波の波長の半分となるブラッグ条件を満たす必要があることが知られている。ところが、音波波長は気温により変化するため、単色の音波を用いた場合は、ブラッグ条件を満たす特定の高度にのみ強い RASS エコーが取得されることになる。このため、一般に RASS 観測では時間とともに周波数の変化する FM チャープ音波を利用する。このとき、発射した音波パルス中でブラッグ条件を完全に満たす高度 (ブラッグ高度) が存在し RASS エコーはこの周辺のブラッグ領域と言われる L_{fm} の幅の高度領域から散乱される。この領域は、音波伝搬に合わせて上方移動してゆくことから、受信時系列をある部分時系列のみを解析することで特定の高度からの RASS エコーを抽出し鉛直分解能を向上させることができる。部分時系列抽出と周波数領域干渉計映像法を組み合わせることで RASS 観測の鉛直分解能を向上させた。

2006 年 10 月に行なわれた MU レーダー・RASS イメージング観測結果を用いて気温の高度分布を推定した。図 1 に 2006 年 10 月 29 日 9 時に得られた推定結果を示す。レーダーで得られた結果には明瞭な逆転層構造が 1.95km に見られ、1.95-2.10 km では正の温度勾配となっている。

この微細構造は同時観測されたラジオゾンデ観測結果とよく一致する。エラーバーで表された 26 分間の標準誤差は高度を通じて 0.05K 以下に収まっており RASS の周波数領域イメージング結果の統計的揺らぎが小さいことを示す。右図

に示す両者の差プロファイルは全高度を通じて 0.4 K 以下に収まっており優れた推定結果を示している。ただし、レンジゲートの境界付近で差異が大きく見られるのは、レンジゲート関数による振幅の補正がまだ不十分であることを示唆している。

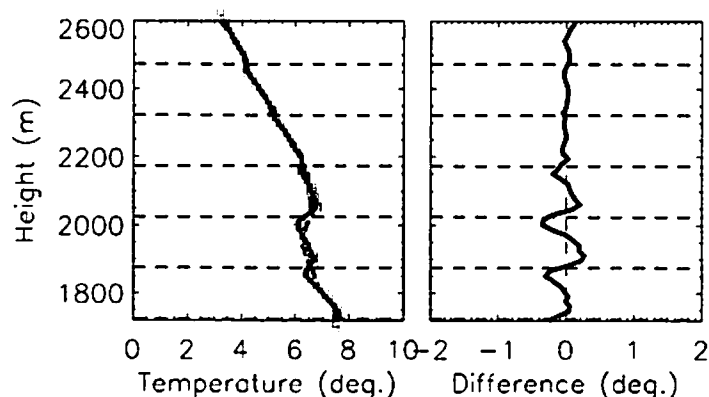


図 2:左図に RASS 観測により得られた仮温度プロファイル (黒実線) および 26 分間の標準誤差(エラーバー)を示す。同時観測されたラジオゾンデ観測結果を破線に示す。左図は、レーダーとラジオゾンデの仮温度の差プロファイルである。水平破線は従来の高度分解能である 150m の基準線。

4. まとめ

本研究では、風速を測定する機器であるウインドプロファイラの高度利用を行なうために水蒸気の推定アルゴリズムの開発および RASS による気温推定の鉛直分解能を向上に取り組んだ。特に、水蒸気推定アルゴリズムでは、一次元変分法を適用することでより精度の高い推定を実現し、レーダーデータを同化することで、第一推定値よりラジオゾンデ観測値とよく一致することを示した。

一方で、RASS による気温の観測には、周波数領域干渉計映像法を適用するアルゴリズムを開発した。RASS 観測に一般的に用いられる FM チャープ音波を用いた場合、ある時間の RASS エコーはブラッグ条件を満たす高度領域のみから散乱されるため、部分時系列を抽出することで鉛直分解能を向上させることも可能である。部分時系列抽出と干渉計観測を組み合わせることでより、よい鉛直分解能の推定が可能となり、推定結果はラジオゾンデ観測と一致する結果を得ることができた。

梅雨前線帯低気圧の発生・発達に関係した風速場の鉛直構造

柴垣 佳明¹、橋口 浩之²、東 邦昭²、山中 大学³、深尾 昌一郎⁴

(1: 大阪電通大、2: 京大 RISH、3: JAMSTEC、4: 福井工大)

1. はじめに

梅雨季には中国南部から北西太平洋まで伸びる長大な雲バンド（梅雨前線）が現れ、それは低気圧に対応した複数の雲システムの一続きの列構造として認められる。このような雲システムの寿命や構造は、低気圧の evolution に強く関係する。このような雲システムと前線帯低気圧との関係を明らかにするために、2008 年梅雨季 MU レーダー特別観測および気象庁 WINDAS との同時観測が行われた。本研究では、特別観測期間の循環場の特徴を述べた後、その期間に現れたメソ α 低気圧の雲システムに関係した発生・発達過程に係る風速場の振舞いについて報告する。

2. 2008 年 MU レーダー対流圏特別観測

2008 年 6 月 23 日～7 月 11 日の約 3 週間にわたり MU レーダー対流圏特別観測が実施された。図 1 はこの期間に MU レーダーで観測された南北風の時間・高度変化（上図）と梅雨前線に伴う雲域の緯度変化（下図）である。この年の近畿地方の梅雨明けは 7 月 5 日であり、この特別観測によって梅雨から夏への季節進行に伴う貴重なデータを取得することができた。

梅雨期間には、緯度 30°N 付近に梅雨前線の雲バンドとメソ α 低気圧が、緯度 50°N 付近に総観規模低気圧とそれに伴う南北に広がる雲システムが存在した。この期間、MU レーダー観測（緯度 34.85°N ）によって、下層では背の低い前線帯低気圧の風速変化を、中層・上層では背の高い高緯度総観規模低気圧の風速変化を捉えることができた。

3. メソ α 低気圧の多点観測

特別観測の 6 月 29 日にメソ α 低気圧が MU レーダー上空を通過した。図 2 はメソ α 低気圧に関係した雲システムの時空間変化を示す。この低気圧は、6 月 27 日に中国大陸で台風からメソ α 低気圧に変化し、その後梅雨前線帯を 36°N と 34°N 付近の 2 領域からなる雲システムを伴いながら東進した。メソ α 低気圧(L1)が 125°E に到達した際、その前方で発達した N 雲システム(36°N)内に新たな低気圧(L2)が発生した。次に、L2 が 130°E 以東の baroclinic zone に入り発達した際、さらにその前方で発達した S 雲システム(34°N)付近で新しい低気圧(L3)が現れた。

図 3 は、MU レーダーで観測したメソ α 低気圧(L2)周辺の鉛直流・南北風の時間・高度分布と MU サイトでの雲の南北分布の時間変化である。MU サイト上空では、29 日 0～8

時に高度 4 km 以下で 10 m/s を超える強い南風がみられ、それに対応した N・S 雲システムの通過が確認される。MU サイトは、N と S 雲システムの間位置していたため、南風がみられた時間には、それほど大きな上昇流は観測されなかった。

次に、MU レーダーで観測された低気圧に伴う南風の時空間変化について気象庁 WINDAS データを用いて調べた。WINDAS のウインドプロファイラは、ほぼ 130 km 間隔で全国に配置されており、今回は N 雲システムが通過した経路に相当する巖原、浜田、鳥取、福井、高田、熊谷、水戸の 7 地点と S 雲システムの経路に相当する市来、延岡、清水、高知、高松、美浜、尾鷲、名古屋、静岡、勝浦の 10 地点のデータをそれぞれ結合し、低気圧に伴う風構造とそれに伴う雲システムの evolution について調べた。

その結果、29 日 7 時頃までは、日本海に位置する L1 や L2 に伴う強い南風が N 側ネットワーク全般や、S 側ネットワークの S 雲システム付近で観測された(図 4 右参照)。その後、L1 は天気図で確認できなくなり、L2 は 134° E 付近で停滞した。これに伴い、N 側ネットワークでは徐々に南風は弱まった。一方、S 側ネットワークでは 11 時頃から S 雲システム周辺で南風が強まり始めた(図 4 左参照)。この南北風の東西勾配の強化は、天気図に L3 が表示される 10 時間前には S 雲システムに伴う正渦度擾乱(L3)が形成されたことを示しており、その後の発達過程を含めた L3 の鉛直構造の時空間変化を詳しく調べることができた。

4. まとめ

2008 年梅雨季に行われた MU レーダー対流圏特別観測期間に、メソ α 低気圧が日本列島を東進した。その際、メソ α 低気圧の前方では、雲システムの発達に伴い新しい低気圧が形成され、その後新しい低気圧がメインシステムとなって移動した。このようなメソ α 低気圧の複雑な evolution に関わる風速変化を MU レーダーと WINDAS 観測によって明らかにすることができた。

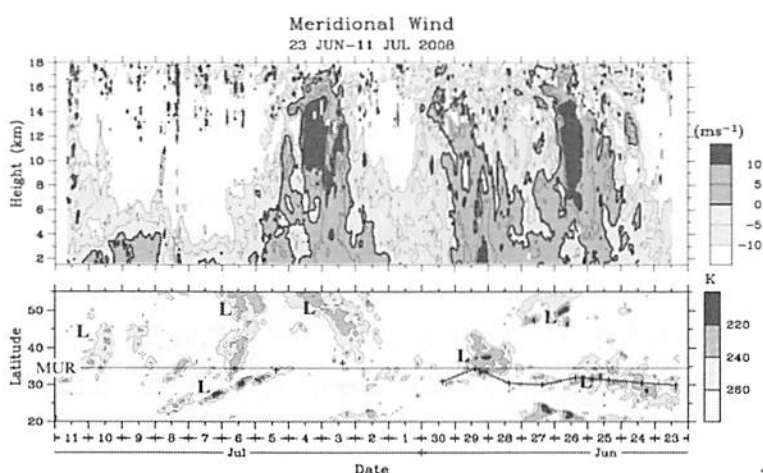


図 1: 2008 年梅雨季 MU レーダー特別観測期間の南北風の時間高度変化 (上図) と前線帯雲システムの緯度分布(下図)。

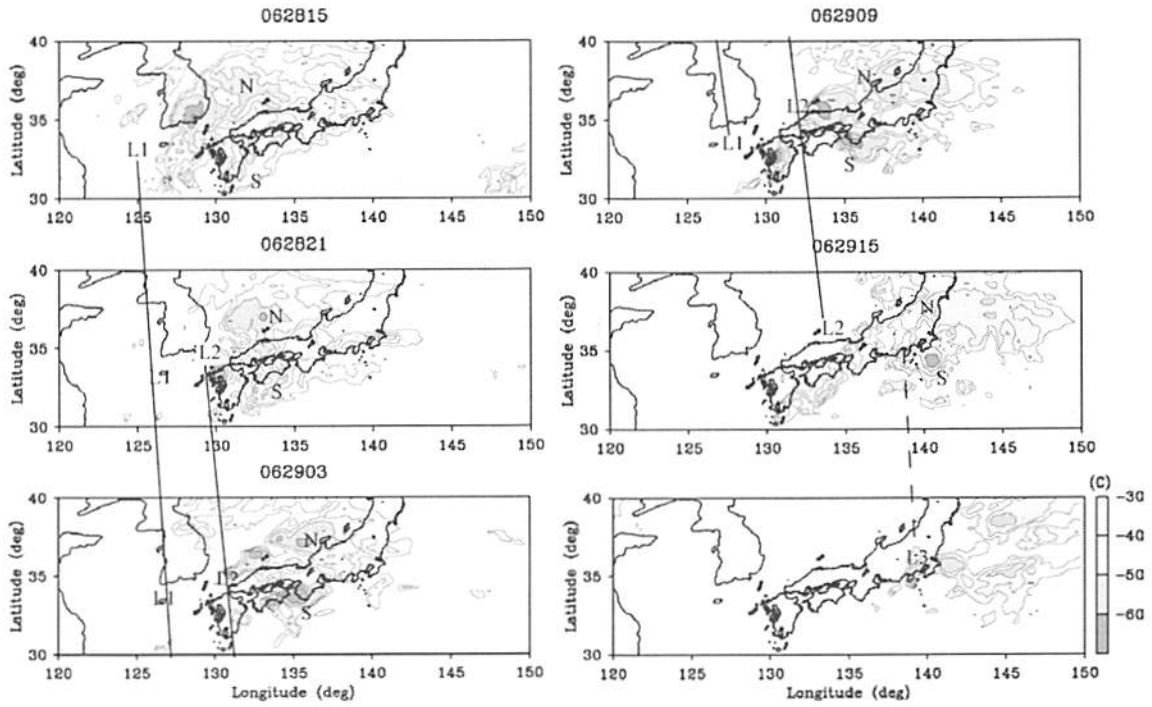


図 2: 2008 年 6 月 28 日 15 時～29 日 21 時の雲システムとメソ α 低気圧の evolution.

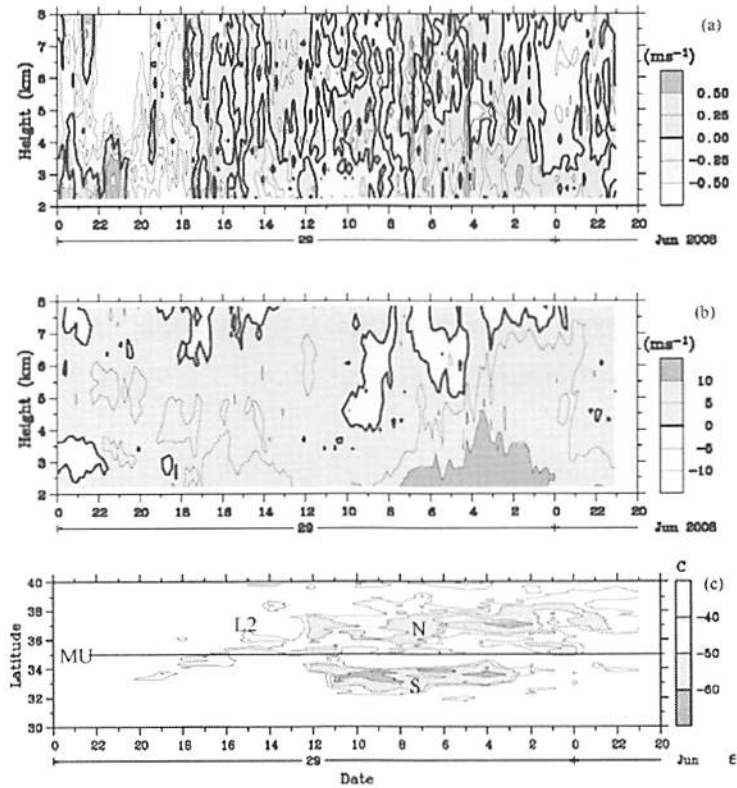


図 3: 2008 年 6 月 28～29 日に MU レーダーによって観測された(a)鉛直と(b)南北風の時間・高度変化、および(c)雲頂温度の 136° E での時間・緯度変化。

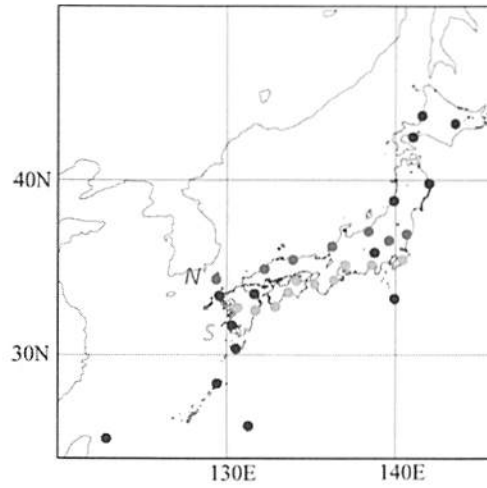


図 4 : N 雲システムと S 雲システムの移動経路に沿ったウインドプロファイラサイト。

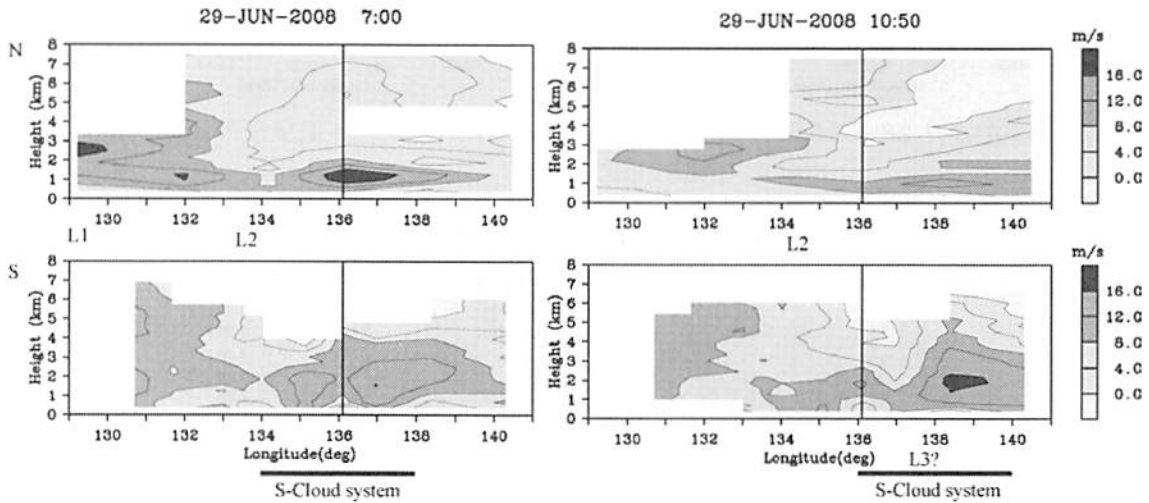


図 5: 2008 年 6 月 29 日 7:00 と 10:50 の南北風の経度・高度変化。ただし、上図と下図はそれぞれ N・S 雲システムの移動経度に沿ったウインドプロファイラデータを用いた。

梅雨後期の近畿地方における線状降水帯形成に見られる

マルチスケールの様相

東 邦昭¹ 清原 康友¹ 山中 大学^{2,1} 柴垣 佳明³ 楠田 雅紀⁴ 藤井 健⁵

¹神戸大学理学研究科

²JAMSTEC-IORGC

³大阪電気通信大学

⁴広島地方気象大

⁵京都産業大学

1. はじめに

近畿地方では、図 1 に示すような線状降水帯が形成される。この線状降水帯は強雨（降水強度が 30 mm h^{-1} 以上）をもたらすにもかかわらず、その形成を事前に予測するのは困難であり気象台や大学を中心にその形成条件を明らかにするために事例解析が行われてきた。その結果、この線状降水帯が形成する条件の 1 つとして寒冷前線が大阪湾を通過すること、紀伊水道で南寄りの風が卓越することが指摘されている（横田 1993；東・藤井 2004）。さらに東・藤井（2008）はこれらの結果をもとに 1999 年 1 年間に大阪湾を通過した寒冷前線（22 例）について線状降水帯の有無を調べた。その結果、線状降水帯を形成したのは 22 例中 3 例だけであり、3 例とも紀伊水道で降水帯形成前に 20 m s^{-1} 前後の南寄りの風が卓越していたことが明らかになった。

以上から近畿地方で形成する線状降水帯の形成条件として寒冷前線の通過という条件だけでは不十分であり、他の形成条件が存在することが考えられる。

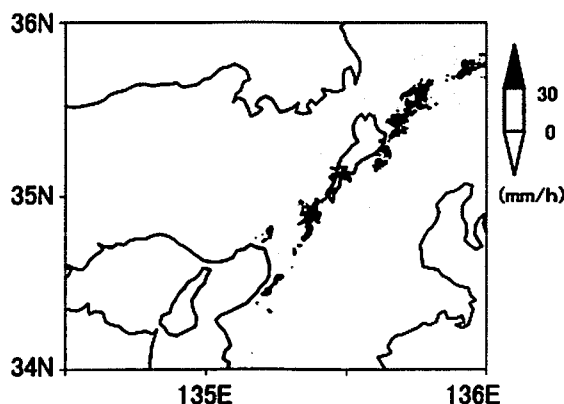


図 1 2006 年 7 月 2 日 0940JST の気象庁レーダーエコー分布図。

2. 背景と目的

中緯度では、傾圧不安定により温帯低気圧が発生し、その中により小さなスケールの擾乱が含まれる階層構造をしていることが知られている。しかし、さらに小さいスケールの構造については、それぞれの事例ごとに地形の影響など明らかにされつつあるが、まだ多くの未解明がある。本研究では、メソβスケール低気圧と降水帯の関係、またメソγスケールの地形の影響に対して観測的結果から導かれるマルチスケール構造を明らかにすることを目的としている。

3. 研究方法

メソ客観解析データやウィンドプロファイラー観測データがまとまって使える近年5年(2003~2007年の7月)について気象庁地上天気図から寒冷前線の通過数を調べた。その中で線状降水帯が形成された2006年7月2日と2006年7月5日の事例を含む4例で四国東部にメソβスケール低気圧(徳島小低気圧)が存在していた。本研究ではこの徳島小低気圧に着目し、自らが本研究課題で行ったレーウィンゾンデ観測データ、気象庁提供のレーダーデータ、客観解析データを用いてメソβスケールの構造を解析するとともにメソγスケールの構造を明らかにするために米国ペンシルバニア州立大学とペンシルバニア大とNCAR(National Center for Atmospheric Research)で開発されたMM5を使用した。

4. 結果

これまでに既に報告されたのと同様に、大阪湾に向かって対流圏下層の南寄りの風が強い日に線状降水帯が形成されることは明瞭であった。新しい知見として線状降水帯が形成される時に、四国東部に徳島小低気圧が形成されることがわかった。また強い南寄りの風はこの低気圧の東側で卓越していることが観測データの解析から明らかになった。日本海を東進するメソαスケール低気圧から寒冷前線が延び、そしてその通過の直前に徳島小低気圧がメソαスケールの暖域である四国東部で形成され、900hPa以下の暖域の南西風はメソβスケール低気圧の東側で強く($\sim 15 \text{ m s}^{-1}$)、それは寒冷前線の西側(寒気側)の西風と収束する(図2)。

時計回りの鉛直シアはこの南西風と700hPaの梅雨ジェット($20\sim 30 \text{ m s}^{-1}$)によって生みだされており(図3)、南西風は暖湿空気を大阪湾へ輸送し、そこで条件付不安定を増大させる(950hPa面の相当温位 $> 345 \text{ K}$, 600hPa面の相当温位 $< 335 \text{ K}$: 図4)。さらに数値シミュレーションの結果から、このような環境の下でメソγスケールの風下波が寒冷前線西側の西風と周囲の山(淡路島もしくは六甲山)によって形成されることが明らかになった(図5)。

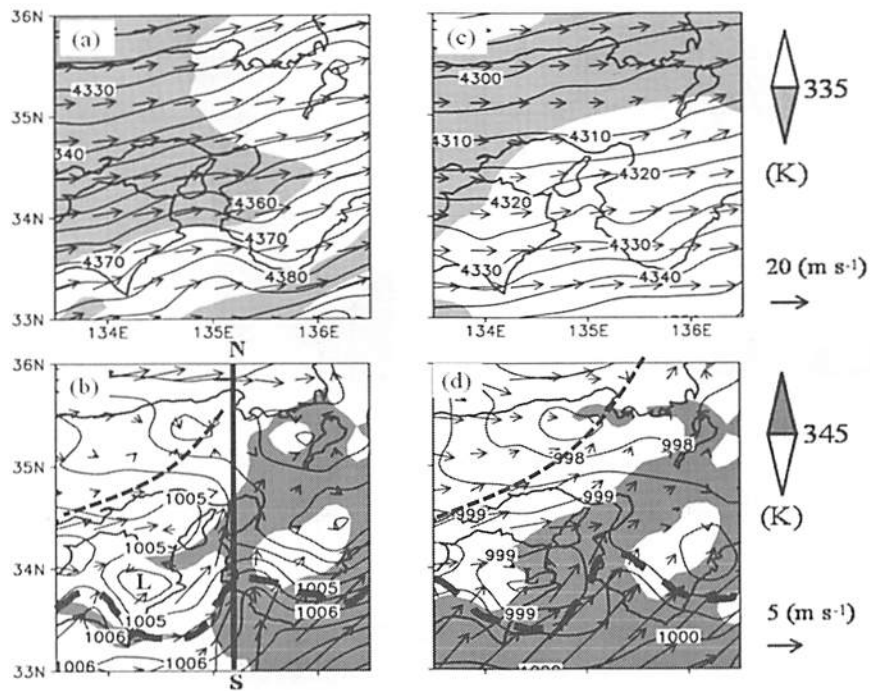


図2 メソ客観解析データによる7月2日09 JSTの (a) 600hPa面, (b) 950hPa面の相当温位(θ_e)場. コンターは (a)が高度 (m), (b)が海面気圧 (hPa)を示す. ベクトルは風向風速を示す. (c)と (d)は (a)と (b)と同じ図であるが7月5日21JST. 徳島小低気圧はLの記号で, メソスケールの波は太破線, 寒冷前線の位置は細破線で示す.

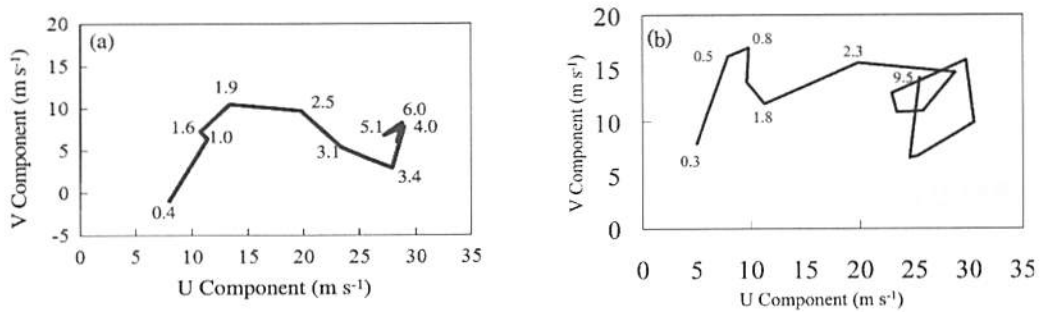


図3 (a) ウィンドプロファイラー観測データから求めた7月2日0650JSTの高松のホドグラフ. (b) レーゾンゾンデ観測による0652JSTの神戸大学のホドグラフ. 図中の数値は高度 (km)を示す.

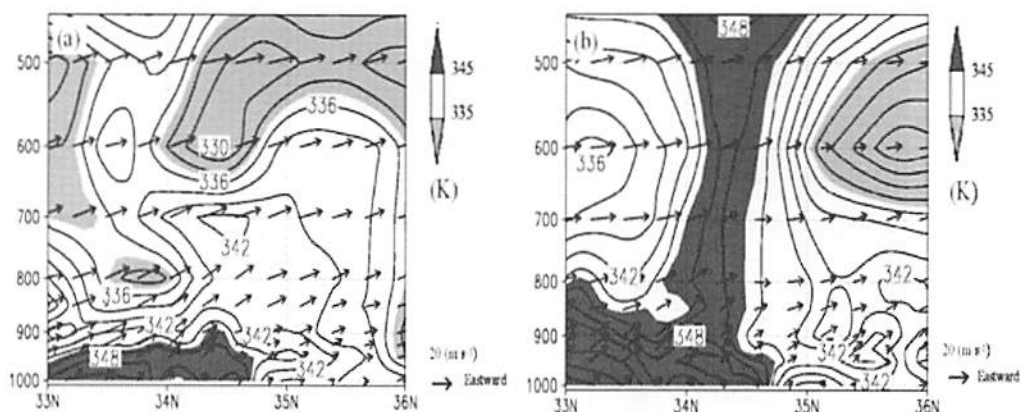


図4 東経 135.2 度の相当温位と θ_e と水平風の鉛直断面図 (図 2 の S-N に相当する.) (a) は 7 月 2 日 0900JST, (b) は 7 月 5 日 2100 JST を示す.

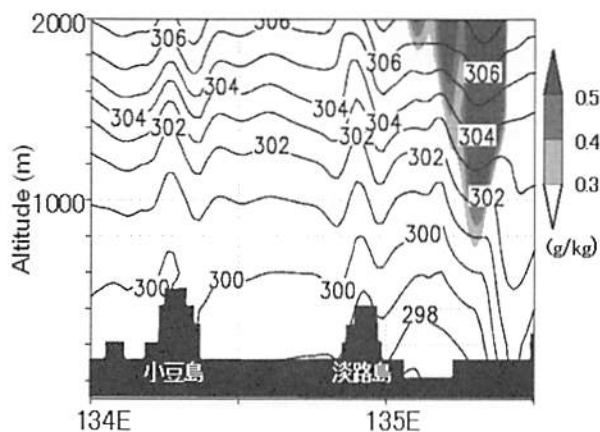


図 5 数値計算によって求めた温位・雲水量の北緯 34.5 度における経度高度断面図 (2006 年 7 月 2 日 0930JST). コンターは温位 (K), シェードは雲水量 (g kg^{-1}) を示す.

5. 考察とまとめ

徳島小低気圧の東側 (紀伊水道) では南風成分の強まりが見られ ($\sim 10 \text{ m s}^{-1}$), メソ α スケール寒冷前線の西側 (寒気側) 下層の西風との収束が見られた. またレーウィンゾンデ特別観測から, 上方 (700 hPa) の梅雨ジェット ($20\sim 30 \text{ m s}^{-1}$) との間に時計回りの鉛直シアの存在が明らかで, この強い南風成分は暖かく湿った空気を大阪湾周辺域へ輸送し, そこで条件付不安定を増大させていた. これらの条件が全て満たされたときに, さらに寒冷前線西側の西風が大阪湾周辺の山 (淡路島, 六甲山, さらにその北東の諸山地) を越えると, 風下側の大阪湾および周辺にメソ γ スケールの山岳波が形成され, この山岳波をトリガーとして線状降水帯が生じるものと考えられる (図 6).

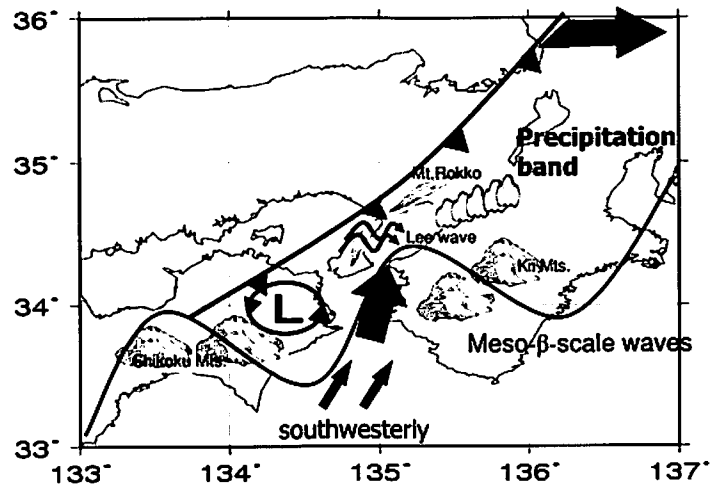


図6 線状降水帯とその環境場の模式図。シェードは山岳を表す。矢印は900hPaにおける風を、実線は海岸線に沿ったメソスケールの波を、徳島小低気圧をLで示す。

参考文献

Higashi, K and T. Fujii, 2004: A case study on local heavy rainfall observed in Kyoto city on 15 October 1998. Acta Humanistica et Scientifica Universitatis Sangio Kyotiensis, Nat. Sci. Ser., 33, 86-103 (in Japanese)

Higashi, K and T. Fujii, 2008: Environmental characteristics of formation of line-shaped precipitation systems in passage of cold fronts in the Keihanshin area in 1999. Acta Humanistica et Scientifica Universitatis Sangio Kyotiensis, Nat. Sci. Ser., 37, 81-93 (in Japanese).

横田寛伸, 1993: 大阪の淀川チャネル型大雨における back building, 1993 年度日本気象学会春季大会予稿集, 6.

謝辞

本研究で行った特別観測は、京都大学生存圏研究所信楽MU観測所共同利用研究、名古屋大学地球水循環研究センター共同利用研究（機器利用）の一環として行われました。関係の皆様に感謝申し上げます。

対流圏自由大気中の乱流と拡散の観測

堀口光章 (京都大学防災研究所)

福井哲央 ((財) 計量計画研究所)

植田洋匡 ((財) 日本環境衛生センター)

1. はじめに

大気中における運動量、熱など各種物理量や、水蒸気、汚染気体などさまざまな物質の拡散は主に大気乱流によっている。

この乱流と拡散については、特に大気境界層についてその解明が進められている。しかし、それより上空の対流圏自由大気や成層圏については不明なところがまだ多く残されている。

この研究では、自由大気中での運動量・熱の鉛直拡散を対象とし、乱流とそれによる拡散を MU レーダーなどによる観測から調べる。

2. 研究背景と目的

乱流についての標準的な渦拡散モデル (勾配拡散型モデル) では、レイノルズ応力 (乱流による応力) は平均場の勾配と結びつけられ、鉛直方向 (z 方向) の運動量の拡散は次式のように表現される (―は時間平均を示す)。

$$-\overline{uw} = K_m \frac{\partial \overline{U}}{\partial z} \quad (1)$$

ただし、 u は平均流方向の風速の変動成分、 w は鉛直方向の風速の変動成分、 U は平均流方向の風速の平均成分、そして K_m は運動量についての鉛直渦拡散係数 (渦粘性係数) である。

運動量の拡散 (レイノルズ応力) を広い空間にわたって直接に測定することは困難であるが、もし渦拡散係数 K_m が決められれば、平均風速場から求めることができる。そこで、今回の研究は、渦拡散係数の値を観測によって調べることを目的とする。

3. 研究の方法

今回の研究の解析では、1999、2000、2002 年のうち、晴天の数日の例を取り扱った。図 1 に観測時の大気状態の例として、信楽 MU 観測所から飛

揚されたラジオゾンデと MU レーダーによる 2000 年 10 月 4 日 12 時での気温、相対湿度、風の鉛直分布を示す。

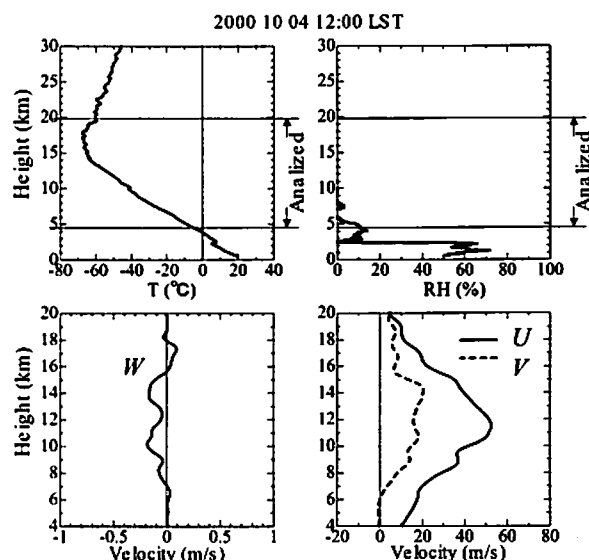


図 1: 2000 年 10 月 4 日 12 時における気温 (T)、相対湿度 (RH)、風速 3 成分 (U, V, W) の鉛直分布。

MU レーダーによる風の観測は、東西、南北、鉛直方向の風速 3 成分が 2 分間隔で得られており、このデータから平均成分 (U, V, W) と変動成分 (u, v, w) を求め、高度 4~20 km、150 m 間隔のデータを解析に利用した。なお、今回の解析での平均化時間は 2 時間としている。

また、RASS (Radio Acoustic Sounding System) による気温の観測データも解析に使用した。信楽 MU 観測所では、MU レーダー周辺に音波源を設置し、MU レーダーにより音波面のドップラー周波数を測定して音速を求め、音速と仮温度との関係から気温を算出している。測定は 2.7 分ごとである。これより、温位の平均成分 (Θ) と変動成分 (θ) を求めている。観測可能高度は対流圏内のみで 150 m 間隔であった。

4. 観測結果

4.1 乱流変動の測定

MU レーダーによる風速の測定から乱流変動をどの程度観測できているかを確認するために、図2に2000年10月4日における水平方向と鉛直方向の各風速成分についてのパワースペクトルを示す。

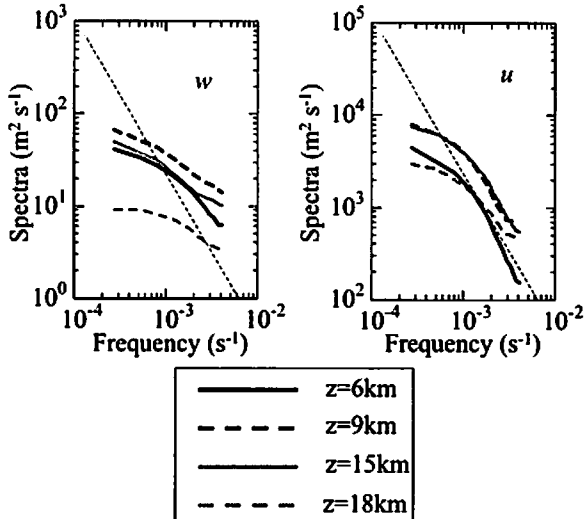


図2：各高度の水平方向と鉛直方向の各風速成分についてのパワースペクトル（2000年10月4日，00:00～23:59 LST）。細い破線はKolmogorovの $-5/3$ 乗則を示す。

高周波数でKolmogorovの $-5/3$ 乗則を示す領域（慣性小領域）が確認でき、エネルギー保有領域の乱流の大部分は測定出来ていると考えられる。

4.2 運動量についての渦拡散係数の観測

運動量についての鉛直渦拡散係数（渦粘性係数） K_m は風の観測データより次式から求めることができる。

$$K_m = -\overline{u_h w} / \left(\frac{\partial U_h}{\partial z} \right) \quad (2)$$

ただし、 u_h は水平風速の変動成分、 U_h は同じく水平風速の平均成分である。四つの例についてその結果を図3に示す。ただし、プラント・パイサラ振動数 N ($N^2 = (g/\Theta)(\partial\Theta/\partial z)$ 、 g は重力加速度)は、同時期のラジオゾンデによる測定から得ている。この図に示されるように、 K_m の値は対流圏で10

$m^2 s^{-1}$ 程度、より高い所では安定度の変化に対応してこれより小さくなる傾向が見られる。

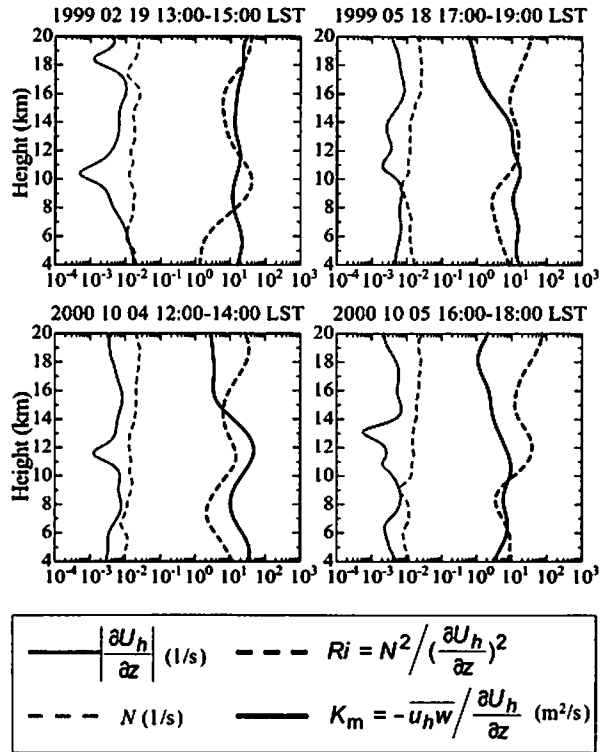


図3：運動量についての鉛直渦拡散係数（渦粘性係数）(K_m)の高度変化。 R_i は勾配リチャードソン数で大気の流れの安定度の指標（安定成層では正の値、不安定成層では負の値）、 N はプラント・パイサラ振動数である。

4.3 熱についての渦拡散係数の観測

熱についての渦拡散係数 K_h は次のように定義される。

$$K_h = -\overline{\theta w} / \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (3)$$

この熱についての渦拡散係数は、MUレーダーのスペクトル幅のデータにより次式から見積る手法が開発されている（Fukao et al., 1994）。

$$K_h = 0.1\sigma^2/N \quad (4)$$

ただし、 σ はドップラースペクトルの（ピークからの）半値半幅である。また、RASSによる気温の観測から、MUレーダーによる鉛直風速の測定と組み合わせ(3)式から渦拡散係数を直接的に求

める方法もある。

図4に、スペクトル幅より見積もられた渦拡散係数の値を示す。運動量についての渦拡散係数と同様に、対流圏で $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 程度、より高い所ではこれより小さくなる傾向が見られる。なお、ここで同時に示した乱流の運動エネルギーの散逸率 ϵ は観測から見積もったものである ($\epsilon=0.3N\sigma^2$, Fukao et al., 1994)。

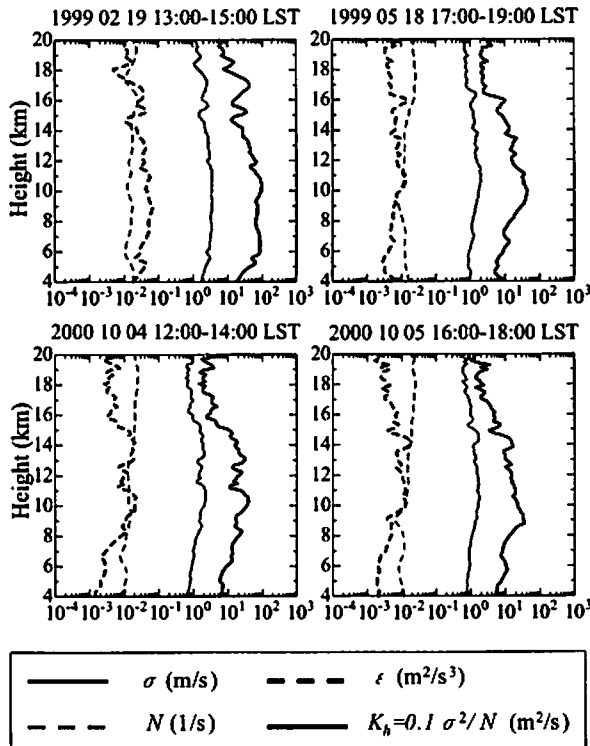


図4：ドップラースペクトルの半値半幅 σ 、プラント・バイサラ振動数 N 、乱流の運動エネルギーの散逸率 ϵ 、熱についての渦拡散係数 K_h の高度変化。

4.4 渦拡散係数のモデルによる見積りとの比較

ここで、運動量の渦拡散係数 K_m の乱流モデルによる見積りを行い、直接的な観測による値と比較する。まず、標準 k - ϵ 乱流モデル (Launder and Spalding, 1974) による見積り (k は乱流の運動エネルギー、 $k = 0.5 \times (\overline{u^2} + \overline{v^2} + \overline{w^2})$) は次式によるものである。

$$K_m = 0.09k^2 / \epsilon \quad (5)$$

また、これを発展させて、代数 (algebraic) 応力モデル (Uno et al., 1989) による方法がある。こ

れは、一部代数式を使用した乱流モデルをもとにして渦拡散係数を見積もる方法である (次式)。

$$K_m = C_m k^2 / \epsilon \quad (6)$$

ただし、

$$C_m = \omega \frac{\overline{w^2}}{k} \quad (7)$$

ここで ω は大気安定度などに依存する関数である。

運動量についての渦拡散係数 K_m を直接的な観測と乱流モデルによる値と比較した図5を見ると、6 km 以上の比較的高い高度では、代数応力モデルによって見積もられた渦拡散係数の方が直接的に観測によって得た値に近くなっている。また、スペクトル幅による渦拡散係数の値は、観測された渦拡散係数と同様な鉛直分布を示すが、スペクトル幅による渦拡散係数は熱についてのものであり、一般的には同じ値でないことに注意する必要がある。

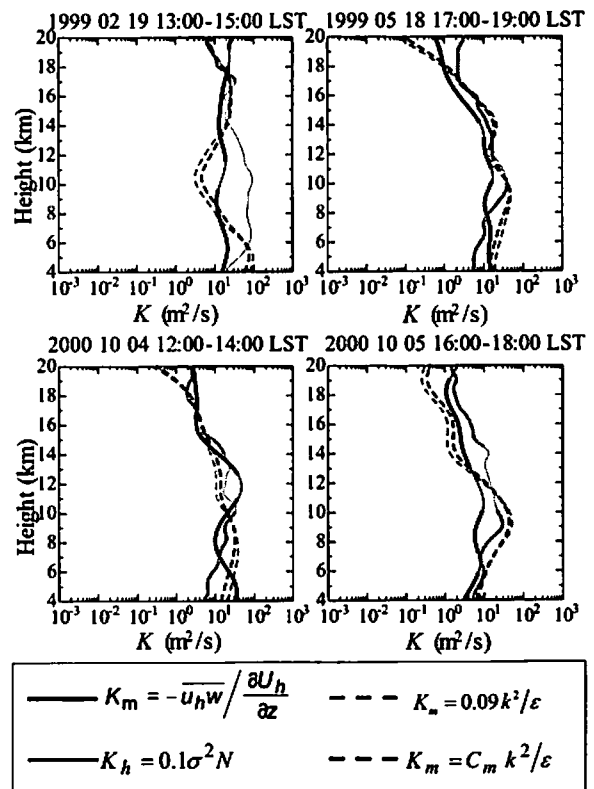


図5：運動量についての渦拡散係数 K_m (直接的な観測と乱流モデルによる値) と熱についての渦拡散係数 K_h の高度変化。細い実線になっている部分は、測定誤差が大きいと考えられる領域である。

4.5 渦拡散係数の安定度依存性

図6には直接的な観測から得られた渦拡散係数の安定度依存性を示す。 $K_0=0.0023U_\infty\delta$ は、中立な安定度の乱流境界層に対して風洞実験より提案された式であり、 U_∞ は傾度風速(今回の解析では高度4~6kmでの平均風速)、 δ は境界層厚さ(2kmと仮定)である。観測による運動量についての渦拡散係数の安定度依存性(左側の図)は、Ueda et al. (1981)で示された代数(algebraic)応力モデルによる経験式 $K_m/K_0=(1+15Ri)^{-1}$ によく合っており、大気境界層よりも上空の自由大気中でもこの応力モデルにより渦拡散係数を見積もることができることが分かる。

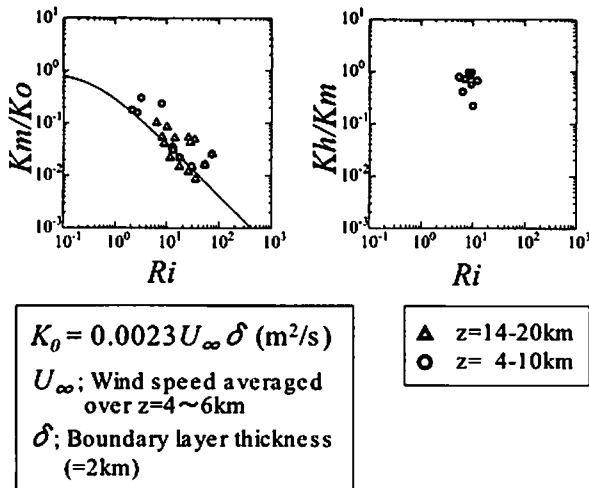


図6: 渦拡散係数の安定度依存性。左側に K_m の K_0 に対する比で示す。実線は代数応力モデルによる予測値である。右側は K_h と K_m の比を示す。

図6の右側は、RASSによる観測から得られた熱についての渦拡散係数 K_h と、運動量についての渦拡散係数 K_m の比について、その安定度依存性を示す。広い安定度について熱についての渦拡散係数 K_h の値が得られていないが、 $K_h/K_m=(1-R_f/R_{fc})/(1-R_f)^2$ の経験式(Ueda et al., 1981)による値より大きい。ここで、 R_f はフラックスリチャードソン

数(次式)であり、浮力による乱流生成率とシア一による乱流生成率の比を表す。

$$R_f = \frac{g}{\Theta} \frac{\overline{\theta w}}{\frac{\partial U_h}{\partial z} u_h w} \quad (8)$$

また、 R_{fc} は臨界フラックスリチャードソン数(=0.1)である。

5. まとめ

今回、渦拡散係数について、定性的には妥当な結果が得られているが、風速のサンプリング間隔が長いため、十分な精度では測定できていないと考えられる。今後の課題として、風速の測定間隔を向上させ、渦拡散係数を再解析することが必要である。これにより、大気成層状態などの気象条件と、大気波動や雲などの気象現象に伴う拡散過程の変化について調べることへ応用することが期待される。

6. 参考文献

- Fukao, S., M. D. Yamanaka, N. Ao, W. K. Hocking, T. Sato, M. Yamamoto, T. Nakamura, T. Tsuda, and S. Kato, Seasonal variability of vertical eddy diffusivity in the middle atmosphere: 1. Three-year observations by the middle and upper atmosphere radar, *J. Geophys. Res.*, **99**, 18973-18987, 1994.
- Launder, B. E. and D. B. Spalding, The numerical computation of turbulent flows, *Comp. Meth. in Appl. Mech. & Eng.*, **3**, 269-295, 1974.
- Ueda, H., S. Mitsumoto, and S. Komori, Buoyancy effects on the turbulent transport processes in the lower atmosphere, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **107**, 561-578, 1981.
- Uno, I., H. Ueda, and S. Wakamatsu, Numerical modeling of the nocturnal urban boundary layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, **49**, 77-98, 1989.

京都大学における可搬型小型大気レーダーの開発

橋口浩之・津田敏隆・山本衛・山本真之・古本淳一(京大 RISH)・
深尾昌一郎(福井工大)・佐藤亨(京大情報)・山中大学(JAMSTEC)・中村卓司(極地研)・
浜津享助・渡邊伸一郎(三菱電機)・今井克之(住友電工)

1. はじめに

京都大学では、MU レーダー観測の経験を活かして、三菱電機(株)、住友電気工業(株)との協同研究により境界層レーダー(Boundary Layer Radar; BLR)や下部対流圏レーダー(Lower Troposphere Radar; LTR)と呼ばれる下層大気の観測を目的とした小型可搬式レーダーの開発を行っている。本報告では、これまで我々が開発してきた BLR 及び LTR について紹介する。

2. Lバンド境界層レーダー

図1にLバンド境界層レーダー1号機の外観を示す。アンテナは直径2mのパラボラアンテナを3方向に向けた構造をしており、それらを切り替えて使用することで、3方向の観測を実現している。表1に本報告で述べる全てのレーダーの主要諸元を示す。本レーダーの送受信周波数はLバンドの

1357.5MHz、送信電力は1kWである。1991年度末に完成し、信楽MU観測所での試験観測の後、インドネシア共和国ジャカルタ近郊のスルボンに移設し、1992年11月から10年以上に渡って観測を実施した[Hashiguchi et al., 1995, Tsuda et al., 1995; Widiyatmi et al., 1999]。同型のレーダーが福島大学などに導入されている。送受信機や信号処理装置の基本構成は1号機と同じで、より可搬性を高めるため、パラボラアンテナ1基を機械的に駆動するように改良したものが関西総合環境センター(現 環境総合テクノス)に導入されている。同社における実験終了後、我々はレーダーを借り受け、インドネシア共和国西スマトラ州のコトタバンに移設し、1998年8月から赤道大気の観測を行っている。



図1: インドネシア共和国スルボンに設置されているLバンド境界層レーダー1号機(三菱電機(株)との協同開発)

図2はフェーズドアレイアンテナを使用した境界層レーダーである。192個のパッチアンテナを十字型に配置しており、各パッチアンテナの位相を制御することでビームを5方向に高速に走査することができる。アンテナサイズは2.8m、送信電力は1.1kWであり、1号機より若干パワー開口積が向上している。送信アンブは12台用いており、それぞれのアンブから16個のパッチアンテナに給電するセミアクティブ方式を採用している。信楽での試験の後、コトタバンに移設し、上記BLR2号機を本レーダーにリプレイスした。

図2はフェーズドアレイアンテナを使用した境界層レーダーである。192個のパッチアンテナを十字型に配置しており、各パッチアンテナの位相を制御することでビームを5方向に高速に走査することができる。アンテナサイズは2.8m、送信電力は1.1kWであり、1号機より若干パワー開口積が向上している。送信アンブは12台用いており、それぞれのアンブから16個のパッチアンテナに給電するセミアクティブ方式を採用している。信楽での試験の後、コトタバンに移設し、上記BLR2号機を本レーダーにリプレイスした。

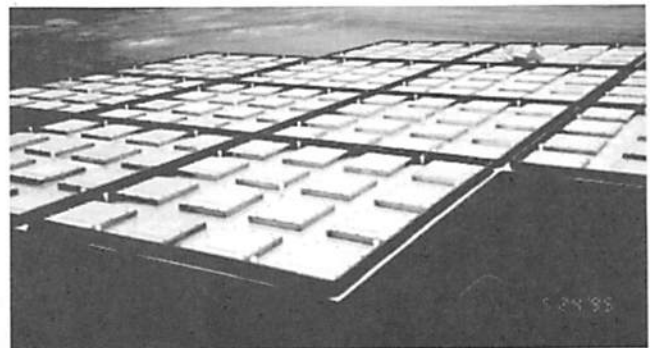


図2: 信楽MU観測所に設置されていたLバンド境界層レーダー2号機(住友電気工業(株)との協同開発)

表 1: 境界層レーダー (BLR) と下部対流圏レーダー (LTR) の主要諸元比較

	L-band BLR 1 (三菱電機)	L-band BLR 2 (住友電工)	S-band BLR (住友電工)	LTR (三菱電機)	LTR 2 (LQ-7) (住友電工)
送受信周波数	1357.5 MHz	←	3050 MHz	1357.5 MHz	←
占有周波数帯幅	4 MHz	8 MHz	10 MHz	←	←
送信電力(ピーク)	1 kW	1.1 kW	0.5 kW	2 kW	2.8 kW
送信電力(平均・最大)	20W	22W	53.3W	428W	980W
アンテナ形式	パラボラ	フェーズドアレイ	←	←	←
アンテナ開口	3.1 m ²	5.9 m ²	0.8 m ²	16 m ²	3.5 m ²
送受信ビーム幅	7.6°	4.1°	6.0°	4.0°	6.0°
空中線利得	25 dBi	27 dBi	26 dBi	33 dBi	29 dBi
送信パルス幅	0.67, 1, 2 μs	0.33, 0.67, 1, 2, 4 μs	0.33, 0.67, 1 μs	0.67, 1, 2 μs	0.67, 1, 1.33, 2, 4 μs
パルス繰返し周期	50, 100, 200 μs	←	25, 50, 100 μs	50, 100, 200 μs	50, 80, 100, 120, 150, 200 μs
A/D変換	12 bits	←	←	14 bits	14 bits
パルス圧縮	なし	←(改良版はあり)	あり(最大8bits)	←	あり(最大16bits)
ビーム方向	3方向固定 (天頂角: 15°)	5方向固定 (天頂角: 10°)	5方向固定 (天頂角: 15°)	鉛直+東西南北 (天頂角: 任意)	鉛直+東西南北 (天頂角: 14°)
測定高度範囲(*)	0.3~2.0km	←	0.2~1.5 km	0.2~5.0 km	0.2~5.0 km
距離分解能(最小)	100 m	50 m	←	100m	100m

(*): 気象条件により変化する

3. 車載型 S バンド境界層レーダー

容易に移動観測を可能とするため、L バンド境界層レーダー 2 号機を基に小型トラックに搭載可能なサイズに小型化したものが図 3 に示す車載型 S バンド境界層レーダーである [Yamamoto et al., 2002]。送受信周波数を 3050MHz (S バンド) にすることでアンテナサイズを 1m にまで小型化し、送信機も小型化するため送信電力を 500W に下げている。アンテナは 188 個のディスクアンテナを円形に配置した構造をしている。パワー開口積の減少を補うため、Spano and Ghebrehbrhan [1996a, b, c] によって考案された符号系列を用いたパルス圧縮が可能である。アンテナと送受信機をトラックの荷台に載せ、信号処理装置を後部座席に設置することで、商用電源さえあれば簡単に移動し観測を行うことが可能となっている。



図 3: 車載型 S バンド境界層レーダー (住友電気工業 (株) との協同開発)

4. L バンド下部対流圏レーダー

1GHz 帯の境界層レーダーは、1980 年代末頃から他機関でも開発が行われており、国内では通信総合研究所 (現 情報通信研究機構) が、我々とほぼ同時期に L 帯境界層レーダーの開発に成功した [Ohno, 1995]。また海外では、米国 NOAA が我々よりも数年先行して、915MHz 帯境界層レーダーの開発に成功している [Ecklund et al., 1988; Carter et al., 1995]。しかしながら、我々のレーダーも含めて、いずれも安定して風速を観測できる高度範囲は境界層内部の 2km 程度までであった。一方、気象予報業務に利用するには 5km 程度までのデータが必要であると言われており、それにはこれらの境界層レーダーでは力不足であった。

一般にウィンドプロファイラーの観測高度は、送信平均出力とアンテナ開口積で決まる [深尾・浜津 2005]。従来の 1GHz 帯の境界層レーダーは出力・開口積が 100Wm² 程度であっ

たが、5km 程度まで観測するためには 10000Wm^2 、すなわち約 100 倍の性能向上が必要であった。そのために、下部対流圏レーダーでは大きく 3 つの技術開発要素があった。

まず第一の技術開発要素は、アクティブフェーズドアレイ技術である。従来のレーダーは比較的大きな送信器 1 個を使って、物理的にアンテナ方向を切り替えたり(境界層レーダー1号機など)、あるいは電子制御でビーム方向を替える方式(NOAA 境界層レーダーなど)が取られていたが、そのような方式では 1kW 程度の送信ピーク出力が限界であった。下部対流圏レーダーでは MU レーダーと同じく、アクティブフェーズドアレイ方式を採用し、ひとつひとつは 85W と比較的低出力の送信器を 24 台使用し、電波を空間で合成することでトータルの送信ピーク出力 2kW を実現した。これにより、従来よりも 2~4 倍の出力向上が得られた。

一般に、高度分解能を上げようとする必要があり、そうすると送信平均出力が下がるという関係がある。そこで、MU レーダー等の大型レーダーではパルス圧縮という、送信パルスを符号変調することで高度分解能を維持したまま送信平均出力を増大させるという技術が使われていた[例えば、Woodman, 1980]。しかし、この方法の欠点は、観測最低高度が犠牲になることで、中層・超高層大気観測を目的とした MU レーダーではそれほど大きな問題ではないが、境界層観測を目的とした小型レーダーではパルス圧縮技術を使えないというのが、それまでの常識であった。ちょうど下部対流圏レーダーの開発を検討していた時期に、Spano and Ghebrebrhan[1996a, b, c]が、新しいパルス圧縮符号の理論的研究の論文を発表し、この方法を使えば最低観測高度を悪化させることなく、送信平均出力を向上させることができることを報告した。それを実現するためには、パルス送信毎に異なる符号系列を使うという複雑な処理が必要であったが、下部対流圏レーダーではその実装に成功した。この第二の技術開発により送信平均出力を 8 倍向上させることができた。

第三の技術開発については、三菱電機の独自技術であり、電磁結合同軸ダイポールアンテナという PHS の基地局などで使われているアンテナ技術を三菱が有していた(Miyashita et al., 1999)。そのアンテナを下部対流圏レーダーに用いることで、4m x 4m という比較的大型のアンテナと可搬性を両立することができた。これにより BLR 1 号機に比べて、ほぼ同じ設置面積でアンテナ開口を約 5 倍向上させることができた。

以上の技術開発により、従来に比べて約 100 倍の性能向上が見込まれ、高度 5km までの観測が可能となった。図 4 に下部対流圏レーダーの概観を示す[Hashiguchi et al. 2004]。アンテナサイズは 4m x 4m、送信ピーク電力は 2kW で、Spano and Ghebrebrhan の符号を用いたパルス圧縮により送信平均電力 400W を実現している。アンテナ素子毎に 5 ビットの移相器を有する送受信モジュールを設けることで、ビームを任意の天頂角に向けることができる。

下部対流圏レーダーを開発していた時期に、気象庁が国内にウィンドプロファイラーネットワークを整備する計画を進めていた。このネットワークは「局地的気象監視システム; 略称 WINDAS (Wind Profiler Network and Data Acquisition System)」と名づけられ、国際競争入札により、その構成レーダーとして下部対流圏レーダーが採用された。WINDAS は 2001 年に 25 台でスタートし、2003 年に 6 台が追加され、現在 31 地点で連続観測が行われている。全国各地の観測データは本庁に集められ、日々の天気予報業務に利用されている。WINDAS による観測データの同化により、特に局地的な集中豪雨などの予報精度が向上したと言われている [Ishihara et al., 2006]。

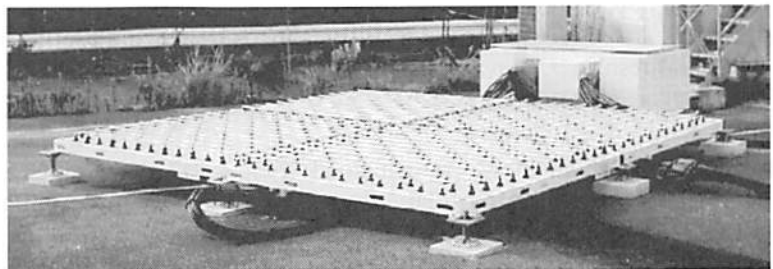


図 4: 信楽 MU 観測所に設置されている L バンド下部対流圏レーダー(三菱電機(株)との協同開発)

5. Lバンド下部対流圏レーダー2号機(LQ-7)

その後も小型レーダーの開発を続けており、例えば第5図のような、LTR1号機より設置面積を小さくして、かつコストダウンを狙ったウィンドプロファイラー(LQ-7)を、住友電工との共同研究により開発している。

直径80cmのルネベルグレンズアンテナを7つ使用した、アクティブフェーズドアレイ方式のレーダーで、アンテナサイズは約2.5mと下部対流圏レーダーより開口面積は小さいが、それを補うように送信平均出力を拡大して、また受信感度を高めることで、総合的にはLTR1号機と同等の観測性能を有している。京都大学では、2001年にイ

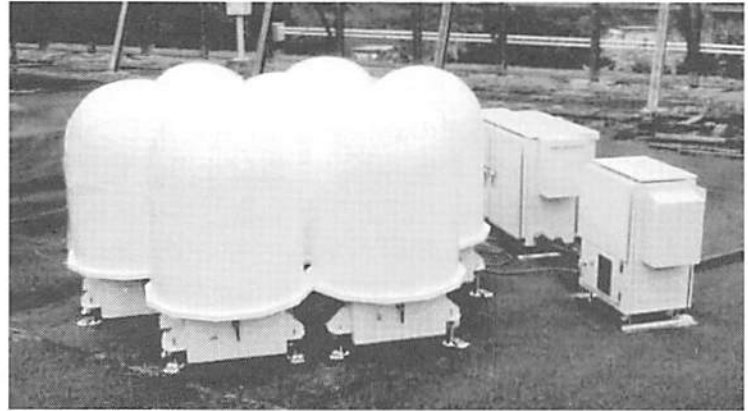


図5: 信楽MU観測所に設置されているLQ-7(住友電気工業(株)との協同開発)

ンドネシア共和国西スマトラ州コトタバんにVHF帯赤道大気レーダー[Fukao et al., 2003]を建設し連続観測を行っている。それに加えて、地球観測システム構築推進プランのHARIMAU(Hydrometeorological Array for ISV-Monsoon Automonitoring)プロジェクト(海洋研究開発機構 山中大学代表)によって、LQ-7 3台を、西からカリマンタン島のポンティアナ、スラウェシ島のマナド、ニューギニア島の北の島であるビアクに設置し、赤道上のネットワーク観測を行っている[Yamanaka et al., 2008]。

6. おわりに

京大RISHでこれまでに開発してきた境界層レーダーと下部対流圏レーダーについて紹介した。最近では、観測分解能を向上させるため、LQ-7を用いたイメージング観測の開発などを行っている[森谷他; 脇阪他, 本報告]。また、2004年頃から送受信機の故障により観測を停止していたスルボン設置のBLR1号機に対して、パラボラアンテナはそのまま使用し、その他をLQ-7の送受信1系統及び信号処理装置と入れ替えることで、本年1月に観測を再開した。

参考文献

- Carter D. A., K. S. Gage, W. L. Ecklund, W. M. Angevine, P. E. Johnston, A. C. Riddle, J. Wilson and C. R. Williams, Developments in UHF lower tropospheric wind profiling at NOAA's Aeronomy Laboratory, *Radio Sci.*, **30**, 977-1001, 1995.
- Ecklund, W. L., D. A. Carter, and B. B. Balsley, A UHF wind profiler for the boundary layer: Brief description and initial results, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **5**, 432-441, 1988.
- 深尾昌一郎・濱津享助, 気象と大気のレーダーリモートセンシング, 京都大学学術出版会, 491pp, 2005.
- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M.K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki, Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, *Radio Sci.*, **38**, 1053, doi:10.1029/2002RS002767, 2003.
- Hashiguchi, H., S. Fukao, T. Tsuda, M. D. Yamanaka, D. L. Tobing, T. Sribimawati, S. W. B. Harijono, and H. Wiryosumarto, Observations of the planetary boundary layer over equatorial Indonesia with an L-band clear-air Doppler radar: Initial results, *Radio Sci.*, **30**, 1043-1054, 1995.
- Hashiguchi, H., S. Fukao, Y. Moritani, T. Wakayama, and S. Watanabe, A lower troposphere radar: 1.3-GHz active phased-array type wind profiler with RASS, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 915-931, 2004.
- Ishihara, M., Y. Kato, T. Abo, K. Kobayashi, and Y. Izumikawa, Characteristics and performance of the

- operational wind profiler network of the Japan Meteorological Agency, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 1085-1096, 2006.
- Miyashita, H., H. Ohmine, K. Nishizawa, S. Makino, and S. Urasaki, Electromagnetically coupled coaxial dipole array antenna, *IEEE Trans. Antennas Propagat.*, **47**, 1716-1726, 1999.
- Ohno, Y., Land and sea breezes observed by a 1357 MHz wind profiler, Proceedings of the Seventh Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar, South Carolina, November 7-11, 1995, 323-326, 1995.
- Spano, E. and O. Ghebrehghan, Pulse coding techniques for ST/MST radar systems: A general approach based on a matrix formulation, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**, 304-316, 1996a.
- Spano, E. and O. Ghebrehghan, Complementary sequences with high sidelobe suppression factors for ST/MST radar applications, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**, 317-329, 1996b.
- Spano, E. and O. Ghebrehghan, Sequences of complementary codes for the optimum decoding of truncated ranges and high sidelobe suppression factors for ST/MST radar systems, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**, 330-345, 1996c.
- Tsuda, T., S. Fukao, M. Yamamoto, T. Nakamura, M. D. Yamanaka, T. Adachi, H. Hashiguchi, N. Fujioka, M. Tsutsumi, S. Kato, S. W. B. Harijono, T. Sribimawati, B. P. Sitorus, R. B. Yahya, M. Karmini, F. Renggono, B. L. Parapat, W. Djojonegoro, P. Mardio, N. Adikusumah, H. T. Endi, and H. Wiryosumarto, A preliminary report on observations of equatorial atmosphere dynamics in Indonesia with radars and radiosondes, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 393-406, 1995.
- Widiyatmi, I., M. D. Yamanaka, H. Hashiguchi, S. Fukao, T. Tsuda, S. Ogino, S. W. B. Harijono, and H. Wiryosumarto, Quasi 4 Day Mode Observed by a Boundary Layer Radar at Serpong (6S, 107E), Indonesia, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 1177-1184, 1999.
- Woodman, R.F., High altitude-resolution stratospheric measurements with the Arecibo 2380-MHz radar, *Radio Sci.*, **15**, 423-430, 1980.
- Yamamoto, M.K., H. Hashiguchi, S. Fukao, Y. Shibano, and K. Imai, Development of a transportable 3-GHz wind profiler for wind and precipitation studies, *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 273-283, 2002.
- Yamanaka, M.D., H. Hashiguchi, S. Mori, P. Wu, F. Syamsudin, T. Manik, Hamada J.-I., M.K. Yamamoto, M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, N. Sakurai, M. Ohi, R. Shirooka, M. Katsumata, Y. Shibagaki, T. Shimomai, Erlansyah, W. Setiawan, B. Tejasukmana, Y.S. Djajadihardja, and J.T. Anggadiredja, HARIMAU Radar-Profiler Network over the Indonesian Maritime Continent: A GEOSS Early Achievement for Hydrological Cycle and Disaster Prevention, *J. Disaster Res.*, **3**, 78-88, 2008.

大気境界層観測用レンジイメージング・ ウィンドプロファイラーの開発

森谷祐介¹・橋口浩之¹・山本真之¹・妻鹿友昭¹・山本衛¹・

今井克之²・足立アホロ³・中里真久³・田尻拓也³・柴垣佳明⁴・H.Luce⁵

(1: 京大生存研 2: 住友電工(株) 3: 気象研 4: 大阪電通大 5: 仏ツーロン大)

1 はじめに

大気中の微量成分の輸送は、対流によるもの以外に大気乱流に伴う拡散による効果が大きく、成層圏のみならず対流圏においても乱流拡散の効果は無視できない。大気レーダーは、大気乱流からの散乱エコーを観測すること、時間・空間的に連続観測可能である点で、大気乱流の観測装置として優位にあるが、従来空間分解能に限界があった。単一の周波数、単一の受信アンテナを用いる通常のパルスレーダーでは、距離分解能はパルス幅で、空間分解能はアンテナビーム幅で規定される。

MUレーダーでは、2003年度に「超多チャンネルデジタル受信システム」が導入され、送受信周波数を切り替えながら、アンテナ各群からの受信信号を同時に並行して取得できるようになり、レーダー上空の大気乱流エコー強度の空間分布を3次元イメージング(映像化)することが可能となった[1, 2]。しかしMUレーダーは大型のレーダーであるため、送受信の切り替えに時間がかかり、高度2km以下を観測できないという問題を抱えている。

MUレーダーで観測不可能な高度2km以下の下層大気における乱流の3次元構造を観測可能とすることを目的として、レーダー上空の大気乱流エコー強度の空間分布を3次元イメージング(映像化)可能なイメージング・ウィンドプロファイラー(Imaging Wind Profiler; IWP)の開発を行っている。

2 周波数領域干渉計の開発

代表的なレンジイメージングの手法に周波数領域干渉計(FDI)法[3]がある。FDI法と

は、周波数の異なる複数の送信波を照射し、異なる送信周波数で得られた受信信号間の位相差をもとにレーダーの送信パルス幅より細かい高度分解能を得る手法である。レンジイメージングを行うために多周波(中心周波数1357.5MHzに対して、0, ± 250 kHz, ± 500 kHzの5周波)送受信機能を住友電気工業(株)と共同開発したルネベルグレンズアンテナ7台を用いた小型ウィンドプロファイラー(通称:LQ7、表1)に付加した。その後、Capon法[4]により散乱層の位置推定を行った。

表1. LQ7の主要諸元

中心周波数:	1357.5 MHz
アンテナ:	アクティブ フェーズドアレー
開口:	3.5 m ²
ビーム幅:	6 度
天頂角:	14.2 度
送信機:	
ピーク送信電力:	2800 W
平均送信電力:	980 W (最大)
パルス幅:	0.67, 1.0, 1.33, 2.0, 4.0 μ s
IPP:	50, 80, 100, 120, 150, 200 μ s
受信機:	
NF:	1.5 dB
ダイナミック レンジ:	60 dB 以上
データ取得装置:	
パルス圧縮:	(1), 2, 4, 8, 16 ビット (最適符号)
FFT 点数:	64, 128, 256, 512

2009年9月14日の信楽MU観測所における1周波観測結果を図1に、FDI観測結果を図2に示す。観測パラメータはパルス繰り返し時

間 $65\mu\text{s}$ 、コヒーレント積分数 48、FFT 点数 512、3 周波とした。図 1 では分解能が 150m となり、乱流の変動を捉えられていない。図 2 ではレンジ分解能 (150m) 内の乱流の変動を細かく捉えることができた。

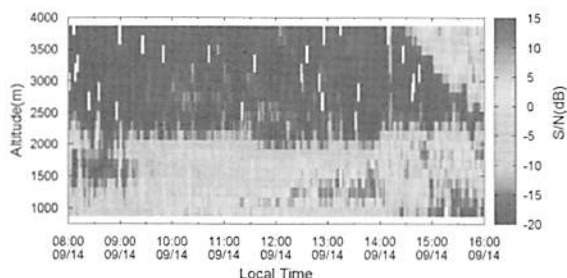


図 1: 2009 年 9 月 14 日における 1 周波 FDI なしの S/N 時間高度変化

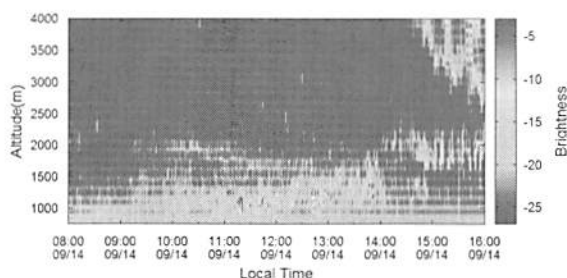


図 2: 2009 年 9 月 14 日における 3 周波 FDI ありのエコー強度時間高度変化

3 水平風評価

MU レーダーとの同時観測により水平風の評価を行った。雨天時の 1 周波観測による水平風の比較結果を図 3 に示す。南北風は相関値 0.99、回帰直線の傾き 0.79 となり、LQ7 は MU レーダーと比較して約 20% 過大評価となった。東西風は相関値 0.98、傾き 0.94 となり、ほぼ一致した。この原因は南北のビーム天頂角が大きいと考えると整合的である。

晴天時に FDI 前後で水平風の比較を行った。観測期間は 2009 年 10 月 31 日 13 時～17 時と、

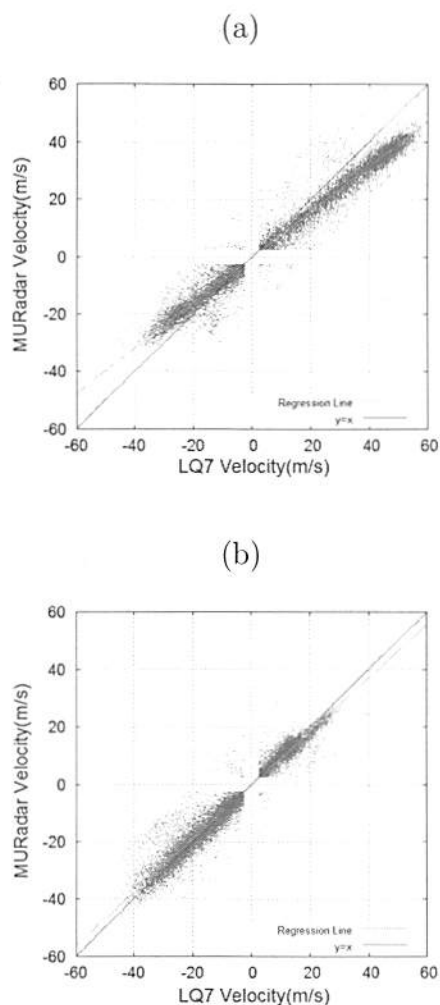


図 3: 2009 年 10 月 7 日 16 時～8 日 12 時における LQ7 と MU レーダーの (a) 南北風と (b) 東西風の比較結果

2009 年 11 月 3 日 12 時～14 時である。11 月 3 日における LQ7 の FDI 処理後の東西風時間高度変化を図 4 に示す。S/N-10dB の境界が約 2.5km、S/N-15dB の境界が約 3.7km であった。LQ7 では 2.5km 以下で約 15m/s、2.5km から 3.7km で約 0m/s、3.7km 以上で不規則な分布となった。これは 2.5km 以下で大気エコーを捉えているが、2.5km から 3.7km ではクラッターの影響でスペクトルのピーク位置がほぼ 0m/s となったためである。また、3.7km 以上ではノイズのみであるため、スペクトルの最大値がランダムとなったためである。このことから LQ7 は S/N-10dB 以上を観測でき、晴

天時だと夏は約3.5km、冬は約2kmがおおよその観測できる高度となる。FDI処理前後のMUレーダーとの南北風比較結果を図5に示す。南北風は雨天時の比較結果を元に校正を行った。FDI処理前は相関値0.95、傾き0.91となった。FDI処理後は相関値0.96、傾き0.95となりFDI処理前後でほぼ一致した結果が得られた。

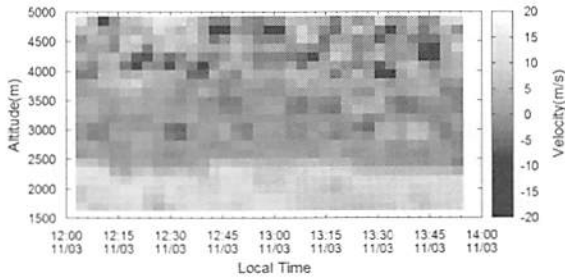
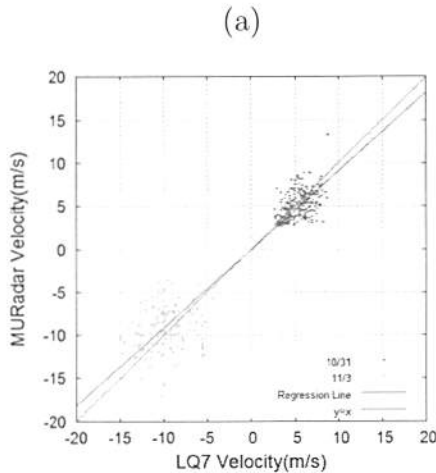


図 4: 2009年11月3日におけるLQ7の3周波FDIあり東西風時間高度変化



4 大気境界層の観測

LQ7のFDIモードで下層大気連続観測を行い、大気境界層の発達の様子を捉えることに成功した。観測パラメータはパルス繰り返し時間65 μ s、コヒーレント積分数48、FFT点数512、3周波、ビーム数5(天頂、東西南北)とした。Ka帯FMCWレーダー(雲レーダー)

(b)

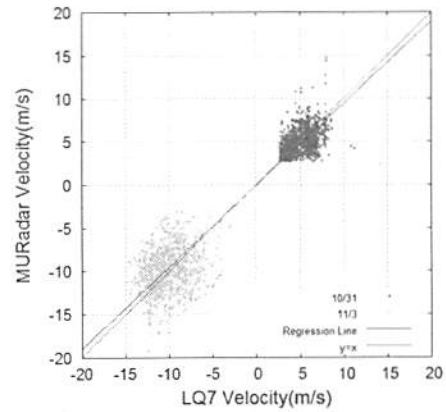


図 5: LQ7とMUレーダーの(a)通常分解能(150m)と(b)高分解能(30m)の南北風比較結果

も同時に運用しており、雲の様子を捉えた。雲レーダーの主要諸元を表2に示す。LQ7と雲レーダーの同時観測結果を図6、7に示す。各図の薄線はLQ7のS/N-18dB以上の範囲であり、地表から高度約1.8kmの領域は大気境界層の概形を示している。濃線はKa帯FMCWレーダーのレーダー反射因子-5~10dBzの範囲であり、雲の領域を示している。この日は9時頃から16時頃にかけて境界層が観測された。境界層の上端は9時頃に高度約1kmにあり、14時頃までかけて約1.7kmにまで到達した。境界層は15時30分頃まで高度を維持したが、その後下降していく様子が観測された。雲は9時頃から観測されたが、雲底高度は1.4kmであった。12時頃から境界層の発達に伴って雲底高度は上昇し、雲底高度と境界層の到達高度はほぼ一致していた。13時15分頃に鉛直方向に伸びるエコーが観測され、雲底高度もエコーに沿うように急激に押し上げられた。9時頃から12時頃にかけて1.5kmに強いエコーが観測されたが、雲底とほぼ一致していた。水平風については、境界層のエコーが強い高度では約3m/sの北西風であり、境界層が発達するにつれて北西風の領域が拡大していった。境界層下では12時30分頃か

ら 14 時頃まで約 10m/s の風だが、それ以外の時間では約 5m/s である。風向は 14 時頃まで北西風から東風が混在していたが、14 時以降は北西風となった。雲中や境界層が見える直前は約 10m/s の北東風であった。境界層の上であり、地表面の影響がないため雲内全域で風向は一定である。1.8km 以上は雲がなく、約 3m/s の北西風であり、雲が存在する時間、高度でのみ北東風であった。このためシアーによって雲が生じたと考えられる。

表 2. Ka 帯 FWCW レーダーの主要諸元

中心周波数:	35.25 GHz
ピーク出力:	81 W
3MHz/40.96 μ s チャープ送信	
レンジ分解能:	50m
サンプリング:	100MHz
FFT 点数:	4096
ビーム方向:	鉛直

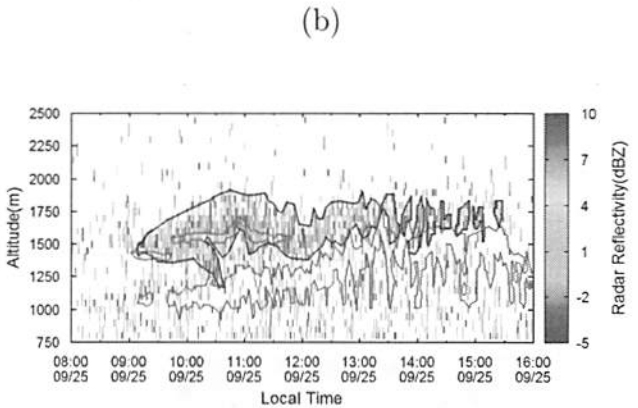
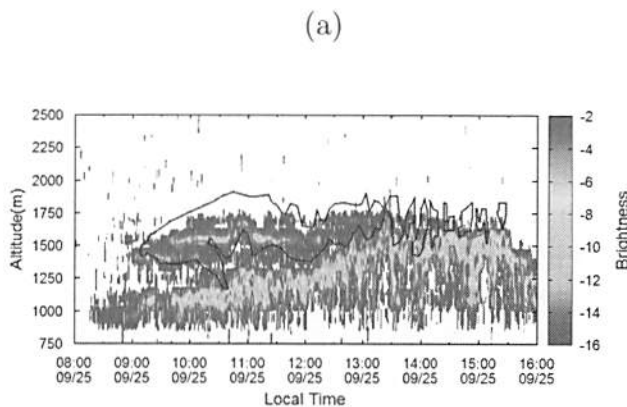


図 6: 2009 年 9 月 25 日における (a)LQ7 による大気と (b) 雲レーダーによる雲のエコー強度時間高度変化

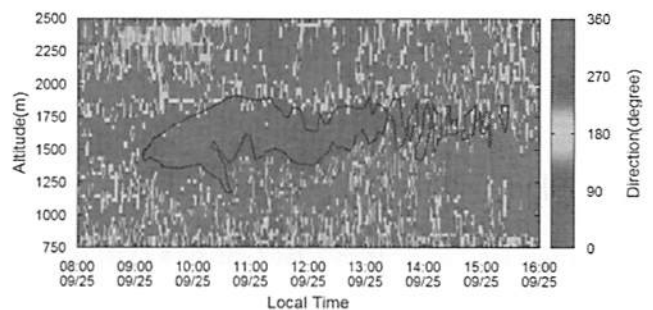
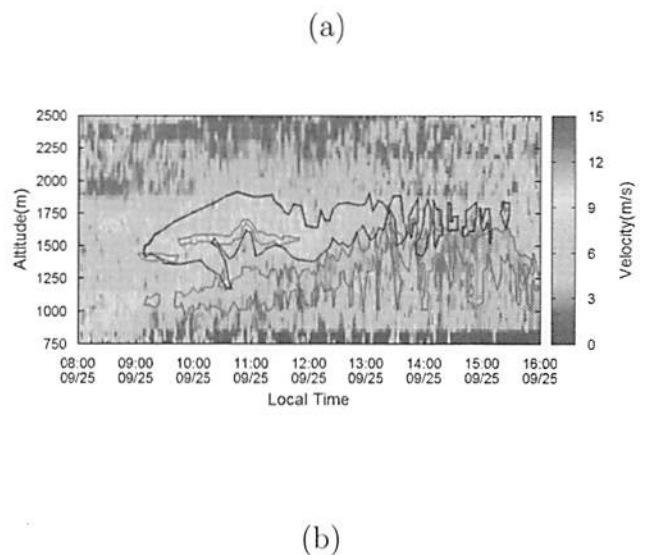


図 7: 2009 年 9 月 25 日における LQ7 による (a) 水平風と (b) 風向の時間高度変化

5 まとめ

MU レーダーでは観測できない大気境界層を含む下層大気イメージング観測を行うことを目的として、LQ7 の改良による大気境界層観測用レンジイメージングウィンドプロファイラーの開発と、他の観測機器との同時観測の結果について述べた。FDI 法を用いることで距離分解能が向上し、通常分解能 (150m) 以

下の薄いエコー層を捉えることが出来た。MUレーダーとの水平風の比較では、FDI前後ともに同様の傾向を示した。LQ7はS/N-10dB以上が観測でき、エコーの弱い冬でも約2.5kmまで観測可能である。

LQ7のFDIモードで下層大気を連続観測し、大気境界層の発達の様子を捉えることに成功した。同時に雲レーダーも運用しており、雲底高度と大気境界層の到達高度が対応した結果が得られた。

今後、長期観測を行うことで大気境界層の乱流の構造や、生成から消滅までの過程が明らかになると期待される。

謝辞

本研究は日本学術振興会 科学研究費補助金 基盤研究(B)「イメージング・ウィンドプロファイラーの開発による下層大気乱流の超微細構造の研究」によりサポートされた。

Ka帯FMCWレーダーは文部科学省 科学技術振興調整費 重要課題解決型研究「渇水対策のための人工降雨・降雪に関する総合的研究」により開発された。

参考文献

- [1] G. Hassenpflug, M. Yamamoto, H. Luce, and S. Fukao. Description and demonstration of the new middle and upper atmosphere radar imaging system: 1-d, 2-d, and 3-d imaging of troposphere and stratosphere. *Radio Science*, Vol. 43, DOI: 10.1029/2006RS003603, 2008.
- [2] H. Luce, G. Hassenpflug, M. Yamamoto, and S. Fukao. High-resolution vertical imaging of the troposphere and lower stratosphere using the new MU radar system. *Ann. Geophys.*, Vol. 24, pp. 791-805, 2006.
- [3] R. D. Palmer, T. Y. Yu, and P. B. Chilson. Range imaging using frequency diversity. *Radio Science*, Vol. 34, No. 6, pp. 1485-1496, Dec 1999.
- [4] R. D. Palmer, S. Gopalam, and T. Y. Yu. Coherent radar imaging using Caopn's method. *Radio Science*, Vol. 33, No. 6, pp. 1585-1598, 1998.

GNU Radioを用いたウィンドプロファイラー用 デジタル受信機の開発

協阪洋平¹・橋口浩之¹・山本衛¹・山本真之¹・森谷祐介¹・妻鹿友昭¹・
今井克之²・足立アホロ³・柴垣佳明⁴

(1: 京大生存研 2: 住友電工(株) 3: 気象研 4: 大阪電通大)

1 はじめに

大気中の微量成分の輸送は、対流によるものの以外に大気乱流に伴う拡散による効果が大きく、成層圏のみならず対流圏においても乱流拡散の効果は無視できない。大気レーダーは、大気乱流からの散乱エコーを観測すること、時間・空間的に連続観測可能である点で、大気乱流の観測装置として優位にあるが、従来空間分解能に限界があった。単一の周波数、単一の受信アンテナを用いる通常のパルスレーダーでは、距離分解能はパルス幅で、空間分解能はアンテナビーム幅で規定される。

MUレーダーでは、2003年度に「超多チャンネルデジタル受信システム」が導入され、送受信周波数を切り替えながら、アンテナ各群からの受信信号を同時に並行して取得できるようになり、レーダー上空の大気乱流エコー強度の空間分布を3次元イメージング(映像化)することが可能となった[1, 2]。しかしMUレーダーは大型のレーダーであるため、送受信の切り替えに時間がかかり、高度2km以下を観測できないという問題を抱えている。

MUレーダーで観測不可能な高度2 km以下の下層大気における乱流の3次元構造を観測可能とすることを目的として、ルネベルグレンズアンテナ7台を用いた小型ウィンドプロファイラー(通称:LQ7、表1)の改良により、レーダー上空の大気乱流エコー強度の空間分布を3次元イメージング(映像化)可能なイメージング・ウィンドプロファイラー(Imaging Wind Profiler; IWP)の開発を行っている。本研究では、IWPを用いて多チャンネル受信を可能し、SDIによる空間分解能の改善のために必要なデジタル受信機の開発を行っている。

表1. LQ7の主要諸元

中心周波数:	1357.5 MHz
アンテナ:	アクティブ フェーズドアレー
開口:	3.5 m ²
ビーム幅:	6 度
天頂角:	14.2 度
送信機:	
ピーク送信電力:	2800 W
平均送信電力:	980 W (最大)
パルス幅:	0.67, 1.0, 1.33, 2.0, 4.0 μ s
IPP:	50, 80, 100, 120, 150, 200 μ s
受信機:	
NF:	1.5 dB
ダイナミック レンジ:	60 dB 以上
データ取得装置:	
パルス圧縮:	(1), 2, 4, 8, 16 ビット (最適符号)
FFT 点数:	64, 128, 256, 512

2 デジタル受信機の開発

IWP で複数のアンテナを使用した、多チャンネル受信を可能にするために現在デジタル受信機を開発中である。このウィンドプロファイラー用デジタル受信機は、GNU Radio (<http://gnuradio.org/>) を用いて開発を行っている。

2.1 GNU Radio について

GNU Radio は、ソフトウェア無線などを容易かつ安価に実現するための開発環境を提供するフリーの開発ツールキットである。提供されているライブラリと専用ハードウェア (USRP[3], USRP2) を用いることで、高周波無線の信号処理を比較的容易に行うことが可能である。

2.2 USRP2 のスペック

USRP2 は以下のような機能を持っている。

- Gigabit Ethernet Interface で PC と接続
- 2 つの 100 MS/s 14-bit A/D converter
- 2 つの 400 MS/s 16-bit D/A converter
- 設定可能な Digital Down Converter
- 外部信号による同期のための入力端子
- 内部タイムカウンタリセット用入力端子

3 LQ7 とデジタル受信機を用いた観測

3.1 LQ7 デジタル受信機の構成

図 1 に IWP システムのブロックダイアグラムを示す。既存の LQ7 システムになるべく影響を及ぼさないように、7 合成前の IF 信

号 (130 MHz) を 2 分配し、デジタル受信機に取り込む構成にしている。デジタル受信機は、Gigabit Ethernet Interface で PC と接続されており、受信したデータをパケットにして PC に送信する。PC 側では、受信したパケットから必要なデータだけを保存する。図 2 にデジタル受信機と PC とのブロックダイアグラムを示す。

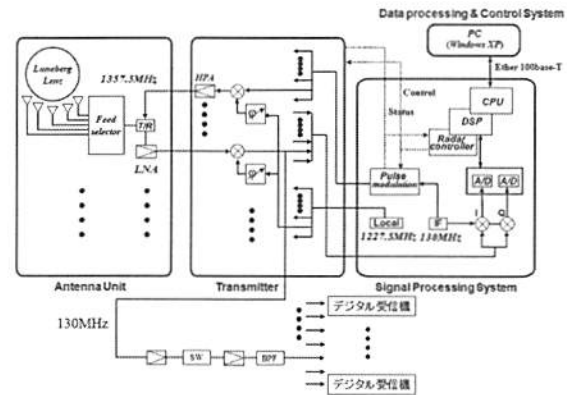


図 1: IWP システムのブロックダイアグラム

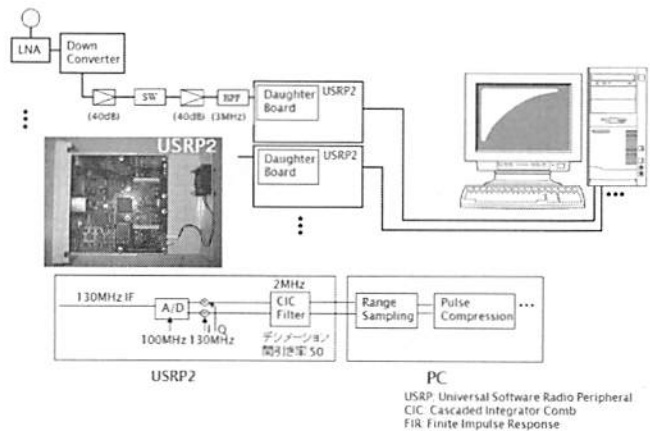


図 2: デジタル受信機と PC とのブロックダイアグラム

3.2 LQ7 からのリファレンス信号によるデジタル受信機と同調

デジタル受信機として用いている USRP2 は、内部のファームウェアを変更することにより外部信号と同期が可能である。ファームウェアを変更し、USRP2 の内部クロックを外部入力信号 (LQ7 の 100 MHz 基準信号) でロックした。これにより、複数のデジタル受信機を使用した観測を行う際に同調動作が可能になった。

3.3 デジタル受信機のパケット構造

デジタル受信機として利用している USRP2 は、図 3 のようなデータ構造をもつパケットを PC 側に送信する。タイムスタンプとは、USRP2 内にある 32 bit のカウンタである。タイムスタンプは USRP2 内で 100 MHz (10 ns) でカウントアップされる。外部からトリガーパルスを入力することで 0 にリセットすることが可能で、IWP ではこれを用いて同期処理を実現する。

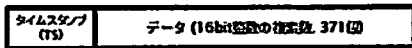


図 3: USRP2 のデータ構造

3.4 LQ7 の送信パルスに同期した信号の受信

図 4 に LQ7 の送信パルスに同期した信号の受信方法を示す。デジタル受信機には、LQ7 の送信パルスに同期したトリガーパルスが入力される。デジタル受信機側では、起動してからすべてのデータの packets を PC に送信し続けているだけである。PC 側では、受け取った packets のタイムスタンプからトリガーパルスの入力を検出し、必要なデータだけを保存する。図 5 にトリガーパルスの入力間隔を

示す。LQ7 は FDI 観測を行っているため送信する周波数が変化する。今回は、コヒーレント積分×周波数の数 ($65 \mu\text{s} \times 48 \times 3$) ごとにトリガーパルスをデジタル受信機に入力した。

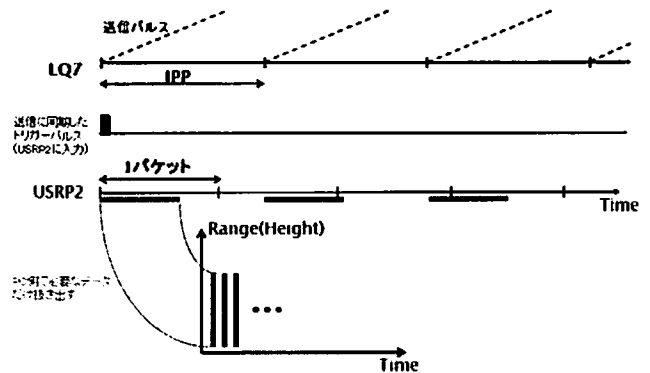


図 4: LQ7 の送信パルスに同期した信号の受信方法

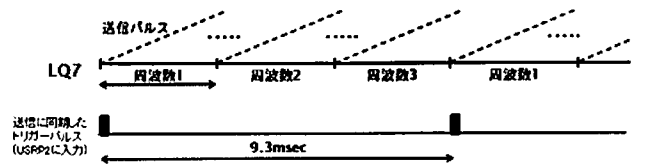


図 5: トリガーパルスの入力間隔

4 観測結果

4.1 送信波のパルス圧縮復号

動作テストのため LQ7 からの送信波を受信し、送信波のパルス圧縮復号を行った。復号結果から、あるレンジだけ受信強度が大きくなることが確認でき、デジタル受信機が送信パルスに同期した信号の受信が正しく動作していると考えられる。

4.2 2 台のデジタル受信機を使用した観測

2 台のデジタル受信機にリファレンス信号を入力して同調し、定期的に入力されるトリガパルスによる同期を行い、2 台のデジタル受信機を使用した観測を行った。2 台のデジタル受信機には、同じアンテナからの信号を2 分配して入力した。図 6(a) にデジタル受信機 1 台目の観測結果、図 6(b) にデジタル受信機 2 台目の観測結果を示す。観測結果から、受信強度が高い特徴的な部分の位置が同じであることから、2 台のデジタル受信機は同調、同期して動作していると考えられる。

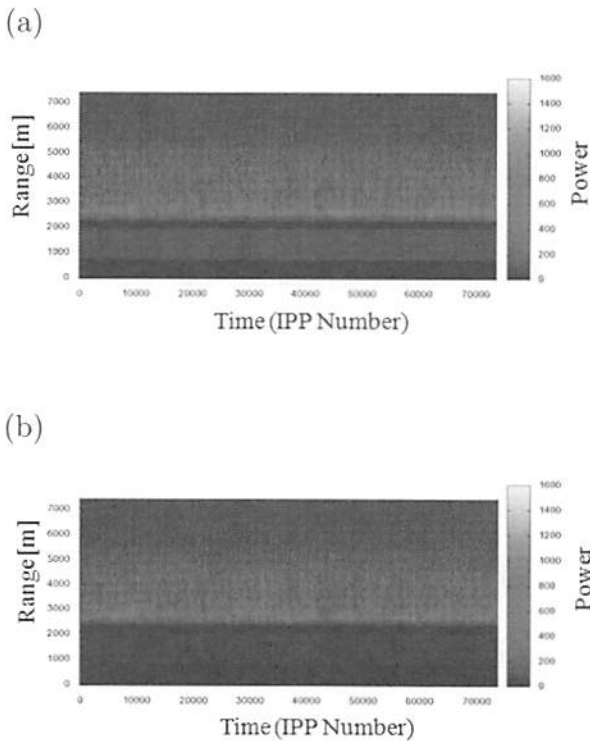


図 6: デジタル受信機 (a)1 台目及び (b)2 台目の観測結果

5 まとめ

下層大気における乱流の 3 次元構造を観測することを目的として IWP の開発を行って

おり、その経過を示した。多チャンネル受信を可能にするためのデジタル受信機の開発を行い、LQ7 の送信パルスに同期した信号を受信、LQ7 からのリファレンス信号により同調、2 台のデジタル受信機を同調させた観測、観測結果から受信機の動作を確認を行った。今後は、7 台の USRP2 を使用した観測、クラッター除去などの適応信号処理 [4]、SDI による空間イメージング処理の実装を行う予定である。

謝辞

本研究は日本学術振興会 科学研究費補助金 基盤研究 (B) 「イメージング・ウィンドプロファイラーの開発による下層大気乱流の超微細構造の研究」によりサポートされた。

参考文献

- [1] H. Luce, G. Hassenpflug, M. Yamamoto, and S. Fukao. High-resolution vertical imaging of the troposphere and lower stratosphere using the new MU radar system. *Annales Geophysicae*, No. 24, 791–805, 2006.
- [2] G. Hassenpflug, M. Yamamoto, H. Luce, and S. Fukao. Description and demonstration of the new middle and upper atmosphere radar imaging system: 1-D, 2-D, and 3-D imaging of troposphere and stratosphere. *Radio Science*, Vol. 43, RS2013, doi:10.1029/2006RS003603, 2008.
- [3] M. Yamamoto. Digital beacon receiver for ionospheric TEC measurement developed with GNU Radio. *Earth Planets Space*, Vol. 60, e21–e24, 2008.

- [4] K. Kamio, K. Nishimura, and T. Sato
Adaptive sidelobe control for clutter rejection of atmospheric radars *Annales Geophysicae*, Vol. 22, 4005–4012, 2004.

信楽 MU 観測所周辺域における物質交換・輸送・混合過程の精密測定

*東 邦昭¹ 古本 淳一² 橋口 浩之² 津田 敏隆²

¹ 京大大学生存基盤科学研究ユニット

² 京大大学生存圏研究所

1. はじめに

大気境界層は地表から高度数 100 m までの接地境界層と高度 1~2 km までの混合層と呼ばれる層から成り、接地境界層は地表の影響を直接受ける領域で、太陽放射エネルギーは地表から顕熱や潜熱の形で大気に与えられる。また接地境界層はその上空の混合層に対してエネルギーや物質を輸送し、混合層はさらに上空の自由大気に影響を及ぼしており、大気境界層の構造を知ることはよりスケールの大きな大気現象を知る上でも重要である。これまでの研究では、Stull(1988)がラジオゾンデ観測から高気圧に覆われ水平一様な場での大気境界層の日変化特性として日の出前後と日の入前後で大気境界層の温位プロファイルが大きく変化することを示した。その後、各研究フィールドで様々な手法で観測が行われており(服部ほか 1982; 田中ほか 1996; 藤吉ほか 2005)、複数のフィールドでは高さ数十 m の観測タワーを建設しそこに気象観測機器を設置し高時間分解能の連続的観測が行われている(石田ほか 2004)。しかしながらタワー観測では面的な観測データを得るのが難しく水平一様を仮定せざるを得なかった。本研究では乱流エコー強度を測ることが可能な 1.3GHz 帯ウインドプロファイラを傾斜させることで高度 1~2 km までの大気境界層の面的観測を行うことが目的である。本研究のフィールドとして、1.3GHz 帯ウインドプロファイラ観測を行う環境が整っている信楽 MU 観測所を選んだ。この観測所周辺は北東方向に谷筋が広がり、南東~南~西方向は森林が近接しており、水平非一様な場での大気境界層の観測を行うには適した場所であると考えられる。

2. 観測手法

図 1 に示すように 1 辺の長さが 2m のウインドプロファイラを地面に対して 59 度傾斜させて大気境界層における乱流エコーを観測した。中心周波数は 1375.5MHz、ビーム方向はレーダー面に対して直角方向のビームとレーダー面に対して角辺の方向へそれぞれ 14 度傾いたビームの計 5 ビームを使用して観測を行った。観測パラメーターは $\text{ipp} : 100 \mu\text{s}$ 、パルス幅 : 1μ 、コヒーレント積分数 : 16、FFT 数 : 512 で 8bit のパルス圧縮を行っている。またクラッターフェンスの有効性を評価するためにクラッターフェンスを設置した場合としない場合の 2 通りの実験を行った。

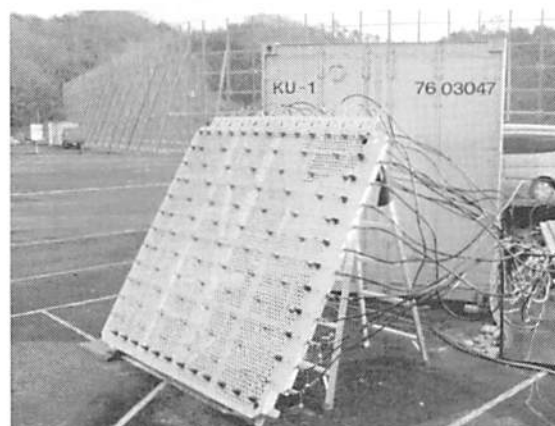


図 1: ウインドプロファイラを傾斜させた大気境界層の観測。ウインドプロファイラを地面に対して 59 度傾斜させている。

3. 結果

クラッターフェンスを設置しない場合 (図 2 左) 鉛直ビームをはじめ, すべてのビーム方向のドップラー速度はすその広がった分布をしており, 遠距離 (1000m 以上) ではクラッターエコーと乱流エコーを区別することができるが, 近距離 (1000m 未満) では乱流エコーを区別することができない. 一方, クラッターフェンスを両サイドに設置した場合 (図 2 右) はクラッターフェンスが無い場合に比べてドップラー速度の広がりが抑えられており, 遠距離だけでなく近距離においてもクラッターエコーと乱流エコーを区別することができる. また図 2 右の東ビームを除くビームでは 1000~2000m 付近に 40dB を上回る乱流エコーが存在しているが, 本観測ではこれらの乱流エコーの時間変動も捉えることができた.

次に信楽 MU 観測所に設置されているやぐら (地上高約 5m) にウインドプロファイラを設置した場合, 各方角 (10 度ごと) においてどれだけウインドプロファイラを傾斜させて観測することが可能であるかを調べた. 図 3 に各方角におけるウインドプロファイラの傾斜可能角度を示す. 方角によって傾斜可能角度に差はあるが全方角においてウインドプロファイラを地面から 60~80 度傾けて観測することが可能であることが明らかになった.

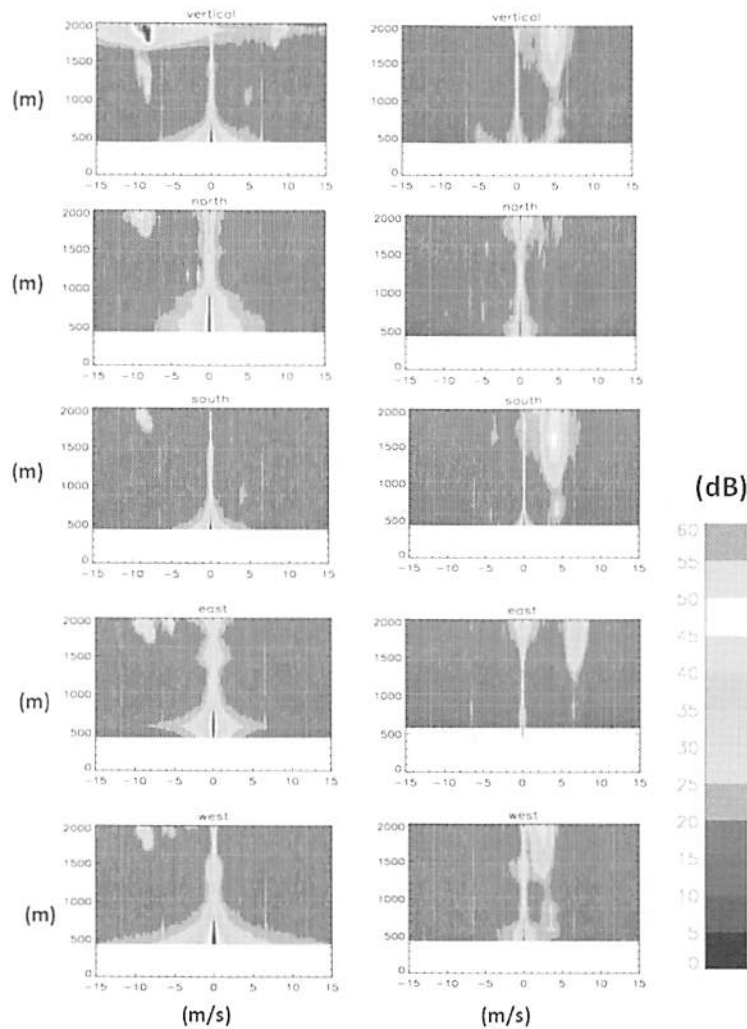


図2:各ビーム方向のドップラー速度. クラッターフェンスが無い場合 (左図:2010年1月9日 2222JST) とクラッターフェンスが有る場合 (右図:2010年1月9日 2350JST).

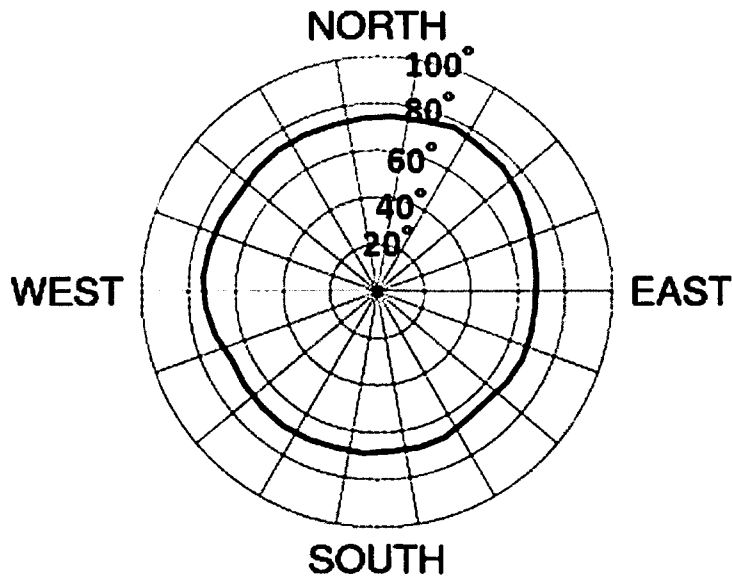


図 3: 各方向におけるウインドプロファイラ傾斜観測可能角度 (地上高約 5m のやぐらの上で測量器を用いて方位角 10 度きざみに測定)。実線は傾斜可能角度を示す。

4. 考察

両サイドにクラッターフェンスが無い場合、クラッターエコーが広がり乱流エコーとクラッターエコーを区別することが難しいが、クラッターフェンスが有る場合は乱流エコーとクラッターエコーを区別することができた。このことからウインドプロファイラを傾斜させた観測を行う場合、サイド方向にクラッターフェンスを設置することが重要であると考えられる。これまで、ウインドプロファイラを傾斜させた場合、クラッターエコーによって乱流エコーの観測が不可能であると考えられていたが本研究からクラッターフェンスを上手く利用することで傾斜観測が可能であることが明らかになった。以上のことから大気境界層の面的観測にウインドプロファイラが有効であると考えられる。

5. まとめ

本研究ではウインドプロファイラを 59 度傾斜させて大気境界層の面的観測を行うことが可能であることを示すことができた。クラッターフェンスが無い場合、クラッターエコーが広がるため乱流エコーとクラッターエコーの区別は困難であるが、クラッターフェンスが有る場合はクラッターエコーの広がりを抑えられ、乱流エコーとクラッターエコーを区別することができた。また、信楽 MU 観測所ではウインドプロファイラを各方向に 60~80 度傾斜させて観測できることを示すことができた。本実験では傾斜角を 59 度固定で行ったが今後は様々な角度で実験を行うとともに、水文関係への応用を検討し大気境界層の連続的な面的観測を目指す予定である。

参考文献

藤吉康志, 山下和也, 藤原忠誠 : 3次元走査型コヒーレントドップラーライダーによる大気境界層の流れの可視化. 天気, **52**, 3-4, 2005.

服部重昭, 近嵐弘栄, 竹内信治 : ヒノキ林における樹冠遮断量測定とその微気象学的解析. Bull. For. & For. Prod. Res. Inst., **318** 79-102, 1982.

石田祐宣, 田中賢治, 玉川一郎, 樋口篤志, 小野圭介 CAPS2002, 2003 参加メンバー : 水平スケールの異なる熱収支とそのインバランス -琵琶湖プロジェクト面的集中観測 (CAPS2002, 2003) -. 水文・水資源学会 2004 年研究発表会要旨集, **17**, 226-227, 2004

Stull, R.B. 1988: An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666p.

田中賢治, 大石 哲, 中北英一, 池淵周一 : 琵琶湖プロジェクト'95 における大気境界層観測. 京都大学防災研究所年報, **39 B-2**, 285-299, 1996.

信楽サイトにおける森林水文観測計画について

Research Programs for Forest Hydrological Observation in Shigaraki Site

戎 信宏¹, 高瀬 恵次¹

Nobuhiro EBISU¹, Keiji TAKASE¹

¹愛媛大学 農学部

Faculty of Agriculture, Ehime University

1. はじめに

森林流域の大気・水循環の研究は、森林が持つ水源涵養機能や、周辺の水・熱環境に与える影響を解明する上できわめて重要な課題である。さらに、地球温暖化の問題で世界的に炭素循環の測定が行われるようになり、特に森林は二酸化炭素の吸収源としての解明が必要で、現在、多くの森林サイトで研究が実施されている。本研究は、琵琶湖周辺の森林流域として、京都大学生存基盤研究ユニットのサイト型機動研究（代表：京都大学防災研究所、中北英一教授）により、京都大学生存圏研究所の信楽MU観測所周辺（図-1）に新規に森林水文観測試験地を設定し、森林流域の大気・水・炭素循環の観測・解析で青森県白神サイト（弘前大学と共同研究、図-2）、愛媛県大洲サイトとの比較研究を行う。

特に、落葉広葉樹林の森林流域の水収支、熱収支、二酸化炭素収支を観測することによって、水源涵養機能の評価を人工林である針葉樹林と落葉広葉樹林、世界遺産のブナ林とを比較検証し、さらには、二酸化炭素の吸収源の森林の役割の解明を行う。また、信楽 MU 観測所からの森林流域上空のライダー等観測によって、森林流域の大気循環への影響を解明することも研究の目的としている。

2. 試験地と観測計画の概要

試験流域は、信楽MU観測所周辺の落葉広葉樹林内に設置する（図-3）。流域面積は24.5haの森林流域で、信楽MU観測所から北東に約1.5kmのところの位置する。試験地流域内の植生は、落葉広葉樹が主要な森林であり、試験流域外周辺にはスギ、ヒノキの人工林が点在している。流域内における試験観測は、①雨量計による雨量観測と量水堰による流量観測（図-4、愛媛県大洲サイトの例）、②森林気象観測タワー（高さ約40m～45m程度）による熱収支観測（滋賀県余呉町の観測タワーの例、図-5）、二酸化炭素を含めたフラックス観測（図-6）、③森林の遮断蒸発量推定のための林内雨量観測（愛媛県サイトの例、図-7）である。広葉樹林の水文試験地の流量観測は、人工林のスギ、ヒノキ林の試験地との比較の上で非常に貴重である。特に、ブナ林を含めた落葉広葉樹林は、開葉から落葉と季節によって大きく変化するため、森林流域の流出特性に与える影響はきわめて変化に富んでおり、その解明は、水源林の森林施業管理に関係する問題と強く関係し、森林が持つ水源涵養機能を評価することになる。また、森林の蒸発散量を定量化することは、森林の水循環過程および周辺の熱環境の解明につながる。森林における二酸化炭素の収支は、地球温暖化の原因とされる二酸化炭素の吸収源の森林の役割を明確にする。さらに、他の植生と比較してきわめて大きい特徴を持つ森林の遮断蒸発量の解析は、森林からの年間の蒸発と蒸散と割合についてなど、それらの特性がまだ解明されていないことが多いため、その研究価値は高い。そのためにも、本研究計画で森林水文学上、明らかにできる点は数多く存在する。

3. 計画の進行状況

現在、試験流域の量水堰の建設に着手した状態である。雨量・流量観測は、森林水文研究の場合、20年程度の期間にわたり継続する必要がある。その理由は、10年未満では年間降雨量が毎年変化するため、流出特性の把握が十分でなく、サイト比較の研究の解析ではうまくいかない場合が多い。また、次年度以降に計画している観測タワー観測（フラックス観測）は、10年以上20年程度の観測には観測測器の維持管理で多大な労力と経費が必要になる。今後、慎重に計画を進めていく予定である。



図-1 信楽サイト（量水試験、タワー観測試験予定地） 図-2 白神サイト（タワー観測地周辺のブナ林）



図-3 信楽サイト試験流域位置図



図-4 量水観測用直角三角堰
（愛媛県大洲サイト）

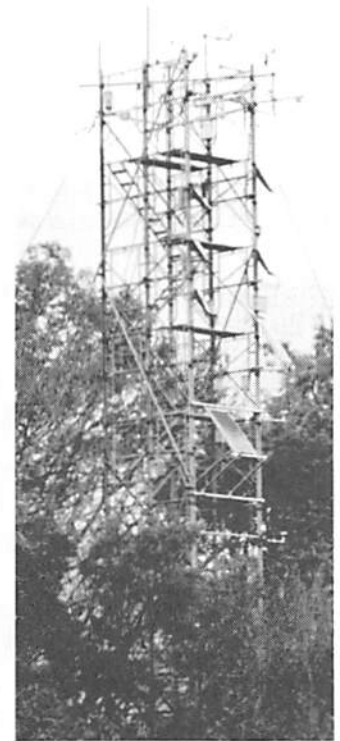


図-5 滋賀県余呉町の観測タワー



図-7 林内雨量観測試験地例（愛媛県西条、広葉樹林）

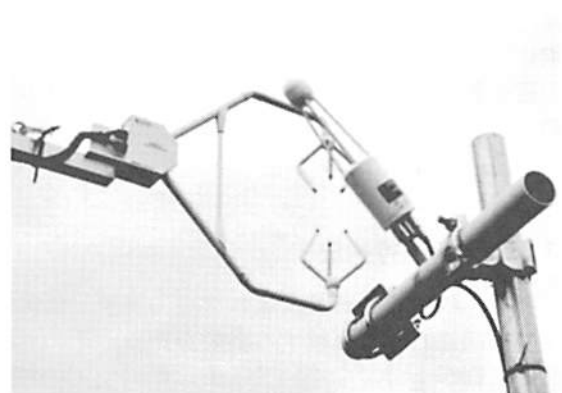


図-6 フラックス観測用の測器群
（超音波風速計とH₂O/CO₂赤外線変動計）

謝辞：信楽サイト試験地の設定では京都大学生存圏研究所の古本先生をはじめ、多くの人の援助を受けた。ここの謝意を表します。

MUレーダーと衛星放送電波の同時観測結果について

前川 泰之 柴垣 佳明
(大阪電気通信大学)

1. はじめに

周波数 10GHz 以上のマイクロ波帯やミリ波帯電波を用いる衛星通信回線は、広域性や広帯域性という利点があるものの降雨等の気象現象の影響を受けやすいという問題点がある。マイクロ波帯やミリ波帯の衛星通信電波に対して、最も大きな影響を与えるのは降雨減衰であり、主として地上降雨強度の累積確率分布を用いて衛星回線の降雨減衰統計予測が従来なされている。本研究ではさらに前線の種類や雨域通路長の変動がこれらの予測に与える影響を解明するため、低気圧通過時の前線面近傍の風系の分布に注意して降雨事象毎の大気の運動について解析を行う。衛星回線の降雨減衰対策としては、多地点間あるいは衛星間で受信レベルを切替える各種のダイバーシティが挙げられるが、これらの効果は雨域の通過方向と密接な関係があり、MUレーダーによる上空の風系の同時観測が大変有用である。

また降雨時のみならず晴天時においても衛星電波の受信レベルはかなり変動を示すことがあり、これは対流圏シンチレーションと呼ばれ、特に低緯度低仰角では夏季の高温多湿時には降雨減衰同様に実用上無視できない現象である。この衛星通電波の対流圏シンチレーションはMUレーダーの大気散乱エコーと同様に大気中の乱流層が原因で生じる現象とされているが、まだその実証例はほとんどなく、乱流強度との相関性もまだ十分明らかにされていない。本研究ではそれらの対応関係を詳しく調査するとともに、MUレーダーの天頂・非天頂間のエコーパワー比との関係にも着目し、シンチレーションのダイバーシティ受信対策として水平垂直距離間の相関特性の調査を詳しく行ったので報告する。

2. 測定方法

本研究で主に用いたMUレーダー観測データは、過去5年間毎月行われている対流圏下部成層圏標準観測データである。またMU観測所に放送衛星(BS)の受信機を1台設置し、1秒毎にBS7チャンネル(11.84GHz)の受信レベルを連続して記録した。対流圏シンチレーションは数秒から数十秒程度の周期で受信レベルが変動する現象であり、その発生持続時間は通常数分から数十分程度である。そこで本測定ではBS受信レベルに対して1分平均値の周りの標準偏差を求めることによってシンチレーションの変動振幅を算出した。そしてこの変動振幅を数分毎にえられるMUレーダー鉛直風速やエコーパワーと比較することにより、対流現象やそれに伴う大気乱流散乱との比較を行った。また大気の上下運動により発生する対流性乱流の他に、水平流の高度方向のシアにより発生する層状性乱流の影響も調べる必要がある。このため東西南北水平風速の推定は1時間程度MUレーダーの同方向の非天頂風速を平均して鉛直変動の影響を除去して上で行った。

一方、衛星電波観測に関しては、MUレーダー観測所(滋賀県甲賀市)と大阪電気通信大学(OECU、大阪府寝屋川市)の他に、京都大学生存圏研究所(RISH、京都府宇治市)屋上にもBS

アンテナを設置させて頂き、距離が約 20~50km 離れた 3 点観測による雨域の通過方向やサイトダイバーシティ効果と各種前線の通過方向やMUレーダーによる上層風の分布との比較を進めている。また、本学寝屋川学舎周辺では、近隣の本学四條畷学舎(四條畷市)と大阪電気通信大学高校(守口市)にもBS受信機を設置し、距離がより短い4~8kmの範囲でのサイトダイバーシティ効果も併せて検討している。さらに本学寝屋川学舎では、一つの基準アンテナに対して水平垂直方向に1~5m程度補助アンテナを離して設置し、BSやCS(通信衛星)電波を1秒間隔で連続受信した。そしてそれらの間の相関係数を毎分計算することによって、シンチレーションによる生じる時間変動に対する空間ダイバーシティ効果をそれぞれ数m間隔の水平垂直方向に対して導出した。

3. 測定結果

対流圏シンチレーションについてはその発生時間帯にMUレーダーによる鉛直風速変動が大きくなりエコーパワーも増大する現象が、主として7から8月における夏季のMUレーダー観測所におけるBS電波測定例で過去5年間に多数確認されている。時間帯は圧倒的に昼間の午後の時間帯(12-16LT)が多く、エコーパワーの高度は2-4kmの比較的低高度が多く、水蒸気密度が高い対流圏下部の屈折率変動が、このような対流性乱流による対流圏シンチレーションの発生に大きく寄与していることを示している(伊藤、前川 2006)。また、発生頻度やその振幅はかなり小さくなるものの対流圏シンチレーションは夏季以外にもいくらか発生するが、そのときのMUレーダー鉛直風速には余り目立った変化は見られず、むしろ東西南北水平風の鉛直シアが20-40 m/s/km程度まで増大する傾向があり、このようなシンチレーションは対流性ではなくシア不安定性に起因する層状性乱流が原因である可能性が示された(伊藤、前川 2006、伊藤 2007)。

次に、衛星電波の多点観測に関しては、OECU、RISH、およびMU等で2003年より降雨事象毎に蓄積した減衰データの時間差から雨域の通過速度と通過方向の推定を200例以上にわたって行い、サイトダイバーシティ効果は2局間の距離に係らず、雨域の通過方向に対し垂直は方向にある2局を選ぶと最も有効であることが示された(Maekawa et al. 2008a)。また低気圧に伴う寒冷・温暖前線の場合、これらの雨域の通過方向と速度は、それぞれの前線に垂直な方向の値にほぼ一致し、事前に天気図やレーダーアメダス等の情報からダイバーシティ効果が有効な方向が予測可能であることが分かった。そして3局から適切な方向の2局を適宜選ぶことにより、従来2局間におけるITU-R予測値よりも降雨減衰による不稼働時間率が約60%まで軽減できることが示された(前川他 2008b、Maekawa et al. 2008c)。

図1に衛星電波観測で得られた前線による(a)雨域通過速度と(b)通過方向をMUレーダー観測による高度3-4kmにおける水平風速風向との対応を、2003~2007年の間に得られた10例の降雨事象毎に調べた例を示す。ただし方向は北向きを0°とし、時計回りの角度で示す。図1(a)より両者の速度の間により相関が有るもののMUレーダー観測値の方が5m/s程度大きな値を示し、この差はMUレーダーの観測高度とともに幾分増大する傾向にあるので、前線面に沿って上空に鉛直シアが存在することが示された。一方、図1(b)の方向も両者の間により相関が見られるが、詳しく見るとMUレーダー風速の方向の方が幾分小さい値を示し、

数速が上層でやや反時計回りに回転する傾向がある。今後これらの差異が衛星伝搬路に与える影響を、さらに詳しく調査する予定である。

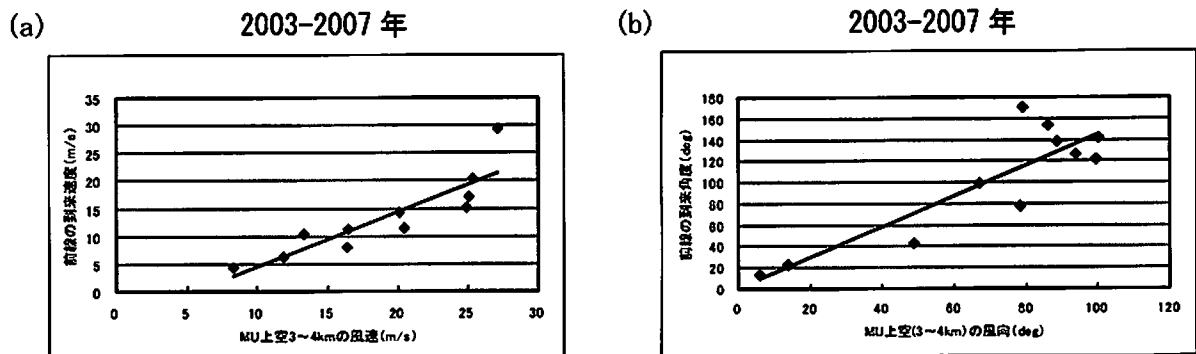


図 1 : MUレーダー観測による水平風速と前線に伴う (a) 雨域通過速度と (b) 風向の対応例。

本学衛星通信研究施設(OECU、寝屋川市)では、以前から2個のBS受信アンテナを伝搬路に対して水平と垂直方向に数メートルの距離を設けて設置した場合について、シンチレーションによるレベル変動の空間相関係数の調査を行っている。1995年頃の初期の測定において、これらの空間相関係数の時間変化を数日間にわたってMUレーダーによる天頂・非天頂エコーパワー比と比較した結果、水平距離相関は幾分エコーパワー比と正の相関があるのに対し鉛直距離相関は逆にエコーパワー比と負の相関を示す等、正反対の特性が示されている(Shibagaki 1997)。その後これらの相関距離(相関係数が $1/e$ となる距離)を約10年間にわたってBS電波を用いて調べた結果、夏季には水平垂直間で相関距離の差異は余りないものの、冬季には水平方向の方が垂直方向に対し相関距離が1.5倍程度増大することが明らかになった。この原因は、前述のように夏季には対流性乱流、冬季には層状性乱流がそれぞれ支配的なために生じる現象と考えられる(伊藤 2007)。図2は1999~2002年の間に本学において、各季節に水平・垂直方向にアンテナを1mずつ移動させて、BS電波受信レベルの空間相関係数を測定した結果について、各移動距離に対する4年間の平均値を示したものである。

今回2005年度の夏季から冬季にかけてKu帯(12GHz帯)のCS電波を複数のアンテナで受信を行って同様に水平垂直方向の空間相関係数の季節変化を調査して、MUレーダー観測によるエコーパワー比とさらに詳しく比較を行ったのでさらに報告する。図3はN-STARa(仰角 49.5°)の12GHz帯電波による本学でのシンチレーションの空間相関係数の測定結果であり、水平と垂直方向での差異は夏季よりも冬季にやはり増大することが分かる。また冬季における両方向の相関距離の差異は1.4程度であり、図2のBS(仰角 41.4°)の場合に比べてやや小さいのが特徴であり、これは衛星仰角が幾分高いことが関係していると思われる。ここで図4に、MUレーダー観測による高度2-4kmにおけるエコーパワー比を、各月の下部成層圏観測モード時でのシンチレーション発生時間帯について平均した結果を2005-2007年の間にわたって示す。図4より夏季と冬季のエコーパワー比の差異が明らかであり、シンチレーション発生時の対流性乱流と層状性乱流の空間特性の違いが、このような水平垂直相関距離の季節的な差異を生み出す直接の原因であることが統計的に示されたといえる。

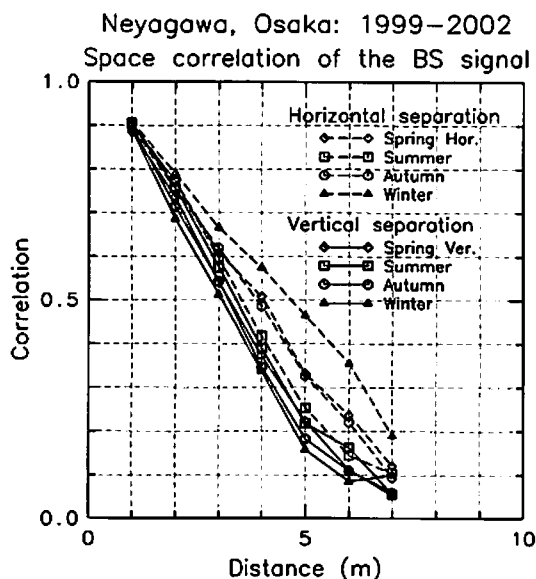


図2. BS電波受信レベルの空間相関係数

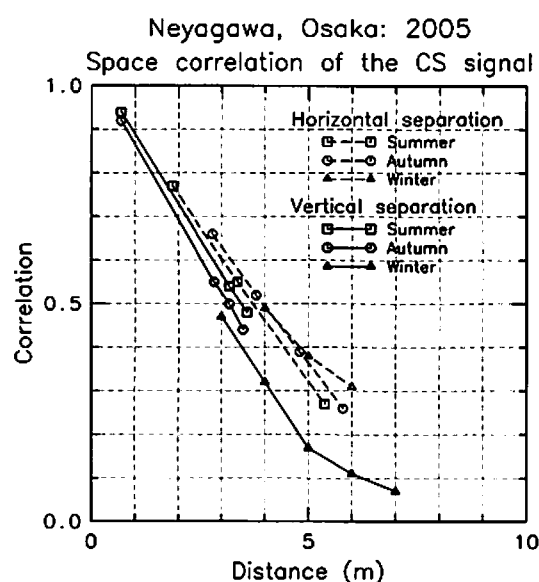


図3. CS電波受信レベルの空間相関係数

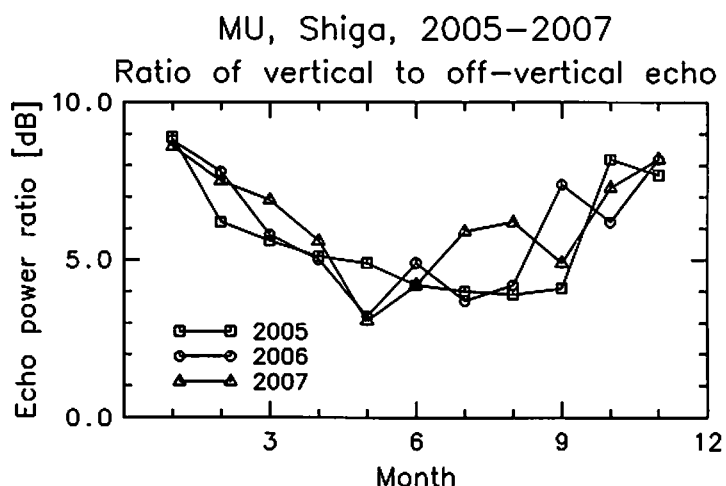


図4. シンチレーション発生時におけるMUレーダーエコーパワー比の年変動

4. おわりに

マイクロ波帯やミリ波帯衛星通信回線における降雨減衰や対流圏シンチレーションの特性を解明するためのMUレーダー観測例について、最近の研究成果に基づき報告を行った。降雨減衰に関しては上層風の情報がサイトダイバーシティによる降雨減衰対策のより効果的な利用につながることを示した。また対流圏シンチレーションに関しては、水平垂直距離相関特性に基づくダイバーシティ効果の差異を探る上でも重要な情報を与えることを述べた。

参考文献

- 伊藤、前川、信学ソ大、B-1-17、金沢大、2006.
- 伊藤毅、大阪電気通信大学修士論文、2007.
- Maekawa et al., *IEICE Tran. Commun.* Vol. E91-B, No.6, pp.1812-1818, Jun. 2008a.
- 前川他、信学技報、A・P2008-42、北大、2008b.
- Maekawa et al., *Proc. ISAP2008*, Taipei, Taiwan, Oct. 2008c.
- Shibagaki, Y., Ph.D.Thesis, Osaka Electro-Commun.Univ., 1997.

Xバンド、Kaバンドレーダを用いた降雨・雲観測装置の概要

扇澤 一平¹,大東 雄二¹,市山 尚¹,田尻 拓也²,中里 真久²

(1:三菱電機特機システム株式会社 2:気象研究所)

1. はじめに

気象現象の観測は、レーダ装置をはじめ様々な観測装置により日々データ蓄積を行い研究が行われている。複数のレーダ送信周波数による観測は雲の特性を知る上で非常に有効な手段であり、気象研究所を中核機関とした「人工降雪・降雨に関する総合的研究(JCSEPA)」においても、ライダーやXバンド、Kバンド、Kaバンド、Wバンドレーダを用いた同時観測が行われている。これは航空機からのシーディングによって降水の増加を促し、安定した水源確保のために行われている研究である。そこでシーディング有効雲のモニタリング、シーディング効果の評価を行うために、Xバンド天頂レーダ及びFMCW型Kaバンドレーダを開発したのでその概要を報告する。またこのシーディングの観測結果の他にも、性能評価のためにMUレーダとの比較等頂いた解析結果も合わせて紹介する。

2. 研究背景と目的

気象観測はデータ蓄積のために非常に重要であるが、決められた予算内で行うため観測期間、場所の制限がかかる場合がある。少しでも観測データを蓄積するため、小型で場所を選ばず長時間観測が行えることを目的のひとつとして開発を行った。

国内既存のKaバンドレーダは送信管としてマグネトロン(Magnetron)を使用している。送信尖頭電力は100kWであるが、寿命は1,000時間程度と比較的短く、長期観測をする為にはランニングコストがかかる。(連続運転を行うと1ヵ月半で交換する必要があり、Kaバンドのマグネトロンも非常に高価である)そこで安価に長時間観測を可能とするために送信管に2万時間の寿命実績のある進行波管(TWT)を採用し、長期のモニタリングに適したレーダシステムを開発した。運用開始から約16,000時間経過しているが性能の劣化なしで運用中である。

また雲のプロファイルから降雨に至るプロセスのモニタリングのため、粒径数十umの雲から弱い降雨にかけて有効な周波数帯であるKaバンドの周波数を選定した。

Xバンド天頂レーダは、ビームを天頂方向へ固定することによって直接降雨等のドップラースペクトラムを取得できるように既存のXバンドドップラレーダを改造した。Xバンドのマグネトロンはマリナーレーダなどの需要もあることから、比較的小規模で安価に構成できる。今回はドップラースペクトラムを取得できる安価なレーダということコンセプトにして開発を行った。

表1 気象レーダの周波数帯

区分	周波数(波長)(代表値)	観測対象	観測距離
C	5.3GHz(5.7cm)	降雨	200km程度
X	8.5GHz(3.2cm)	降雨、降雪	60km程度
Ka	35GHz(8.6mm)	弱い降雨、降雪、霧、雲粒子	30km程度

レイリー領域では、後方散乱 $\propto D^6 / \lambda^4$ (D:反射因子の粒径 λ :電波の波長)

3. 装置概要

3.1 FMCW 型 Ka バンドレーダ装置

空中線装置と信号処理装置で構成しており、雪や降雨からの保護のためにレドームをかぶせている。空中線装置は送信と受信を同時に行う FMCW 方式であるため、送信用と受信用の 2 系統の空中線を設けている。また送信系から受信系の回り込みを防止するため送信用空中線と受信用空中線の間を電波吸収体で遮蔽している。送信部および受信部は給電損失を低減するため、それぞれ空中線部の直下に配置している。信号処理装置は信号処理部とパーソナルコンピュータで構成され、屋外に設置した空中線装置とケーブルで接続している。FMCW 型 Ka バンドレーダ装置の外観を図 1 に示す。

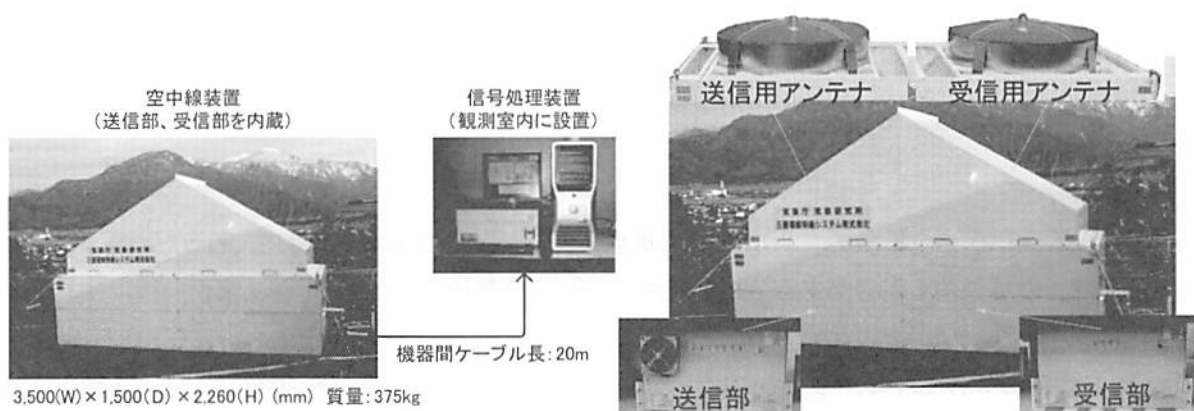


図 1. FMCW 型 Ka バンドレーダ装置の外観

VHF 帯で FMCW 変調を行い、この VHF 信号を Ka バンドに変換し、電力増幅を行い送信用空中線から鉛直方向に送信する。新規に開発した進行波管増幅器 (TWTA) を用いて、送信電力は 100W と従来の FMCW 型レーダと比較して大出力を実現している。送信波は雲などの散乱体によって反射された電波を受信アンテナで受信する。受信波は受信部で増幅した後、VHF 帯に変換して信号処理部に送り、送信波と混合した後、A/D 変換を行いその後 FFT を行っている。FMCW 型 Ka バンドレーダの回路構成を図 2 に、主要諸元を表 1 に示す。

表 1. FMCW 型 Ka バンドレーダ 主要諸元

送信周波数	35.25GHz
空中線径	1.2m φ
変調方式	FMCW
ビーム幅	0.5°
送信電力	100W
最大観測距離	15,000m
距離分解能	50m
ドップラー速度	±10m/s

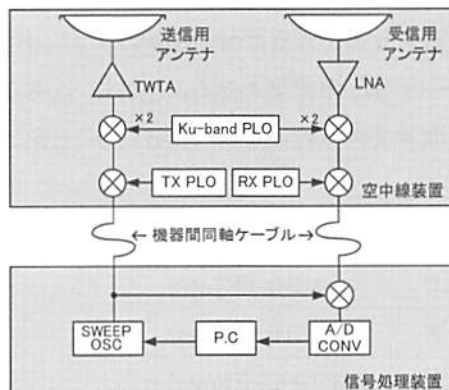


図 2. FMCW 型 Ka バンドレーダの回路構成図

3.2 Xバンド天頂レーダ装置

Xバンド天頂レーダは反射強度、ドップラー速度に加えてドップラースペクトラムデータの取得が可能な可搬型小型レーダである。天頂観測の他に手動ハンドルにて仰角を変化させてPPI観測を行うことも可能である。天頂観測時は空中線に半球型のフィドームを取り付けて、降雨及び降雪からの影響を防いでいる。送受信機は空中線の台座内に収納しており、屋内に設置された信号処理装置のPCとケーブルにて接続する。Xバンド天頂レーダ装置の外観を図3に示す。

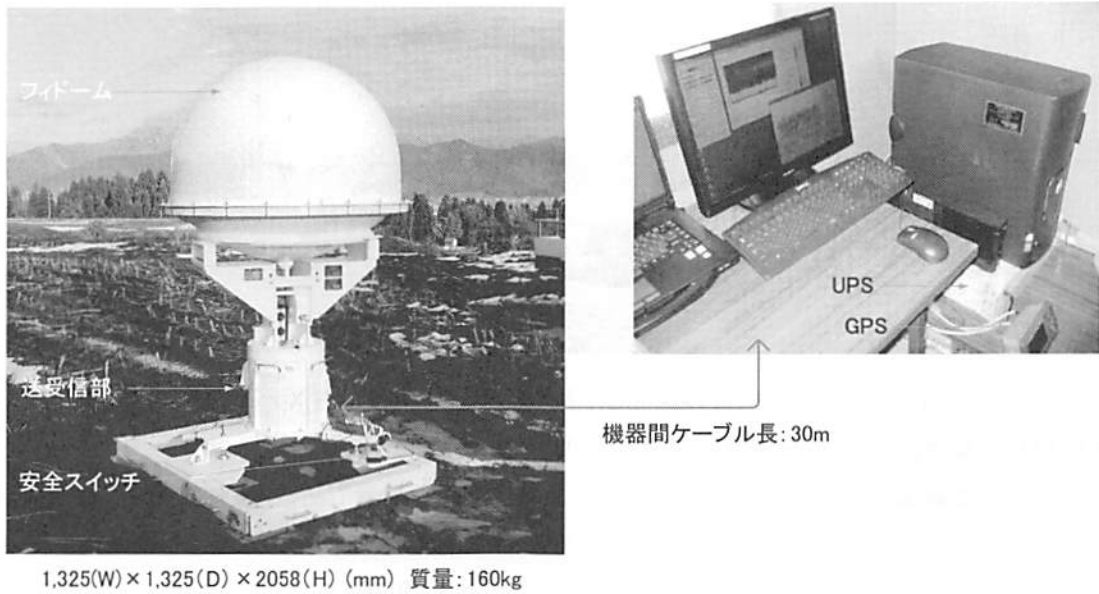


図3. Xバンド天頂レーダ装置の外観

マグネトロンを送信管とし、送受信一体型のパラボラアンテナより9.7GHzのパルス信号を送信する。受信波はVHF帯のIF信号に変換された後、A/D変換、FFT処理され、反射強度、ドップラー速度、速度幅及びドップラースペクトラムデータがハードディスクへ記録される。Xバンド天頂レーダの回路構成を図4に、主要諸元を表2に示す。

表2. FMCW型Kaバンドレーダ 主要諸元

送信周波数	9.77GHz
空中線径	1.2mφ
変調方式	Pulse
ビーム幅	2.0°
送信電力	20kW
最大観測距離	30,000m
距離分解能	60m
ドップラー速度	±9m/s

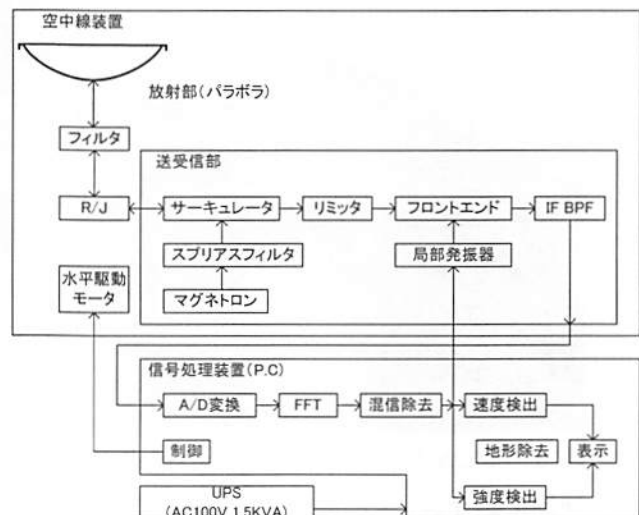


図4. Xバンド天頂レーダの回路構成図

4. 観測結果

本レーダは主に人工降雨及び人工降雪の研究用途で使用され、夏季は高知県で冬季は新潟県で継続的に観測が行われている。それ以外の期間は滋賀県の MU 観測所にて観測を行い、データの蓄積と評価を行っている。本レーダは非常に小型で、電源も一般コンセントから供給できるという特徴から 4t のユニック車で運搬することが可能で、展開、観測開始までの時間は数時間程度である。冬季、新潟県での設置風景を図 5 に示す。



図 5. レーダ設置風景(左:FMCW 型 Ka バンドレーダ 右:X バンド天頂レーダ)

4.1 FMCW 型 Ka バンドレーダの観測例 (2008 年 2 月 9 日)

図 6 は新潟県で観測された氷晶雲 (Ice cloud) の観測事例である。横軸に時刻、縦軸に高度を示す。上空 3.5km~4.2km には -15dBz 程度の反射強度の雲を観測している。午前 8 時 5 分~8 時 25 分の観測データで、このとき地上には降水はなかった。下層の白い領域は -35dBz 以下のノイズ領域を示している。Ka バンドレーダはスイープ毎にビート信号の IQ 信号を FFT した出力を記録している。記録データを演算して反射強度とドップラー速度を表示することができる。

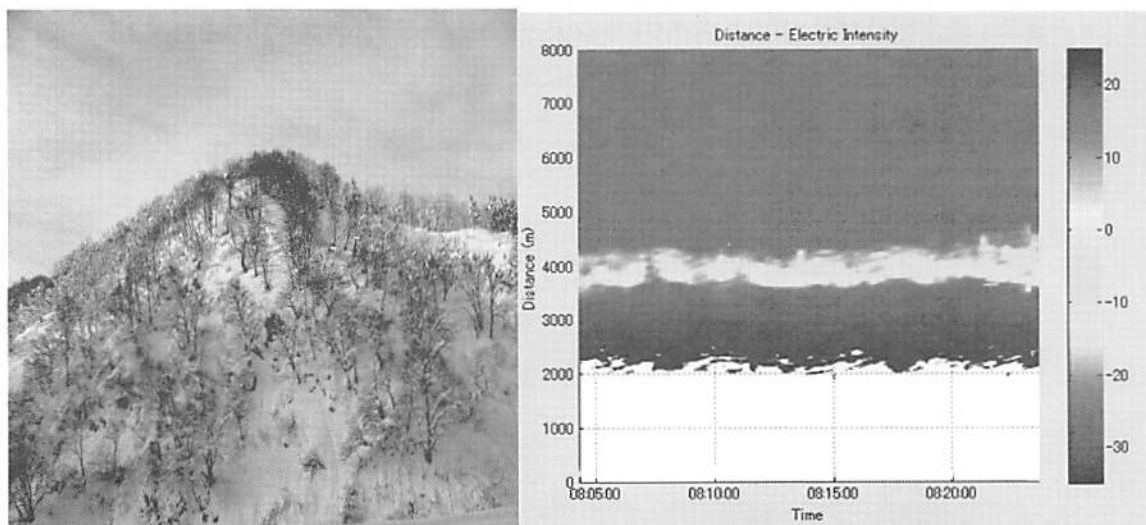


図 6. FMCW 型 Ka バンドレーダの観測例 (左図: 観測時上空の雲の様子 右図: 反射強度の時間高度断面図)

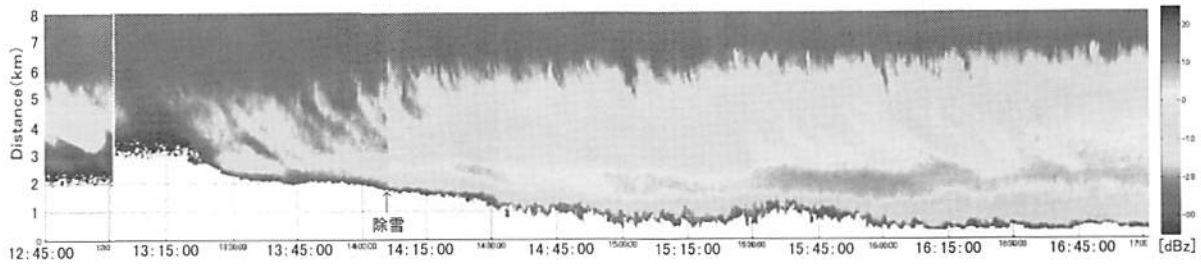


図 7. 反射強度の時間高度断面図

図 7 は同日の 12:45～17:00 における観測事例で横軸に時間、縦軸に高度を示す。エコー領域が徐々に高度を下げ、高度 2km 付近にも強い反射強度の領域が観測されている。この約 1 時間後には地上にも雪が降り始め、その後大雪に見舞われた。

14 時過ぎの「←除雪」は、レドームに雪が積もっていた為、反射強度が弱く表示されている。このようにレドームに積もった雪は観測に影響があるので、注意が必要である。

4.2 X バンド天頂レーダの観測例

2007 年 12 月 23 日に新潟県で観測された事例を図 8 に示す。横軸に時刻、縦軸に高度を示す。この観測例では反射強度 20dBZ 程度の降雪が観測されており、4 時以降には高度 5km 付近から連なるエコーが地上に達しているのが捉えられている。

図 9 にドップラースペクトラムの高度分布を示す。横軸にドップラー速度、縦軸に高度を示す。上空で雪片などの融解と思われる現象が高度 1km 以下でのドップラー速度の変化と反射強度の増加として捉えられている。

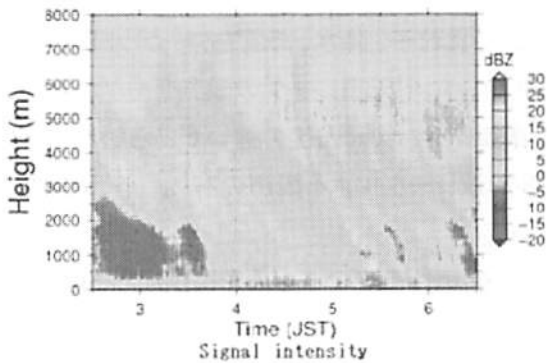


図 8. 反射強度の時間高度断面図

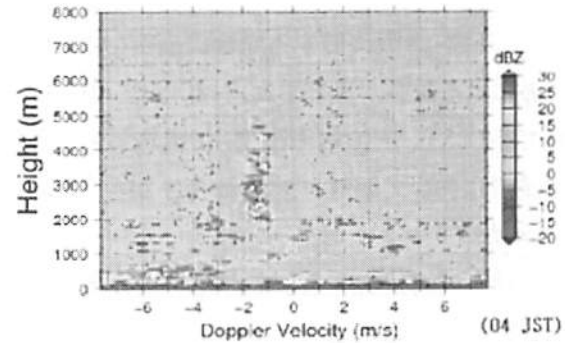


図 9. ドップラースペクトラムの高度分布図

4.3 同時観測の例

2009 年 10 月に滋賀県の MU レーダ観測所において FMCW 型 Ka バンドレーダと X バンド天頂レーダの同時観測が共同研究の一環として行われた。

2009 年 10 月 25 日の夕方より 26 にかけて降水帯が MU レーダ観測所上空を通過した。その時の FMCW 型 Ka バンドレーダと X バンド天頂レーダ、それぞれの反射強度とドップラー速度の観測結果を図 10 及び図 11 に示す。横軸に時刻、縦軸に高度を示す。反射強度、ドップラー速度においても両者一致しているのがわかる。

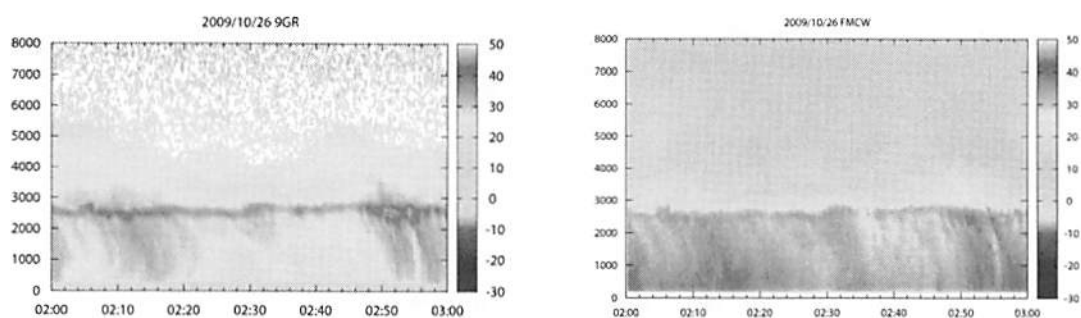


図 10 反射強度の時間高度断面図(左図: Xバンド天頂レーダ右図:FMCW型Kaバンドレーダ)

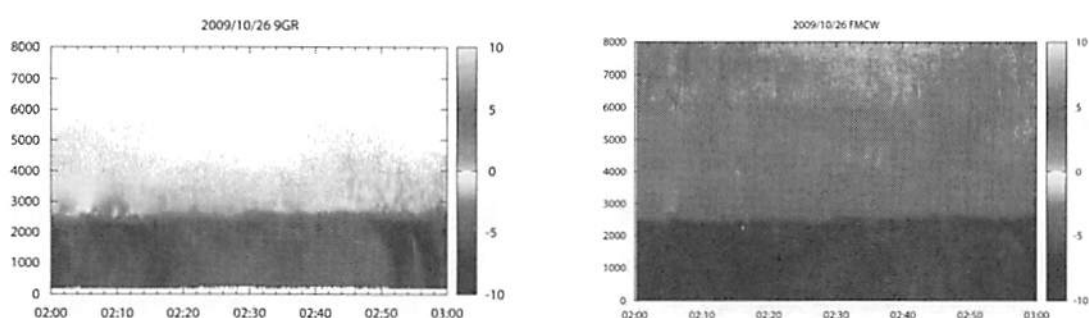


図 11 ドップラー速度の時間高度断面図(左図: Xバンド天頂レーダ右図:FMCW型Kaバンドレーダ)

5. まとめ

「人工降雪・降雨に関する総合的研究(JCSEPA)」において雲粒子、降水、降雪をターゲットにして多周波による観測が継続され、FMCW型Kaバンドレーダ、Xバンド天頂レーダの観測データが蓄積されてきている。その観測事例より雲内における粒子の振舞いや、反射強度の違いがあらわれるなど両波長において明確な波長依存性が見られるなど、多周波レーダによる観測の有効性を示す結果となった。

今後、共同研究を通じて研究成果の反映を行い、より信頼性の高いデータを提供するとともに、品質を第一に気象研究への貢献を行いたい。

6. 参考文献、謝辞

- 1) 2008年度春季日本気象学会 C303 FMCW型Ka-bandレーダの開発 大東 雄二(三菱電機特機システム)、田尻 拓也(気象研)、中里 真久(気象研)
- 2) 2008年度春季日本気象学会 P103 Xバンド及びKaバンドレーダを用いたシーディング有効雲の観測 中里 真久(気象研)、田尻 拓也(気象研)、大東 雄二(三菱電機特機システム)
- 3) 信楽における9GHz帯・35GHz帯レーダの観測結果 速報 山本 真之(京都大学)

システムの開発にあたり、データの提供ならびに多大なご指導とご協力頂きました京都大学殿、気象庁殿及び気象研究所殿の関係者各位に深く感謝の意を表します。

沖縄偏波降雨レーダによる改良型バイスタティック降雨観測実験

川村 誠治、花土 弘、杉谷 茂夫、中川 勝広
情報通信研究機構

1. はじめに

気象レーダで2次元の風速場を測定する有力な手段の一つに、バイスタティック観測がある。複数の送信局を観測エリアが重なるように密に設置しても2次元風速場の測定は可能だが、この場合コストのかかる送信局を複数用意する必要があること、また一般に混信を避けるために複数の周波数を用いる必要があることなどがシステム導入の足かせとなる。バイスタティック観測では、1台の送信局と比較的安価な受信専用局だけで2次元風速が測定できるため、コストの点でも周波数の点でも有利である。近年日本全土をカバーする現業の気象レーダでも次々とドップラー機能が付加されてきている。バイスタティック観測の手法が確立すれば、送信局を増やすことなく日本全土において降雨時の2次元風速場を得ることができ、これらのデータは数値予報モデルの入力値としても非常に有効な情報となることが期待される。

ただし、これまで気象レーダにおいてバイスタティック観測が広く用いられるに至っていないのにはいくつかの原因がある。一般にバイスタティック観測では観測エリアを広く取るためにビームの広い受信アンテナを利用しており、利得の点で不利であるほかに、強い降雨エコーの近辺ではサイドローブの漏れ込みが重大な問題となる。バイスタティック観測で得られる風速の信頼性については、主にサイドローブの漏れ込みの観点からこれまで多くの研究がなされている[1-7]。サイドローブの漏れ込みが発生している領域を特定する方法はいくつか提案されているが[8,5-6]、基本的に漏れ込みが生じているデータは削除するしかないのが現状である。最近、観測後に数値的に逆問題を解くという手法でサイドローブの漏れ込みを補正する手法が提案されているが[9]、サイドローブからの漏れ込みそのものを低減する手法については十分な検討がされていない。

受信局のアンテナを送信アンテナなみに細いビームにすれば当然サイドローブの漏れ込みは抑えられるが、この場合アンテナが大きくなるだけでなく、広いエリアを観測するために送信アンテナと同期して受信アンテナも駆動させる必要が生じ、コストの面で不利である。本研究では、従来のバイスタティック観測に用いられてきたようなビーム幅の広い受信アンテナを用い、かつそれらを駆動させることなく、なるべく低コストでサイドローブの漏れ込みを低減させるようなバイスタティック観測システムの開発を目指す。

情報通信研究機構では、沖縄県名護市に送信周波数 5.34 GHz (波長約 5.6 cm)の沖縄偏波降雨レーダ(以下 COBRA)を有しており、これまで降雨観測技術の研究開発を行ってきた。本研究では COBRA と、COBRA の有する従来型バイスタティック観測システムの

一部(具体的には受信アンテナ)を用いて新システムの検討を行う。

2. 新システムの概要

改良型受信システムで用いるのも、従来と同等のビーム幅の広い受信アンテナであるが、複数台でアレイを合成することを考える。さらに、通常のアレイアンテナでは素子間隔を半波長程度にしてグレーティングローブの発生を抑制するのが一般的だが、今回のシステムでは敢えてグレーティングローブを発生させ、それを積極的に用いる。たとえば素子間隔を 10 波長程度にすると、素子間隔半波長の場合のメインビームよりもはるかに細かいビーム(グレーティングローブ)が多数同時に合成される。この細かいビームが、サイドローブからの漏れ込みを低減するのに有効となる。多数のビームが同時に形成されるため受信信号には複数のローブからの信号が入ってきて一見複雑だが、送受信のタイミングが分かっているればある時刻の受信信号がどのローブからのエコーかは時間で区別が可能である。また、各ビームはそれぞれ異なる方向に出るためそれだけでも広い領域をカバーすることが可能だが、さらにデジタルビームフォーミング(以下 DBF)を用いることで各ビーム間の空白を埋めることが可能となる。

今回の実験では、COBRA 開発当初に同時に導入された従来型バイスタティック受信システムのアンテナ 4 本を流用することを考えている。以降のシミュレーションではこのアンテナを用い、名護市の COBRA サイトから送信された送信電波を、そこから約 23.9 km 離れた恩納村の NICT 沖縄亜熱帯計測技術センター(以下恩納センター)で受信することを想定する。

3. シミュレーション結果

今回使用を想定している COBRA 従来型バイスタティック観測システムの受信アンテナ単体の方位角方向のアンテナパターンを図 1 に示す。図 2 は、このアンテナ 4 本を用いて

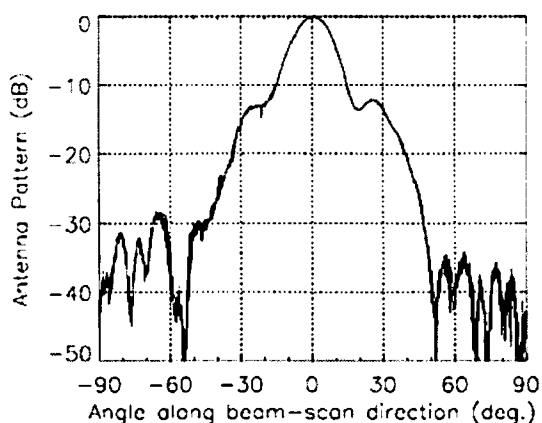


図 1. 今回の実験で用いることを想定している COBRA 従来型バイスタティック観測システムの受信アンテナ単体のアンテナパターン。

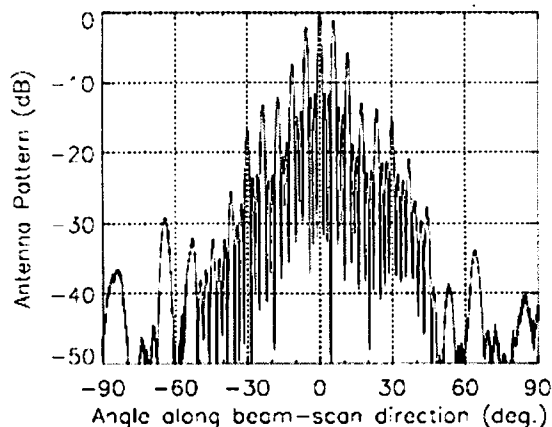


図 2. 図 1 のアンテナ 4 本を用いてアレイを合成した時の合成アンテナパターンの例(素子間隔 10 波長、約 56 cm)。

アレイ合成した場合の合成アンテナパターンの例(素子数 4、素子間隔 10 波長)である。細いローブが複数同時に形成されていることが分かる。素子数を増やすと、各ローブ間の谷が深くなり、また素子間隔を広げるとローブの数が増えていく(同時に細くなっていく)ことになる。

3.1. 送受合成アンテナパターン

図 3 と図 4 に送受合成したアンテナパターンの例を示す。図 3 が従来型バイスタティック観測(アンテナ 1 本)の例で、図 4 が改良型バイスタティック観測(アンテナ 4 本、素子間隔 10 波長)の例である。図中の R が受信局である恩納センター、T が送信局である COBRA サイトを示す。COBRA からの送信ビームの方位角は 315 度、恩納センターの受信アンテナの方位角は 10 度としている。各図における曲線は、T と R を焦点とする楕円の一部分である。同一楕円上の各点は、送信局からの電波が反射されて受信局へ入る経路長が同じとなるため同一レンジに受信され、区別することができない。サイドローブからの漏れ込みを低減させるためには、この同一楕円上で所望の方位以外からのエコー強度をいかに抑えるかが重要となる。各図の楕円断面を図 5 に示す。点線が従来型(図 3)、実線が改良型(図 4)に相当する。改良型システムでは、メインビーム近傍のサイドローブが従来システムよりも 10 dB 以上低くなっており、サイドローブからの漏れ込みの低減が期待される。

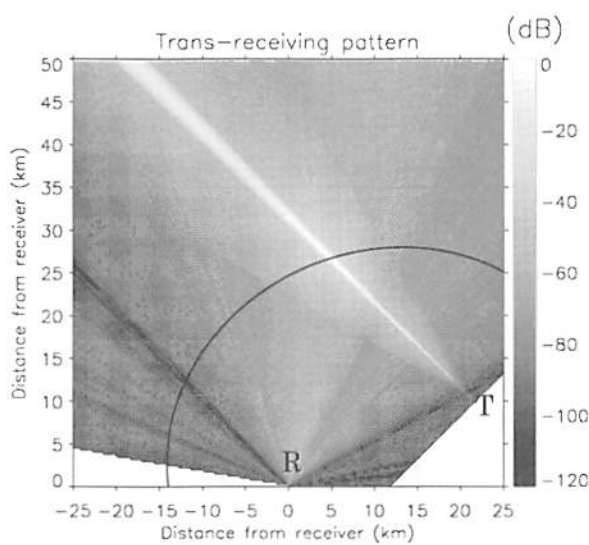


図 3. 従来型バイスタティック観測システム(単体の受信アンテナ)における送受合成アンテナパターン例。

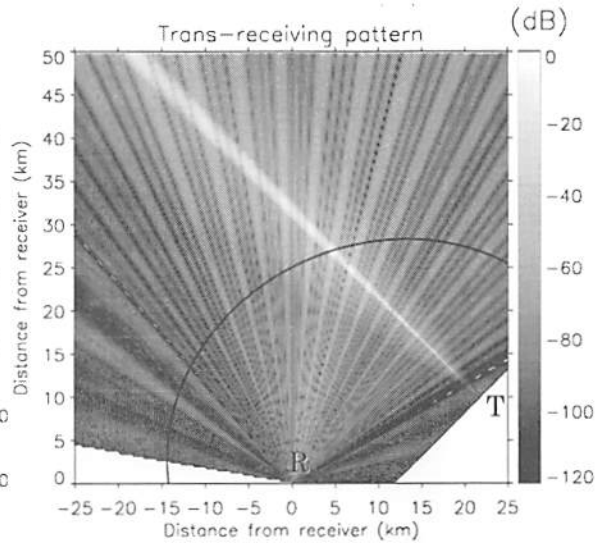


図 4. 改良型バイスタティック観測システムにおける送受合成アンテナパターン例。素子数 4、素子間隔 10 波長。

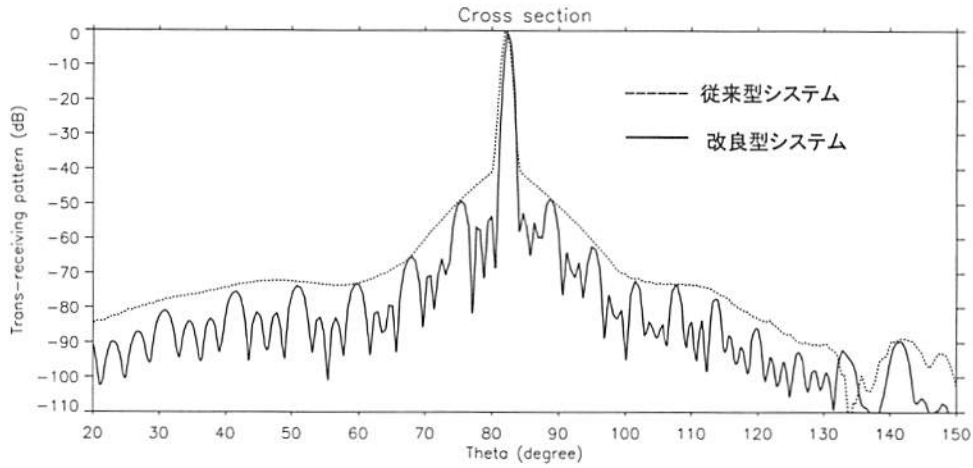


図 5. 送受合成アンテナパターンの楕円断面。実線が改良型、点線が従来型システムを示している。

3.2. 受信信号強度

一様に $Z = 30 \text{ dB}$ の雨が降っている場を仮定したときの受信信号強度のシミュレーション結果を図 6 と図 7 に示す。図 6 が従来型、図 7 が改良型システム(素子数 4、素子間隔 10 波長)の例である。どちらの場合も、送信パルス幅は $2 \mu\text{s}$ で計算している。改良型システムは通常の信号処理では多数のグレイティングローブが信号強度の強弱として現れるが、DBF によってローブ位置をずらすことが可能なため、DBF 処理後にローブの極大のみを取り出すことで図 7 のようなエコー強度を得ることができる。

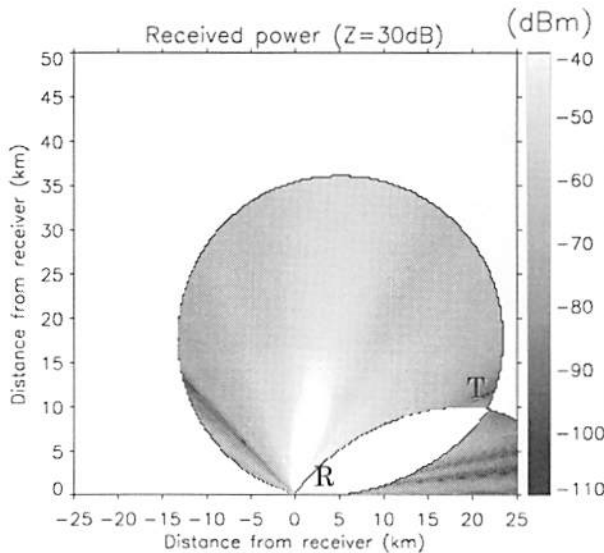


図 6. 従来型バイスタティック観測システム(単体の受信アンテナ)における受信信号強度。 $Z=30\text{dB}$ の一様な雨を想定した計算例。

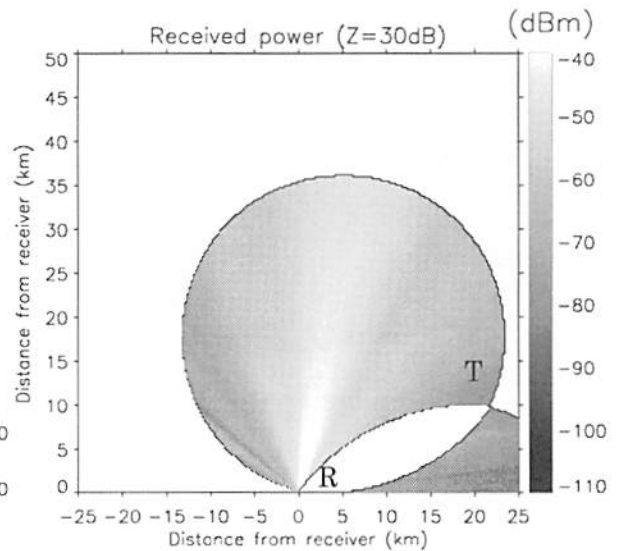


図 7. 改良型バイスタティック観測システムにおける受信信号強度(DBF 処理後)。 $Z=30\text{dB}$ の一様な雨を想定した計算例。素子数 4、素子間隔 10 波長。

送信局-散乱地点-受信局のなす角度を β とすると、バイスタティック受信では β の2等分線方向のドップラー速度成分が得られる。送信局の視線方向成分と合わせてこれら2つの風速成分から2次元風速を推定するが、精度良く2次元風速を求めるためにはこの β について地理的条件が存在する[5]。図6と図7では、この条件として $40^\circ < \beta < 150^\circ$ を満たすエリアのみを表示している。

図6と図7を比べると、受信局の近傍で受信信号強度が従来システムよりも低くなっている部分が少し見られるが、その他ほとんどのエリアで従来型システムに比べて改良型システムの受信信号強度の方が強くなっていることが分かる。改良型システムではアンテナを複数用いているため、利得を稼ぐことができるからである。改良型システムでの受信局近傍の受信信号強度の低下は、このエリアで受信ビームが照射領域よりも細くなってしまうことが原因である。

4. まとめ

従来のバイスタティック観測の弱点であるサイドローブからの漏れ込みを低減するために、敢えてアンテナを疎に配置し、細い多数のグレーティングローブを利用するシステムを提案した。どのローブからの受信信号かは時間で区別することが可能であり、さらにデジタルビームフォーミングを用いることで各ビーム間の空白を埋めることも可能となる。

今後、さらにシミュレーションを進め、例えばサイドローブからの漏れ込みが発生すると想定される孤立した強い雨の場合の受信信号時系列などを計算して、サイドローブエコー抑圧の効果を調べる予定である。また、現在実証実験のために受信機の開発を進めている。まずは4素子のアレイアンテナからの信号を別々に処理できる受信機を制作し、近い将来 COBRA からの送信を恩納センターで受ける形での実証実験を行う予定である。

参考文献

- [1] Wurman, J., S. Heckman, and D. Boccippio, 1993: A bistatic multiple-Doppler network. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1802–1814.
- [2] Wurman, J., 1994: Vector winds from a single-transmitter bistatic dual-Doppler radar network. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 983–994.
- [3] Protat, A., and I. Zawadzki, 1999: A variational method for realtime retrieval of three-dimensional wind field from multiple-Doppler bistatic radar network data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 432–449.
- [4] Takaya, Y., and M. Nakazato, 2002: Error estimation of the synthesized two-dimensional horizontal velocity in a bistatic Doppler radar system. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 74–79.
- [5] Satoh, S., and J. Wurman, 2003: Accuracy of wind field observed by a bistatic Doppler radar network. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 1077–1091.

- [6] Friedrich, K., and M. Hagen, 2004a: Wind synthesis and quality control of multiple-Doppler-derived horizontal wind fields. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 38–57.
- [7] Friedrich, K., and M. Hagen, 2004b: Evaluation of wind vectors measured by a bistatic Doppler radar network. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 1840–1854.
- [8] de Elía, R., and I. Zawadzki, 2000: Sidelobe contamination in bistatic radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 1313–1329.
- [9] Chong, M., N. Lamrani, and M. Hagen, 2008: A variational correction method as an alternative to forced rejection of sidelobe-contaminated bistatic Doppler measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **25**, 1939–1954.

インドネシアにおける下部対流圏水平風

～ウィンドプロファイラネットワーク観測と客観解析データの比較～

田畑悦和¹, 橋口浩之¹, 山本真之¹, 山本衛¹, 山中大学², 森修一²,
Fadli Syamsudin³, Timbul Manik⁴

1: 京大生存研, 2: 海洋研究開発機構, 3: BPPT, Indonesia, 4: LAPAN, Indonesia

1 研究背景

インドネシア海洋大陸は世界有数の多雨地域で活発な対流活動に伴う潜熱加熱は大気大循環の駆動源の役割を果たしている。この地域の対流活動に大きな影響を及ぼす現象が季節内変動である。海洋大陸上の複雑な地形は季節内変動に伴う下部対流圏における西風を変調させる (Nitta et al., 1992)。このように海洋大陸上における下部対流圏水平風は気象学的にも重要な要素となってくるが、その時空間的に連続したデータとして頻繁に使われているのが客観解析データである。客観解析の計算過程において観測データが同化されるが、海洋大陸における高層気象観測は日本などの中緯度に比べて疎であり、例えば東西 5000 km におよぶインドネシアにおいてラジオゾンデ観測が常時行われている地点は 12 箇所しかない。このために客観解析データの精度が劣ることが予想される。2005 年から始まったプロジェクトである「地球観測システム構築推進プラン」の「海大陸レーダーネットワーク構築」(Yamanaka et al., 2008) では海洋大陸上においてスマトラ島コトタバンにある既存の赤道大気レーダー (100.32 E, 0.20 S) に加えて西からカリマンタン島のポンティアナ (0.00 S, 109.37 E)、スラウェシ島のマナド (124.92 E, 1.55 N)、パプア島の北にある島であるビアク (136.10 E, 1.18 S) と赤道上におよそ 1000km おきにウィンドプロファイラ (WPR) の観測ネットワークを構築した (図 1)。本研究ではこの WPR 観測ネットワークのデータを客観解析水平風速データと比較することにより、客観解析水平風速データ精度を定量的に評価することを目的とする。

Seto et al. (2009) は、スマトラ島コトタバンにある赤道大気レーダーの 700hPa 風速を National Center for Environmental Prediction (NCEP)/National Center for Atmospheric Research (NCAR) Reanalysis 1 (以下、R1) の水平格子点 (100 E, 0 N) における水平風と比較する研究を行っている。ところが、海洋大陸における気象学研究において用いられる客観解析データは R1 だけでなく、例えば NCEP/Development of Endrgy (DOE) Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP)-2 reanalysis (以下、R2) などが用いられている。このため、本研究ではこれらの客観解析データも評価の対象とした。

2 使用データ及び解析手法

2.1 客観解析データ

R1 は米国環境予測センター (NCEP) と米国大気研究センター (NCAR) が共同開発した客観解析データで、1957 年から現在に至るまでのデータが時間空間分解能それぞれ 6 時間、緯度経度 2.5 で提供されている。

R2は米国環境予測センターと米国エネルギー省が共同開発した客観解析データで、1979年から現在に至るまでのデータが時間空間分解能それぞれ6時間、緯度経度2.5 で提供されている。

Japan Meteorological Agency Climate Data Assimilation System (JCDAS) は日本気象庁と中央電力研究所が共同で開発した客観解析データで、1979年から2004年までを網羅する Japanese 25 year Reanalysis (JRA-25) を現在に至るまで拡張したものである。時間空間分解能それぞれ6時間、緯度経度1.25 で提供されている。

European Center for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis-Interim (ERA-Interim) は ECMWF の再解析シリーズの最新版である。1989年から現在に至るまでのデータが時間空間分解能それぞれ6時間、緯度経度1.5 で提供されている。

本研究ではこれらの客観解析データの700hPa および850hPaの水平風速データを比較対象とした。

2.2 観測データ

ポンティアナ・マナド・ピアクのWPRは1357.5 MHzで運用されており、それぞれ2007年2月22日、2008年9月18日、2007年3月11日に設置完了して以来、連続観測を行っている。時間鉛直分解能はそれぞれ60秒、100 mである。コトタババンにある赤道大気レーダーは2001年より47.0 MHzで運用されている (Fukao et al., 2003)。時間鉛直分解能はそれぞれ90秒、150 mである。本研究ではこれら4つのWPRの2007年から2008年のデータを用いた。

WPRと客観解析データの比較で見られた特徴がどの程度の水平領域のひろがりを持つかを確かめるためにインドネシア海洋大陸及びその周辺 (90 -150 E、10 S-10 N) で行われている27地点でのラジオゾンデデータを客観解析データを比較した (図省略)。Seto et al. (2009) はインドネシアにおけるラジオゾンデ観測が2006年以来増加していることを述べているため本研究では2006年から2008年のデータを用いた。

2.3 解析手法

客観解析データは観測サイトの最寄りの水平格子点データを用いた。WPRデータは局所的な影響を含むために時間高度方向に平均化した値を用いた。すなわち、時間方向については対象時間の3時間前から3時間後までの6時間平均し、高度方向については700 (850) hPaに対しては2.8-3.5 (1.2-1.8) kmのデータを平均化した値を用いた。赤道大気レーダーの850 hPaはデータが得られない高度であるために比較の対象から除き、ピアクの700 hPaはデータの品質が悪いためにも比較の対象から除いた。この結果、比較に用いるデータセットはそれぞれ4地点に対して2レベルの8データセットから上述の2データセットを除いた計6データセットである。客観解析データと観測データを比較する際には2データセットの相関係数、散布図の回帰直線 (傾きと切片)、さらに散布図のそれぞれの点に関して回帰直線からの変位の標準偏差を算出した。また、それらをサンプル数で重み付けし、6データセットによる比較結果の指標として用いた。

3 解析結果

まず WPR データがどの程度大規模場を表しているかを確かめるために最寄りのラジオゾンデデータと比較を行った。コトタバン、ポンティアナ、マナド、ビアクの WPR はそれぞれ最寄りのラジオゾンデサイトであるパダン (100.35 E, 0.88 S)、クチン (110.37 E, 1.48 N)、マナド (124.94 E, 1.53 N)、Biak (136.12 E, 1.18 S) のラジオゾンデデータと比較した。ポンティアナとクチンの 850 hPa 風速の比較結果を例として図 2 に示す。

東西風・南北風とも相関係数が 0.7 以上と非常に良い相関を持ち、双方とも定性的に大規模場を表していると言える。回帰直線の傾きは東西風が 1.07 であるのに対して南北風が 1.15 であり、南北風の傾きが東西風に比べてやや 1 から離れた値となっている。

他のデータセットを用いて調べた結果を表 1 に示す。重み付け平均した結果では東西風・南北風とも相関係数が 0.7 以上と高い値を持つものの、回帰直線の傾きは東西風が 1.03 とほぼ 1 に近いのに対して南北風は 1.22 と 2 割以上の差が生じている。このことから WPR 東西風は大規模場を表しているのに対して南北風は局所的な影響が強いといえる。

図 3 に 4 つの客観解析 850 hPa 東西風データをポンティアナの WPR データと比較した結果を示す。いずれも相関係数が 0.8 以上と高い値を示しており、特に ERA-Interim は 0.88 と最も高い値を示している。標準偏差も 1.19 と他に比べて ERA-Interim が最も小さい値を示している。回帰直線の傾きは R2 を除くといずれも 1 より小さい値を示している。

他のデータセットで比べた結果を表 2・3 に示す。重み付け平均した相関係数がいずれも 0.8 以上と高い値を示しており、客観解析データは定性的に大規模場をよく表現できているといえる。特に ERA-Interim は最も高い相関係数と最も小さい標準偏差の値を示している。一方で重み付け平均した回帰直線の傾きは全ての客観解析で 1 より小さい値を示しており、R1 と R2 が 0.85 より高い値を示しているのに対してたいして JCDAS と ERA-Interim は 0.8 より小さい値を示している。これらのことから 4 つの客観解析データは東西風の振幅が観測よりも 1~2 割程度小さい振幅を持っている傾向があるといえる。

客観解析東西風データが観測よりも小さい振幅を持つという特徴がどの程度の水平スケールを持つのかを調べるために客観解析東西風データをラジオゾンデデータと比較した。表 1 よりラジオゾンデ東西風データの振幅は大規模場の振幅とほぼ等しいといえる。700hPa では、重み付け平均した回帰直線の傾きは R1 が 0.88、R2 が 0.89、JCDAS が 0.85、ERA-Interim が 0.90 であり、850hPa においても重み付け平均した回帰直線の傾きは R1 が 0.88、R2 が 0.89、JCDAS が 0.83、ERA-Interim が 0.85 であった (図省略)。これらのことから 700 hPa850 hPa とも東西風の振幅が観測より 1~2 割程度小さく表現されている傾向は海洋大陸の広い領域にわたっているといえる。また、客観解析データを WPR と比較した際に見られた JCDAS と ERA-Interim の東西風の振幅がより小さく表現される傾向はラジオゾンデデータとの比較においては明瞭でない。

4 まとめ

NCEP/NCAR Reanalysis、NCEP/DOE AMIP-2 Reanalysis、JCDAS および ERA-Interim の水平風速データを WPR 及びラジオゾンデ観測ネットワークデータと比較した。4 つの客観解析データはいずれも WPR 観測との相関がよく、とくに ERA-Interim が最も高い相

関を持っていた。4つの客観解析データはいずれも東西風速の振幅がWPR観測に比べて小さく表現される傾向があった。ラジオゾンデ観測データとの比較により、この傾向は海洋大陸の広い領域に及んでいることが分かった。

参考文献

Fukao, S., and coauthors, Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, *Radio Sci.*, 38, 1053, doi:10.1029/2002RS002767, 2003.

Nitta, Ts., T. Mizuno, and K. Takahashi, Multi-scale convective systems during the initial phase of the 1986/87 El Niño, *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 447–466, 1992.

Seto, T.H., and coauthors, Comparison Study of Lower-Tropospheric Horizontal Wind over Sumatera, Indonesia Using NCEP/NCAR Reanalysis, Operational Radiosonde, and the Equatorial Atmosphere Radar, *SOLA*, 5, 021-024, doi:10.2151, 2009

Yamanaka, M.D., and coauthors, 2008, HARIMAU radar-profiler network over the Indonesian maritime continent: A GEOSS early achievement for hydrological cycle and disaster prevention. *J. Disaster Res.*, 3, 78–88.

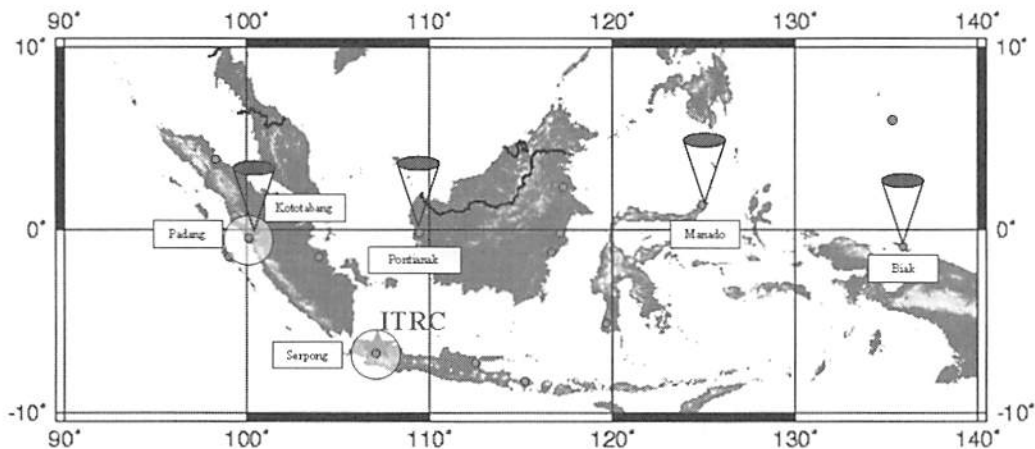


図 1: コトタバンの赤道大気レーダーと「海大陸レーダーネットワーク構築」によって設置されたWPRの配置図。

表 1: ラジオゾンデと WPR 東西風データの比較結果。

データ	データ数	相関係数	標準偏差	傾き	切片
Kototabang 700hPa	868	0.88	1.87	1.00	0.08
Pontianak 700hPa	1079	0.83	2.17	1.07	0.37
Manado 700hPa	136	0.96	1.01	0.95	0.17
Pontianak 850hPa	1144	0.72	2.03	1.07	0.38
Manado 850hPa	134	0.94	1.10	0.95	0.08
Biak 850hPa	645	0.89	1.87	0.99	0.09
重み付け平均		0.82	1.94	1.03	0.00

表 2: WPR と客観解析東西風データの比較結果。相関係数と標準偏差を示す。

データ	データ数	相関係数				標準偏差			
		R1	R2	JCDAS	ERA	R1	R2	JCDAS	ERA
Kototabang 700hPa	2077	0.86	0.86	0.87	0.86	1.79	1.82	1.64	1.77
Pontianak 700hPa	2166	0.85	0.86	0.89	0.90	1.86	1.82	1.54	1.45
Manado 700hPa	298	0.87	0.84	0.89	0.93	1.73	1.94	1.50	1.24
Pontianak 850hPa	2345	0.81	0.81	0.84	0.88	1.60	1.64	1.41	1.19
Manado 850hPa	299	0.80	0.77	0.82	0.91	1.83	1.97	1.77	1.18
Biak 850hPa	1946	0.81	0.79	0.80	0.93	2.35	2.44	2.39	1.42
重み付け平均		0.83	0.83	0.85	0.89	1.88	1.91	1.72	1.43

表 3: WPR と客観解析東西風データの比較結果。回帰直線の傾きと切片を示す。

データ	データ数	傾き				切片			
		R1	R2	JCDAS	ERA	R1	R2	JCDAS	ERA
Kototabang 700hPa	2077	0.75	0.80	0.64	0.67	1.79	1.82	1.64	1.77
Pontianak 700hPa	2166	0.87	0.88	0.81	0.85	1.86	1.82	1.54	1.45
Manado 700hPa	298	0.85	0.89	0.72	0.86	1.73	1.94	1.50	1.24
Pontianak 850hPa	2345	0.96	1.00	0.88	0.79	1.60	1.64	1.41	1.19
Manado 850hPa	299	0.82	0.82	0.85	0.76	1.83	1.97	1.77	1.18
Biak 850hPa	1946	0.82	0.80	0.81	0.82	2.35	2.44	2.39	1.42
重み付け平均		0.85	0.87	0.79	0.78	0.42	0.38	0.84	0.01

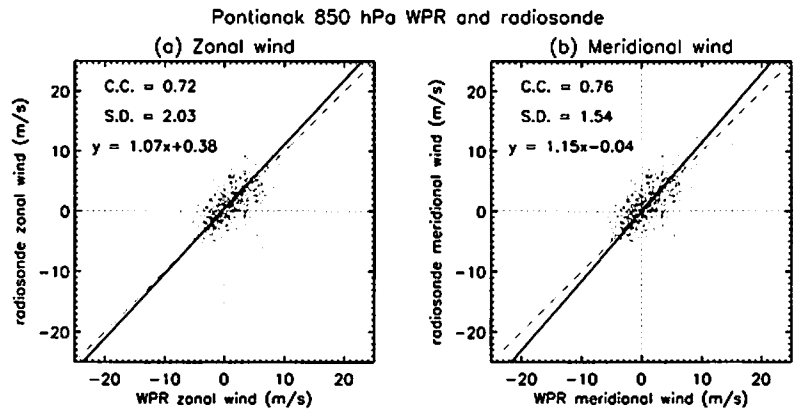


図 2: ポンティアナにおける WPR850 hPa 風速（横軸）とクチンにおけるラジオゾンデ 850 hPa 風速（縦軸）の散布図。風速成分は (a) 東西風、(b) 南北風を示した。

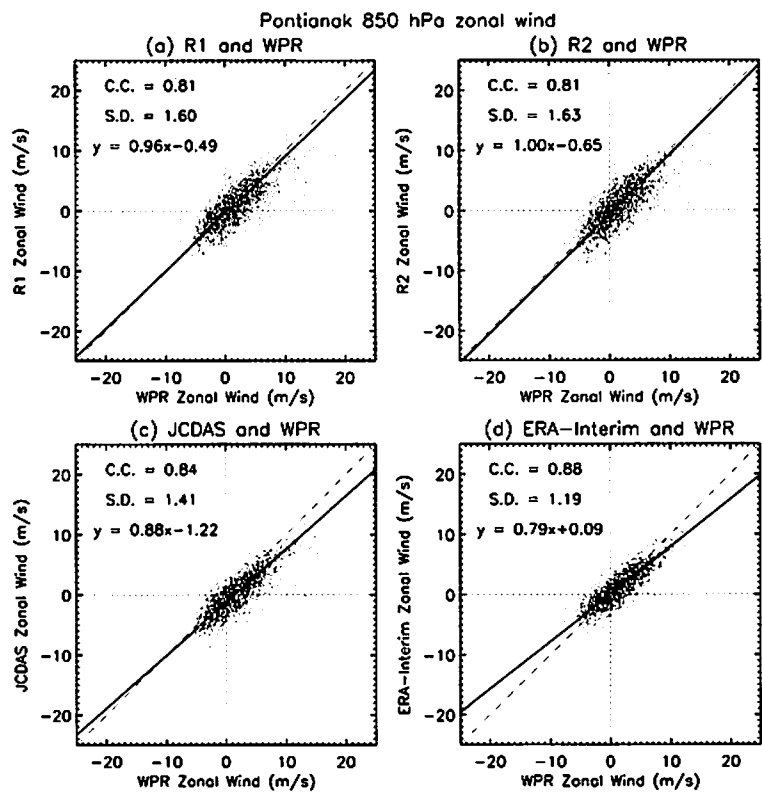


図 3: ポンティアナにおける WPR850 hPa 風速（横軸）と (a)R1、(b)R2、(c)JCDAS、(d)ERA-Interim 850 hPa 風速データ（縦軸）の散布図。

昭和基地 VHF レーダー装置（下部熱圏探査レーダー）の開発

堤 雅基（国立極地研究所）、佐藤薫（東京大学・大学院理学系研究科）、
 佐藤 亨（京都大学・大学院情報学研究科）、富川喜弘（国立極地研究所）、西村耕司（国立極地研究所）、
 山岸久雄（国立極地研究所）、山内 恭（国立極地研究所）、
 山本 衛（京都大学・生存圏研究所）、中村卓司（国立極地研究所）

1. はじめに

南極地域観測の第 VII 期計画重点プロジェクト研究観測（極域の宙空圏—大気圏結合研究）の主要観測装置であり、かつ南極昭和基地大型大気レーダー（PANSY）のパイロットシステムも兼ねる下部熱圏探査レーダーの電波免許試験および国内運用試験を MU レーダーサイトの一角において実施した結果を報告する。

2. 研究背景と目的

南極域の大気は、その地球規模循環に帰依する重要性にも関わらず、観測例が少ないため理解は十分ではない。国立極地研究所を中心とするプロジェクトグループでは、極域大気の複合観測を行うべくこれまでの光学、電波、磁場などの観測機器ネットワークに加え、南極昭和基地への VHF 大型大気レーダー（PANSY）の設置を計画している（佐藤他、2002）。

平成 20 年 12 月出発の第 50 次南極地域観測隊では、そのパイロットシステムを兼ねる下部熱圏探査レーダーを流星風などの観測のために昭和基地に導入した。消費出力削減のために新しい技術である E 級増幅原理に基づく送信機を使用するなど新規開発装置であるので、南極昭和基地での運用に先立ち装置の校正の実施と、信頼性と精度の向上を図る必要があり、20 年以上の観測実績を持つ MU レーダーと連動した試験運用を平成 20 年 6 月から 9 月において実施した。日本国内において予備観測を実施しておくことにより、万一の不良や故障など不測の事態に際しても対処することが可能となり、南極昭和基地において新規設置からの運用に際するリスクが最小化される。

3. 研究の方法

レーダー装置の主要諸元を表 1 に示す。装置は、落成検査の期日に合わせ、図 1 に示すように MU

レーダー南側のアスファルト面に設置した。

システム	アクティブフェイズドアレイ方式の パルスドップラーレーダー
中心周波数	47MHz、帯域幅 6MHz、電波型式 V1X
アンテナ	3本の直交八木アンテナ
送信機	個々の八木アンテナ直下に E 級増幅 原理に基づく送信モジュール (500W)。送信ピーク電力 1.5kW。平 均出力 75W
受信機	デジタル受信機による 3 チャンネル システム

表 1 下部熱圏探査レーダーシステム主要諸元

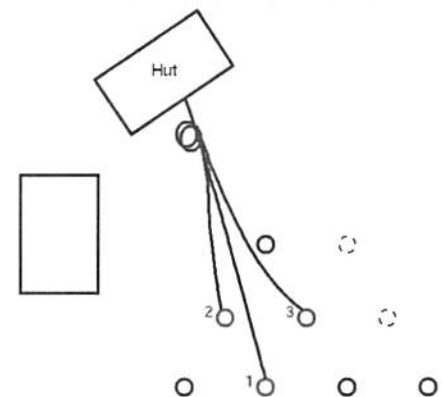
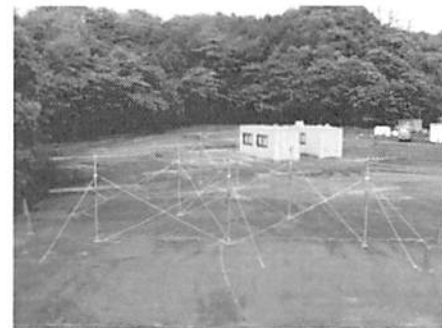


図 1 設置状況の写真（上）、およびアンテナ配置図（下）。試験アンテナは 7 本設置し、その内の 3 本をレーダー運用に使用した。

MU レーダーと使用周波数帯が重なる装置であるため、以下のように運用を実施した。

- ① 受動観測： 本レーダーに比して 28dB 以上送信電力の大きい MU レーダーによる散乱波を受信することにより流星散乱の受動観測を実施。
- ② タイムシェアリング観測： MU レーダーの運用されていない週末を中心に送信を行って、単独で観測を実施。
- ③ 長期擬似観測： ダミーロードによる擬似空中線を接続した上で電波を放射することなく、連続運用の試験を実施。

4. 観測結果

2008 年 7 月 25 日に電波免許試験を受験して問題なく免許を取得し、その直後より予定通り運用試験を開始した。9 月末の運用試験期間終了までに無事、動作を確認した後、撤収・梱包し、2008 年 11 月出発の南極地域観測隊にて搬送して南極昭和基地に設置した。

信楽で得られた観測データから、流星飛跡の時空間分布の例を図 2 に示す。エコー数、レンジ分布など、小型流星レーダーとして良好な結果が得られている。また、高度 90km 付近を中

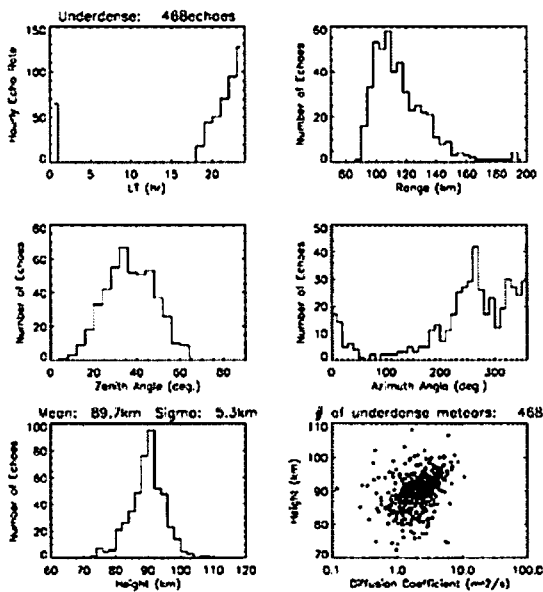


図 2 2008 年 7 月 25 日 18:30~24:37 に得られたデータを元にした、電離流星飛跡の時空間分布の例。

心として、80~100km の領域に分布しており、MU レーダーによる流星エコー観測と同等の分布域であることから干渉計観測が良好に行われていることも確認できた。

図 3 に図 2 の観測データ例を元にした風速推定結果を示す。高度 80~100km の領域において、1 時間・4km 程度の時間高度分解能で風速推定が行えた。風速場の時間発展の様子が捉えられている。

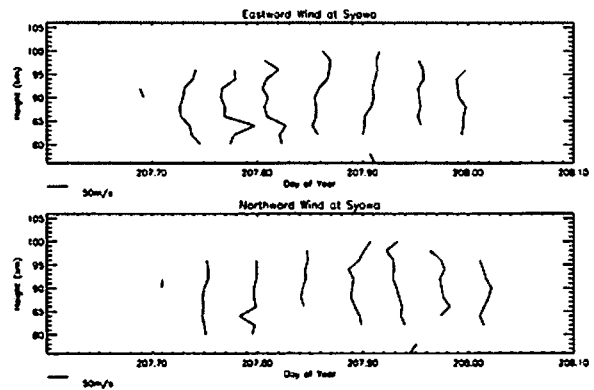


図 3 2008 年 7 月 25 日 18:30~24:37 に得られたデータを元にした水平風速推定例。

5. まとめ

MU レーダーサイトの一角を使用して、下部熱圏探査レーダーの電波免許受験と試験運用を実施した。南極での実運用に先立つレーダーシステムの動作確認と問題抽出のための非常に有用なデータが得られた。

6. 参考文献

佐藤 薫、堤 雅基、麻生武彦、佐藤 亨、山内 恭、江尻全機、これからの南極観測—南極昭和基地大型大気レーダー計画—、2002 年度春季大会シンポジウム「21 世紀の極域科学—今なぜ南極観測なのか—」の報告、天気、50、619—624。

MU レーダー超多チャンネルイメージングによる電離圏不規則構造の研究

齋藤 享

電子航法研究所通信・航法・監視領域

1 背景と目的

準周期 (QP) エコーは、E 領域沿磁力線プラズマイレギュラリティ (FAI) によるレーダーエコーが数分間隔で準周期的に強弱を繰り返すもので、Range-Time-Intensity (RTI) 図上で特徴的な筋状の構造を示す (Yamamoto et al., 1991)。QP エコーについては、過去の研究で Es 層のパッチ状構造に伴うこと、南西方向に伝搬する場合が多いことが分かるなど理解が進んできている。しかし、その生成メカニズムについてはいくつかの理論が提案されているものの結論は得られていない。QP エコーの生成メカニズムを明らかにするためには、QP エコーを引き起こす FAI の空間構造を詳細に把握する必要がある。

一方、中緯度電離圏 F 領域においては夜間に中規模移動性電離圏擾乱 (MSTID) と呼ばれる波状の電離圏擾乱が北西-南東方向の波面を持ち、南西方向に伝搬することが知られており、MSTID に伴う FAI によるレーダーエコーが観測される場合がある (Fukao et al., 1991)。MSTID の物理過程については、Perkins プラズマ不安定 (?) により北西-南東方向の波面を持つことが示されているが、Perkins 不安定では成長率が不足する、伝播を説明できないなどの問題点が指摘されている。

近年では、E、F 領域の不安定現象が相互に影響し合い不安定成長率を増大させているのではないかとの考えが示され注目されている (e.g. Cosgrove and Tsunoda, 2004)。

本研究では、MU レーダーを用いた超多チャンネルイメージング観測を用いて E、F 領域 FAI の空間構造を詳細に調べ、両者の生成メカニズムを明らかにすることを目的とする。

2 研究の方法

SEEK-2 観測 (Yamamoto et al., 2005) では、Es 層に伴う QP エコーは、小型レーダー (下部熱圏プロファイラーレーダー: LTPR) で観測すると Es 層高度のエコーパッチが広いビームを横切っていくことによるレンジ変化により作られることが分かっている (Saito et al., 2005)。本研究では、高感度の MU レーダーを用いたイメージング観測を行い、QP エコーの空間構造をより詳細に調べる。同時に、F 領域 MSTID を国土地理院が全国に展開する GPS 受信機網 (GEONET) を用いた全電子数観測により検出し、QP エコーとの対応を調べる。さらに、F 領域 FAI のイメージング観測を行い、その空間構造と振る舞いを詳細に調べる。

3 MU レーダー超多チャンネルレーダーイメージング

MU レーダーは 25 のアンテナ群に分けられ、それぞれ独立した受信を行うことができる。本研究では、全 25 アンテナ群を用いて送信を行い、25 アンテナ群のうち正六角形のアンテナ配列を持つ 19 アンテナ群を用いて独立の受信を行う (図 1a)。19 系列の受信信号の相関処理を行うことにより 171 組の相関関数 (コヒーレンス) が得られ、同一の基線について積分することにより独立な 30 基線についてのコヒーレンスが得られる (図 1b)。コヒーレンスはレンジごと、ドップラー成分ごとに求められる。得られるコヒーレンスとエコーの形状はフーリエ対を成すので、コヒーレンスから最大エントロピー法を用いて

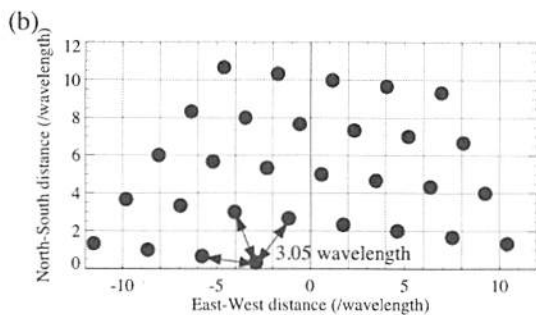
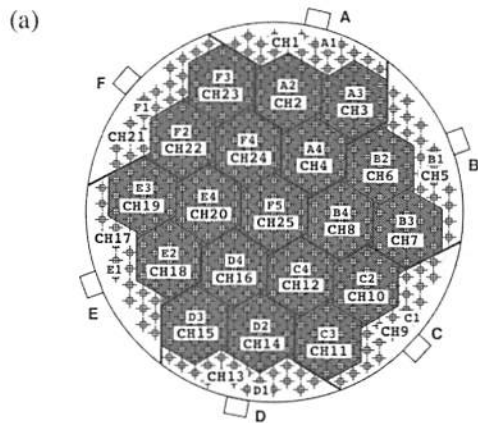


図1: MUレーダーイメージングに用いたアンテナ群 (a) と得られる独立な基線 (b)

エコーの形状を推定する (Hysell, 1996)。

4 結果

4.1 QP エコー

図2は2005年6月2日にMUレーダーにより観測されたE領域FAIのRTI図である (Saito et al., 2006)。この観測においては、レーダービームは北方向1ビームのみの観測である。詳しい観測パラメータについてはSaito et al. (2006)を参照されたい。観測時間帯のうち特に2030-2215 JSTの間に非常によく発達したQPエコーが観測されている。図3は、このときに観測されたQPエコーのレーダーイメージであり、北西-南東に伸びた帯状の構造が南東方向に移動していたこと、エコーは遠いレンジの高度120 km以上の高高度に現れ、近づくに従って高度が下がっていたことが分かった。なお、レーダーイメージの色はドップラー速度を代表しており、赤いエコー領

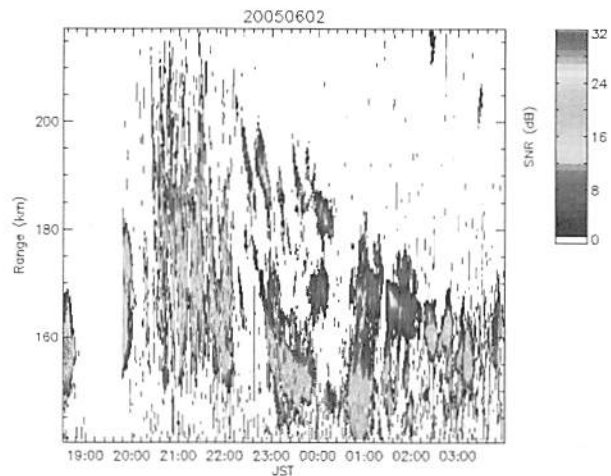


図2: 2005年6月2日に観測されたエコー強度

域は遠ざかる、青い領域は近づく、緑の領域は0付近のドップラー速度成分が卓越することを示す。この結果は、SEEK-2観測におけるLTPR観測の結果 (Saito et al., 2005)とは異なり、エコーがEs層高度だけでなく磁力線に沿って高度120 km以上まで発達していることを示す。送信電力、レーダー周波数、ビームパターン等を考慮して検討した結果、高高度エコーはSEEK-2で用いたLTPRでは観測できるほど強くないこと、LTPRと異なりMUレーダーはビームが鋭くビーム中心から大きく離れたエコーは受信されないことが分かった。すなわち、MUレーダーとLTPRではRTI上のQPパターンを生じるエコー領域が異なる。しかしながら、その準周期性はどちらもFAIの元となるEs層の構造に起因しており、同じようなQPパターンを生じるのである。

4.2 QP エコーとMSTID

図4は図2の観測と同日のF領域MSTIDの活動を示したものである。この図は、MUレーダーにより観測されるE領域と磁力線を介してつながる高度300 kmのF領域を通る北東-南西の線上における全電子数の変動成分を示したものである (Saito et al., 2007)。この図上で左上から右下へ伸びる帯状の構造が北西から南東へ伝播するMSTIDに対応する。図2においてよく発達したQPエコーが観測された時間帯とMSTIDが観測された時間帯が非常によく対応することが分かる。表1は2005年5月30日から6月2日の観測における発達したQPエコーとMSTID



図 3: 2005 年 6 月 2 日に観測されたレーダーイメージ。左: 水平断面、上: 鉛直断面。

日付	発生時間帯 (JST)	
	MSTIDs	QP エコー
2005 年 5 月 30 日	発生なし	発生なし
2005 年 5 月 31 日	2210–2400	2200–2330
2005 年 6 月 1 日	2030–0030	1945–0030
2005 年 6 月 2 日	2010–2220	2030–2215

表 1: 観測パラメータ

の発生時間帯をまとめたものであり、両者が非常によく対応することが分かる。また、レーダーイメージ (図 3) における QP エコーの帯状構造は MSTID の波面によく沿っており、その移動速度 (約 90 m s^{-1}) は MSTID の移動速度 (約 110 m s^{-1}) と非常に近いものであった。これらの結果は、QP エコーの発達と MSTID の発生には強い相関があり、両者が互いに作用して不安定を加速させているのではないかとの仮説 (e.g. Cosgrove and Tsunoda, 2004) を支持するものである。しかしながら、QP エコーの空間構造は幅 10 km 程度であるのに対し、MSTID は幅 100 km 程度と大きく異なる点が、E、F 領域の不規則構造を同程度の規模として取り扱っている上記仮説においては問題として残る。

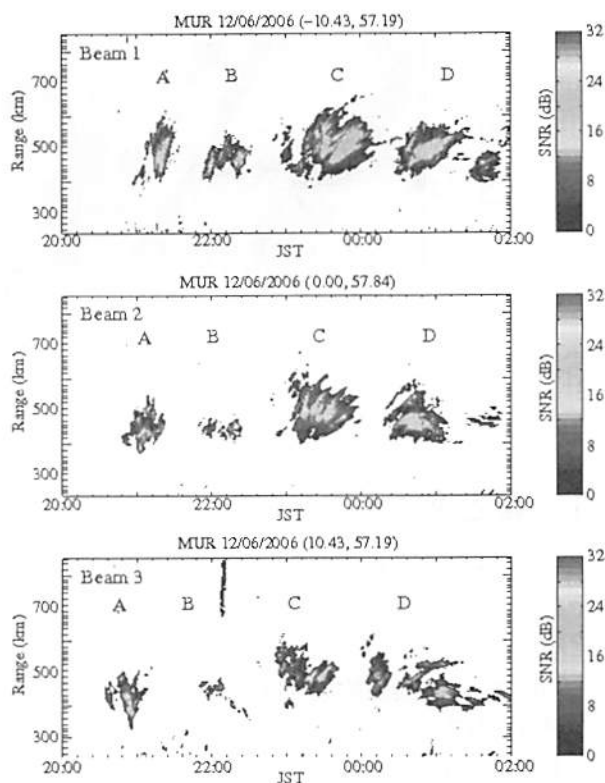


図 5: 2006 年 6 月 12 日に観測された F 領域 FAI エコー強度

4.3 F 領域 FAI

図 5 は 2006 年 6 月 12 日に MSTID に伴い観測された F 領域 FAI エコーである。この時、レーダービームは東 (北から 10.43°)、北 (0°)、西 (-10.43°) の 3 方向である。詳しい観測パラメータは Saito et al. (2008) を参照されたい。図 6 はこの時観測された F 領域 FAI エコーのレーダーイメージであり、エコー領域が 10 km 規模の微細構造を持ち、MSTID の波面に沿って北西方向に移動していることが分かる。図 6 のイメージが観測されている間に MSTID は南西方向に移動しているが、エコーの微細構造は南西には移動せず、北西方向に移動している。エコーの微細構造の移動速度は観測されたドップラー速度と consistent であり、背景プラズマとともに北西方向に移動していることが分かった。また、このことから MSTID は位相の伝播であり、背景プラズマと共に移動するものではないことも明らかになった。

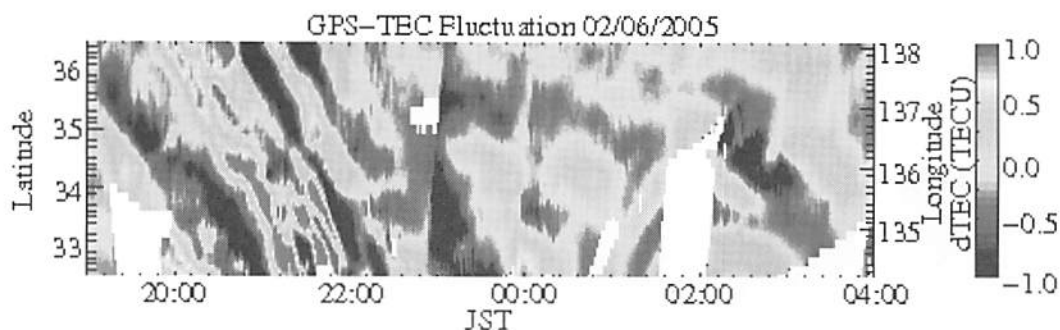


図 4: 2005 年 6 月 2 日に観測された全電子数の変動成分

5 まとめ

MU レーダーのような強力でビームの鋭いレーダーで観測すると、高度 120 km 以上の高高度まで磁力線に沿って発達したエコー領域が移動することによって QP エコーの特徴的な RTI プロット上のパターンが形成される。

大型レーダーと小型レーダーによって観測される QP エコー領域は同じではないが、その準周期性はどちらも QP エコーの元となる Es 層の構造によるものである。

よく発達した QP エコーの発生と F 領域 MSTID の発生の間にはよい相関がある。QP エコー領域の移動速度と MSTID の伝播速度は、方向、速度ともにほぼ同じであり、QP エコーと MSTID の発生において E-F 領域間相互作用が重要な役割を果たしていることが強く示唆される。

F 領域 MSTID に伴う F 領域 FAI エコーには微細構造があり、その微細構造は MSTID の波面に沿って北西あるいは南東方向に移動しており、MSTID と共に移動してはいないことが分かった。エコーの微細構造の移動速度とドップラー速度は consistent であり、電場ドリフトで移動していることが分かった。このことから、MSTID の伝播は位相の伝播であり背景プラズマの移動とは異なることが分かった。

参考文献

Cosgrove, R. B. and R. T. Tsunoda, Instability of the E-F coupled nighttime midlatitude ionosphere, *J. Geophys. Res.*, **109**, A04305, doi:10.1029/2003JA010243, 2004.

Fukao, S., M. C. Kelley, T. Shirakawa, T. Takami, M. Yamamoto, T. Tsuda, and S. Kato, Turbulent upwelling of the mid-latitude ionosphere 1., Observational results by the MU radar, *J. Geophys. Res.*, **96**, 3725–3746, 1991.

Hysell, D. L., Radar imaging of equatorial F region irregularities with maximum entropy interferometry, *Radio Sci.*, **31**, 1567–1578, 1996.

Perkins, F., SpreadF and ionospheric currents, *J. Geophys. Res.*, **78**, 218–226, 1973.

Saito, S., M. Yamamoto, S. Fukao, M. Marumoto, and R. T. Tsunoda, Radar observations of field-aligned plasma irregularities in the SEEK-2 campaign, *Ann. Geophys.*, **23**, 2307–2318, 2005.

Saito, S., M. Yamamoto, H. Hashiguchi, and A. Maegawa, Observation of three-dimensional structures of quasi-periodic echoes associated with mid-latitude sporadic-E layers by MU radar ultra-multi-channel system, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L14109, doi:10.1029/2005GL025526, 2006.

Saito, S., M. Yamamoto, H. Hashiguchi, A. Maegawa, and A. Saito, Observational evidence of coupling between quasi-periodic echoes and medium scale traveling ionospheric disturbances, *Ann. Geophys.*, **25**, 2185–2194, 2007.

Saito, S., M. Yamamoto, and H. Hashiguchi, Imaging observations of nighttime mid-latitude F-region field-aligned irregularities by an MU

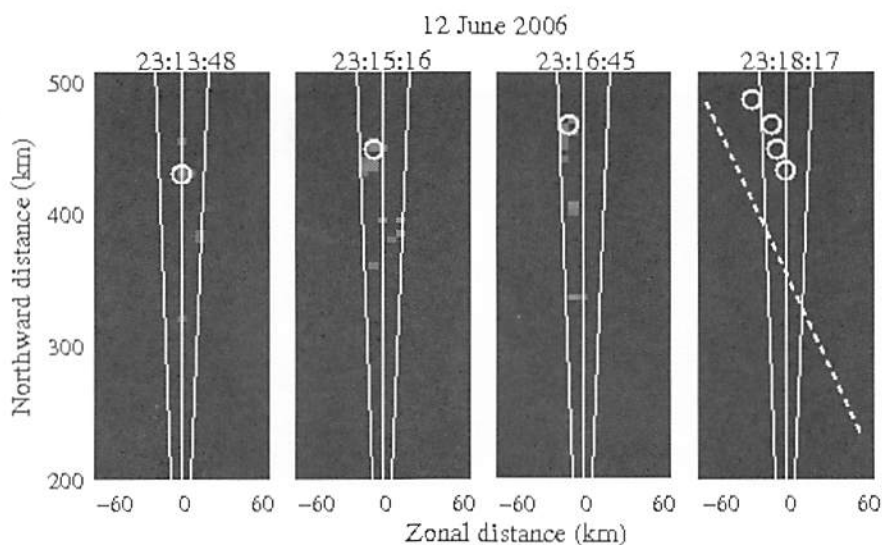


図 6: 2006 年 6 月 12 日に観測された F 領域 FAI エコーのレーダーイメージ。白丸はあるエコーパッチを追跡したもの。破線は同時に観測された MSTID の波面の向きを示す。

radar ultra-multi-channel system, *Ann. Geophys.*, **26**, 2345–2352, 2008.

Yamamoto, M., S. Fukao, R. F. Woodman, T. Ogawa, T. Tsuda, and S. Kato, Mid-latitude E region field-aligned irregularities observed with the MU radar, *J. Geophys. Res.*, **96**, 15943–15949, 1991.

Yamamoto, M., S. Fukao, R. T. Tsunoda, and H. Hayakawa, SEEK-2 (Sporadic-E Experiment over Kyushu II) - Project Outline and Significance -, *Ann. Geophys.*, **23**, 2295–2305, 2005.

中緯度電離圏における E 領域 F 領域相互作用と中規模波動の生成

山本衛 (京都大学生存圏研究所)

1. はじめに

中緯度電離圏の研究はこの 20 年間に急速に発展してきた。1970 年代以前には比較的静穏な領域と考えられていた中緯度域であるが、1990 年ごろの MU レーダー観測による電離圏イレギュラリティの波動構造の発見を端緒とする多くの研究により、非常に活発な領域であることがわかってきた。赤道域、極域には見られない中緯度独自の現象も発見されており、多くの研究者の注目を集めている。本稿ではこれまでの研究を振り返りつつ、新しい計画について示す。

2. 電離圏 E 領域イレギュラリティ

中緯度域に特有の現象の 1 つは電離圏 E 領域(高度 90-150km)に出現するスプラディック E (Es)層に伴う数 km-数十 km スケールの電子密度の不規則構造である。MU レーダーにより発見され「準周期 (QP) エコー (Quasi-Periodic Echoes)」と名付けられたこの現象は、主に夏期の夜間に出現し、水平構造は北西-南東に波面が延び南西方向に伝搬する例が多い(Yamamoto et al., 1991)。一方、観測される高度範囲は 100-120km と広く、薄く水平な Es 層の存在のみでは説明が困難である。研究代表者らが中心となって実施した観測ロケットと地上のレーダーからなる観測キャンペーン SEEK (Sporadic-E Experiment over Kyushu, 1996 年と 2002 年に実施)から、非常に強い電場と中性風速シアを伴っていることが明らかとなり、中性-電離大気間の結合が重要な役割を果たしていることがわかってきた(Yamamoto et al., 2005)。

3. 電離圏 F 領域の中規模波動

もう 1 つの現象は、電離圏 F 領域(高度 150-500km)における中規模伝搬性電離圏擾乱 (Medium-Scale Traveling Ionospheric Disturbances; MSTID)と呼ばれる周期 1 時間程度の波状構造である。MU レーダーでは 3m スケールのイレギュラリティエコーとして観測された (Fukao et al., 1991)。水平構造は観測が困難であ

ったが、日本全土に配備されている GPS 受信機網を利用した全電子数 (Total Electron Content; TEC) の観測 (いわゆる GPS-TEC 観測) や 630nm 大気光のイメージング観測により、北西-南東方向の波面構造を持ち波長 100-300km で南西方向に伝搬することが発見された。更に南北両半球の磁気共役点において同時に出現することから、地球磁場を介した電磁力学的結合が重要と考えられる。Perkins 不安定と呼ばれるプラズマ不安定が MSTID の有力な生成機構と考えられている。実際、大気光イメージング観測と衛星による電界観測から肯定的な結果が得られている (図 1, Shiokawa et al., 2003)。しかし、単純な Perkins 不安定では予想される成長率が低すぎる、という本質的な問題が未解決なままである。また上記の QP エコーとは高度、水平スケールが異なるが興味深い類似点が多い。MU レーダーによる最近のイメージング観測からは、F 領域イレギュラリティの波面全体は南西方向に伝搬するものの、その内部の微細構造が波面に

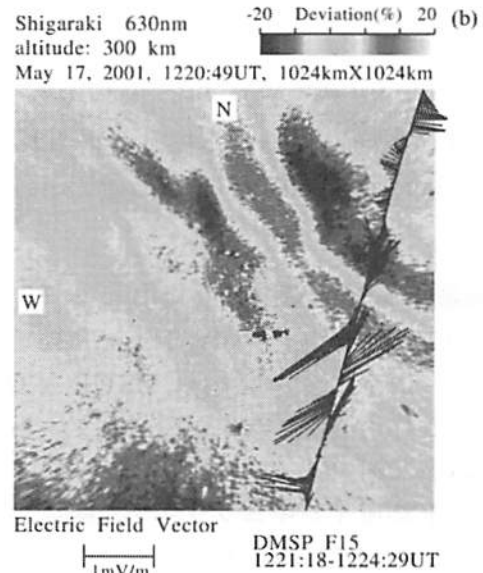


図 1 DMSP 衛星による電場観測 (矢印表示) と 630nm 大気光イメージングで捉えられた MSTID (カラー等高線表示) の関連。MSTID の波面が北西-南東方向に伸び、波に同期した北東-南西方向向きの電界変動が見える。これらは Perkins 不安定に特徴的な構造である。(Shiokawa et al., 2003)

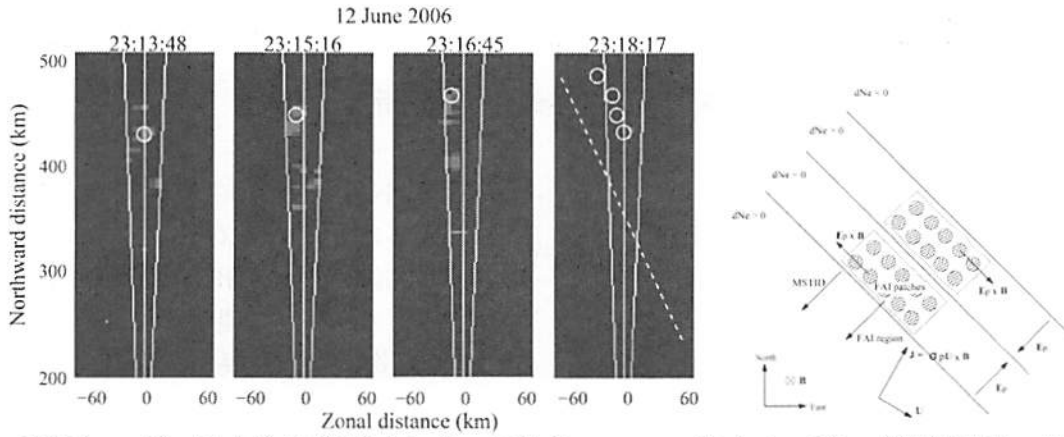


図2 MUレーダーによるF領域イレギュラリティエコーのイメージング観測結果。左図にエコー水平分布の時間変化をしめす。右図はそのまとめで、北西-南東方向の波面が全体としては南西方向に伝搬するが、その内部の微細構造が波面に沿って北西方向に移動する様子を示している(Saito et al., 2008)。

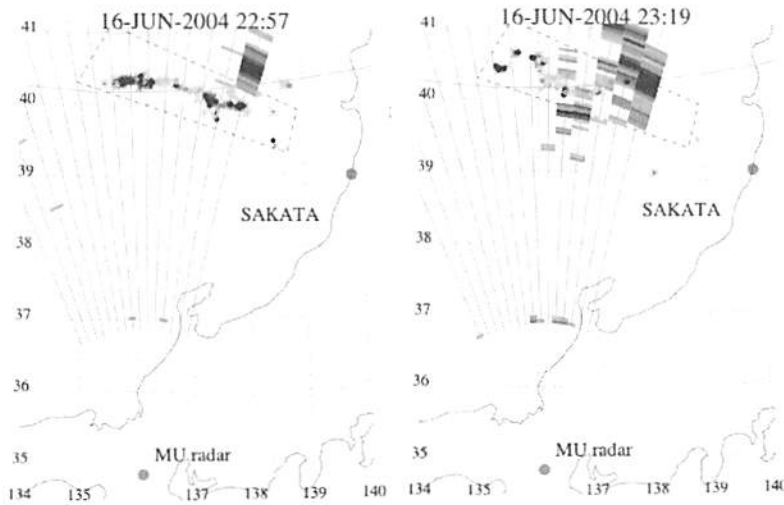


図3 2004年のFERIX観測からの結果。6月16日のE領域とF領域イレギュラリティエコーを磁力線に沿って地図座標上の高度100kmに投影した。矩形のコンターで16ビーム観測から割り出したF領域エコー、点のコンターで干渉計観測により決定したE領域エコーを示す。色が濃いほど強度が強い。

沿って北西方向に移動する様子が得られており(図2, Saito et al., 2008)、更なる研究が必要である。

4. 電離圏E領域F領域相互作用

最近のMUレーダー・GPS-TEC・大気光イメージャ等による複合観測から、MSTIDとQPエコーの相互作用を示す結果が得られている。特に我々は、2004年と2007年に信楽のMUレーダーからF領域イレギュラリティを観測し、それと同一磁力線上にあるE領域イレギュラリティを山形県酒田市に設置した小型レーダーから同時観測するというFERIX (F- and E-Region Ionosphere Coupling Study)キャンペーンを実施し、F領域とE領域のイレギュラリティの相互

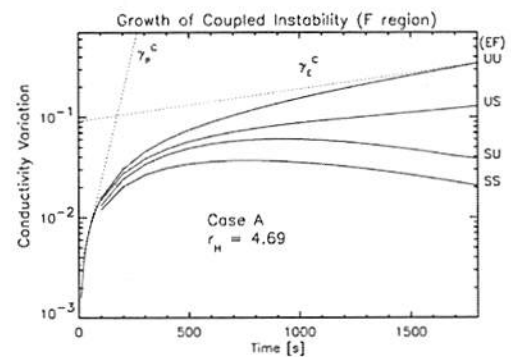


図4 3次元の中緯度電離圏F領域E領域相互作用シミュレーションから得られたMSTIDの成長率。E領域とF領域の両方が不安定となる条件(UUの曲線)では、初期にはE領域の電界が主導する速い不安定成長(理論成長率 γ_p^c)を受け、時間とともに緩やかなPerkin不安定の成長(理論成長率 γ_e^c)に移って行く様子が明らかである。(Yokoyama et al., 2009)

作用を明確化した(図3)。

電離圏の F 領域 E 領域相互作用について、理論的研究が進みつつあり、E 領域の電界による F 領域電子密度の変調について成果が得られている。更に Perkins 不安定の初の 3 次元計算機シミュレーションが成功し、E 領域との相互作用を含む計算機実験が本年になって報告された(Yokoyama et al.)。図4に示すように、MSTID は振幅が小さいうちは E 領域の分極電界によって急速に成長し、振幅が大きくなると Perkins 不安定の成長率に沿って成長する。同報告は、MSTID の発達と波面の生成、南西方向伝搬について初めて矛盾のない説明を与えたもので注目に値する。本課題の観測は、このモデルを実験的に検証しようとするもので、成功すれば中緯度電離圏の相互作用の大きな謎を解くものであり、期待は非常に大きい。

5. 新しい観測計画

中緯度電離圏の MSTID 生成機構を解明するため、我々は現在、JAXA 宇宙科学研究本部に、観測ロケットを中心とする総合観測を提案中

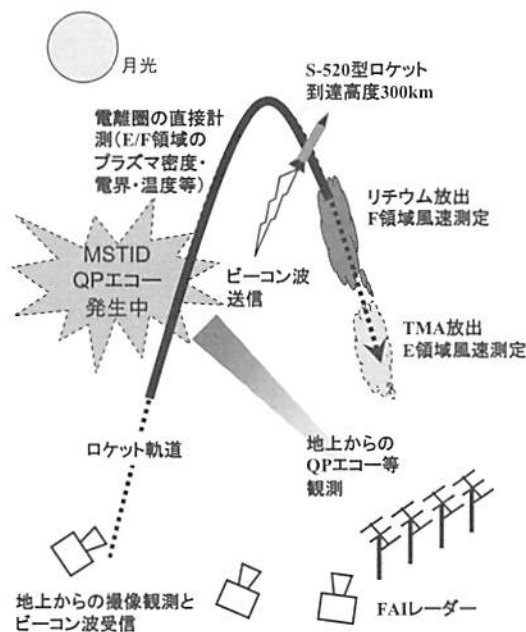


図5 観測4の概念図。地上のFAIレーダーやGPS-TECからMSTIDとQPエコーを観測中、S-520型ロケットを最高高度約300kmに打上げる。上昇時には直接計測を実施、下降時にF領域とE領域の風速を、それぞれリチウムとTMA放出により測定する。

である。その内容は、「観測ロケットからの直接観測を中心とする電離圏電子密度や電界の測定」「電離圏 F 領域から E 領域までの中性風測定」「地上観測を中心とする MSTID 他波動現象の観測」の同時実施である。MSTID は F 領域高度の夜間に発生するため、その発生領域の中性風速測定は極めて困難であった。本観測では、2007 年に日本で実施されたリチウム放出実験の結果をもとに、世界初となる月明を利用した風速測定を実施する。

本観測の概念図を図5に示す。観測ロケットと地上のレーダー等との同時観測によって、具体的には以下の実施を目指している。

- ① Es 層付近と F 領域の両方における電離大気と中性風速を同時観測する。
- ② MSTID の発生は夏季の地方時 21~24 時ごろに増大するため、夜間の風速測定が必要。
- ③ F 領域の MSTID と Es 層に伴う QP エコーの構造を監視し、それらの増大時に打上げる。

①によって、F 領域と E 領域それぞれでの分極電界の発生を検証する。電離大気の密度・電界・温度等は F 領域高度に達する S-520 型ロケットを用いることで観測可能であり、磁力線を通じた電界マッピングはほぼ明らかである。

本観測の問題は②である。まず Es 層付近の風速観測は十分な実績を持つロケットからの TMA (トリメチルアルミニウム) 放出と地上撮像を用いる。F 領域高度の風速観測は「ロケットからのリチウム放出と地上撮像による観測」と「630nm 大気光のファブリペロー干渉計(FPI)観測」の2つの手段が考えられる。FPI 観測は夜間の観測が可能という利点があるが、リチウム放出実験の方がロケット観測に無理なく組み込まれ、100-200km 高度の風速分布が測定可能という大きな利点があるため、本観測ではこちらを採用する。但し太陽光を用いた夕刻・明け方の観測と、限定的な日中の観測例があるのみで、夜間の観測実績がない。夜間のリチウム放出実験では、太陽光の一次散乱は1メガレイリーという大光量であり、既に太陽光が当たらない低高度からは、この散乱光の二次散乱としての発光雲が撮像される。ここから、太陽光に対

して 40 万分の 1 の強度である月明でも散乱光が観測可能であることが分かってきた。微弱な月明からの散乱光を捉えるには撮像カメラにも工夫が必要であるが、2010 年に予定されている別のロケット観測（夜明け前の打ち上げ）と 2011 年に米国で予定されている日米共同の日中のリチウム観測のために狭帯域フィルタを備えた撮像装置が開発されようとしており、これを利用できる。

6. まとめ

中緯度電離圏イレギュラリティの研究は、MU レーダー観測から大きく注目をあつめ、これまで様々な研究が行われてきた。この現象には、電離圏の力学過程において重要な 2 つの相互作用、すなわち粒子の衝突による中性大気＝電離大気の相互作用と、電界を通じた電離圏内の電磁力的相互作用の両方がかかわっている。現在提案中の観測ロケット実験は、複雑な現象に総合的に取り組むもので、研究の新たなブレークスルーになりうるものとして期待が大きい。さらに観測技術面においても、夜間の F 領域中性風速に対して、月明光を使ったリチウム放出実験の有効性が確かめられれば、観測的な応用が一気に広がるといふインパクトを秘めている。

7. 参考文献

Fukao, S., Kelley, M. C., Shirakawa, T., Takami, T., Yamamoto, Y., Tsuda, T., and Kato, S.: Turbulent upwelling of the mid-latitude ionosphere 1., Observational results by the MU radar, *J. Geophys. Res.*, **96**, 3725–3746, 1991.

Saito, S., M. Yamamoto, and H. Hashiguchi, Imaging observations of nighttime mid-latitude F-region field-aligned irregularities by the MU radar ultra-multi channel system, *Ann. Geophys.*, **26**, 2345-2352, 2008.

Shiokawa, K., Y. Otsuka, C. Ihara, T. Ogawa, and F. J. Rich, Ground and satellite observations of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbance at midlatitude, *J. Geophys. Res.*, **108**(A4), 1145, doi:10.1029/2002JA009639,

2003.

Yamamoto, M., Fukao, S., Woodman, R. F., Ogawa, T., Tsuda, T., and Kato, S.: Mid-latitude E-region field-aligned irregularities observed with the MU radar, *J. Geophys. Res.*, **96**, 15 943–15 949, 1991.

Yamamoto, M., Fukao, S., Tsunoda, R. T., and Hayakawa, H.: SEEK-2 (Sporadic-E Experiment over Kyushu 2) - Project Outline and Significance -, *Ann. Geophys.*, **23**, 2295-2305, 2005.

Yokoyama, T., D. L. Hysell, Y. Otsuka, and M. Yamamoto, Three-dimensional simulation of the coupled Perkins and E_s -layer instabilities in the nighttime midlatitude ionosphere, *J. Geophys. Res.*, **114**, A03308, doi:10.1029/2008JA013789, 2009

The neutral wind effect of Weddell Sea Anomaly (WSA) in the ionosphere

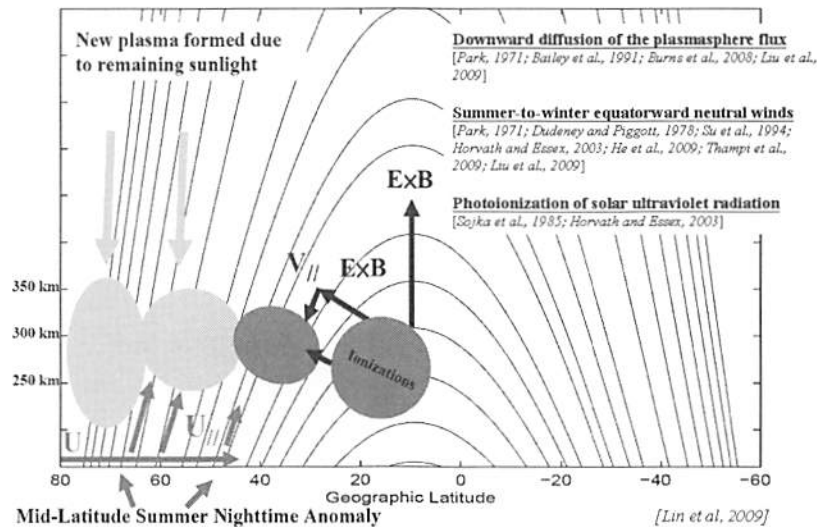
C. H. Chen¹, A. Saito¹, C. H. Lin², J. D. Huba³

¹Department of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University, Kyoto, Japan

²Department of Earth Science, National Cheng Kung University, Tainan, Taiwan

³Plasma Physics Division, Naval Research Laboratory, Washington, DC 20375

It is well known that in the ionosphere, the daytime electron density is larger than the nighttime. But some studies found that in the southern hemisphere Weddell Sea region, the nighttime electron density is larger than the daytime. This anomaly is called as Weddell Sea Anomaly (WSA). The WSA was first reported more than five decades ago by an ionosonde located near the Antarctica Peninsula. The originally thought localized anomalous ionospheric structure is later found to extend over a much wider area spans between the South America and Antarctica toward the Central Pacific region by satellite observations in recent years, while the associated three-dimensional structure is revealed more recently.



According to previous studies, the WSA may be caused by the downward diffusion of the plasmasphere flux, equatorward neutral wind, and longer time of plasma production by photoionization. The upper figure is the sketch showed the possible mechanisms of the Weddell Sea Anomaly. Through the theoretical modeling performed (SAMI2 model) in this study, the neutral wind effect is identified as the major driver for the WSA formation.

中規模伝搬性電離圏擾乱の MU レーダー・ 光学・GPS 観測

大塚雄一、塩川和夫(名大 STE 研)、小川忠彦(NICT)、斉藤昭則(京大理)

1. はじめに

電離圏には、伝搬性電離圏擾乱(Traveling Ionospheric Disturbance; TID)とよばれる電離圏プラズマ密度の変動があることが従来から知られており(Hocke and Schlegel, 1996)、1960年代からこの現象は大気重力波による中性大気の振動が原因であると考えられてきた(Hines, 1960; Hooke, 1968)。MU レーダーによる電子密度観測によっても、電離圏中を伝搬する TID の観測に成功している。MU レーダーは、アクティブ・フェイズド・アレイ・システムを採用しており、ビームの高速走査が可能であり、他の IS レーダーにない多点同時観測が実現されている。多点同時観測では、電子密度の時間的変動と空間的変動を区別して観測が可能となり、電離圏の波動現象の伝搬を捉えることができる。事実、これまでの MU レーダー観測によって、F 領域電子密度の変動が連続する波状構造をなし、その特徴が大気重力波で説明し得ることが報告されている(Fukao et al., 1993; Oliver et al., 1994)。しかし、近年の GPS 受信機網や全天大気光カメラによる観測などから、夜間における中規模 TID(MSTID)は、大気重力波だけでは説明ができず、電磁力学的な作用によって生成されていると考えられるようになってきた(Kelley and Miller, 1997)。さらに、近年の研究から、MSTID の生成原因は日中と夜間とは異なると考えられるようになってきた(Kotake et al., 2007)。

2. 観測及び結果

2.1 GPS 全電子数を使った統計解析

日本には国土地理院により設置された約 1000 点を超える GPS 受信機を持つ高密度の観測網がある。このデータを用いて全電子数(Total Electron Content; TEC)を算出し、TEC の時系列から 1 時間移動平均を差し引いた TEC 変動成分の水平二次元分布図を作成した。空間分解能は緯度 0.15° × 経度 0.15° 、時間分解能は 30 秒である。この図を用いて 2002 年に日本上空で発生した MSTID 発生頻度とその伝搬特性(伝搬方向、水平波長、周期、水平伝搬速度、振幅)を明らかにし、統計解析を行った。この結果、MSTID の発生頻度と伝搬特性から、観測された MSTID を日中、夜間、日出・日没時の 3 つに分類することができることが明らかになった。それぞれの MSTID の伝搬特性と発生原因を考察した結果を以下に示す。

- 1) 日中の MSTID は冬に多く発生し、南東方向に伝搬していた。プラズマは中性大気により磁力線に沿って動かされる。大気重力波が南方向伝搬する時、大気重力波による中性大気運動の磁力線射影成分は大気重力波が北方向伝搬する場合よりも大きくなり、プラズマ密度変動の振幅が大きくなる。このため、南方向伝搬する MSTID が多く観測される。以上より、日中の MSTID は大気重力波により生成されていると考えられる。日中の MSTID の典型的な例を図 1 左に示す。

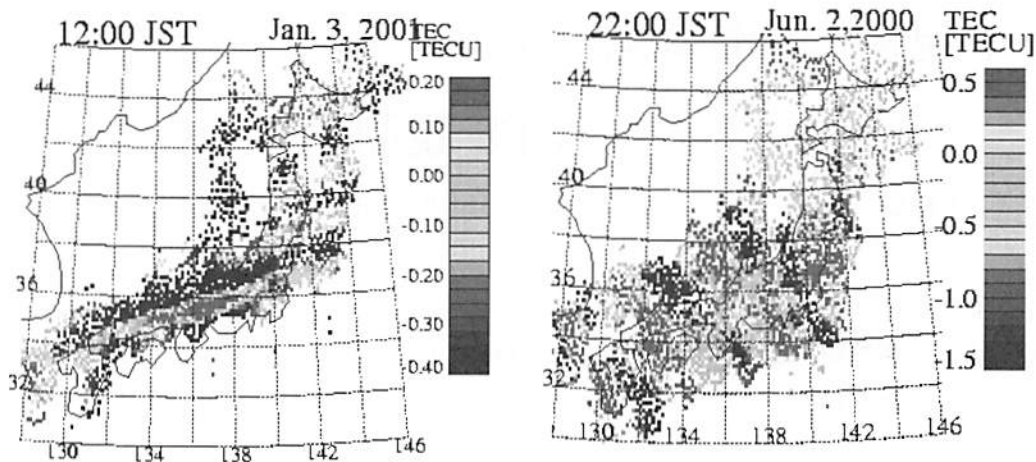


図1: 国土地理院が所有する国内のGPS受信機網から得られた全電子数(TEC)変動の水平二次元分布。日中及び夜間にみられるMSTIDの典型例をそれぞれ左図と右図に示す。

- 2) 夜間のMSTIDは夏に多く発生し、南西に伝搬する傾向があった。電離圏において、プラズマ密度、従って導電率の空間不均一があるとき、磁力線直交面内を電流が流れていると、電流の連続性保つために分極電場が生じる。夜中において、電流は北東向きであり、北西から南東にのびるMSTIDの波面を横切って流れる。このとき、電流の連続性を保つために、導電率の低い(高い)領域では北東向き(南西向き)の分極電場が作られる。東向き(西向き)電場は、 $E \times B$ ドリフトによって電離圏プラズマを上向き(下向き)に動かし、プラズマ密度の不均一をつくる。このように、分極電場は夜中におけるMSTIDの生成に重要な役割を果たしている。夜間に発生するMSTIDの典型的な例を図1右に示す。
- 3) 日没時のMSTIDは夏に多く発生し、北北西方向に伝搬していた。また、日出時北東方向に、南カリフォルニアでは南東方向に伝搬し、夏に多く発生していた。これらのMSTIDの波面は日没線と平行に近いものが多いことから、日没線において発生する大気重力波によって生成されていると考えられる。前述したように、南向き伝搬する大気重力波に比べて、北向き及び東西方向へ伝搬する大気重力波は、中性大気運動の磁力線射影成分が小さく、プラズマを動かすにくい。従って、日没時のMSTIDを生成するためには、大気重力波による中性大気変動は大きな振幅を持たなければならない。しかし、日没時に大きな振幅を持つ大気重力波がどのように励起されるかは未解明の問題である。以上の結果より、日中及び日没時のMSTIDには大気重力波、夜中のMSTIDの生成には電場が関係していると考えられる。

2.2 昼間における伝搬性電離圏擾乱

図2に、1990年11月15日にMUレーダーによるパワープロファイル観測で得られた電子密度変動について周期80分の成分を抽出したものを示す。高度200~400 kmにかけて4方向全てのビーム方向で同様の電子密度の波状構造が観測されており、変動の位相が時間とともに低高度に下がるという特徴が見られる。この様な構造は大気重力波によって生成される波状構造に類似しており、この場合は大気重力波の伝搬エネルギーが上方へ伝搬していることを示す。

本研究課題による観測では、ビームを天頂角 20 度で東西南北の 4 方向に走査しており、受信信号強度変動のビーム間での位相差から、電子密度の波状構造の水平伝搬速度を求めることができる。1986 年 9 月から 1994 年 4 月までの 58 日分の F 領域電子密度観測データについて、周期 40~130 分の波動成分を取り出し解析したところ、季節や地方時、波による依存せず波動は南向きに伝搬するものが多いことが明らかになった。また、伝搬速度は、平均で約 200m/s であった。この結果を過去に行われたアイオノゾンデ、HF ドップラーレーダー観測によって得られた分散関係を比較したところ、他観測で得られた水平伝搬速さも 100~300 m/s の範囲が多く、MU レーダー観測によって得られたものと良い一致が見られた。さらに、大気重力波理論において消散効果を考慮にいれた場合と入れない場合において得られる分散関係とも比較した。その結果より、MU レーダーで観測された TID の殆どは、鉛直波長が 100~200km 程度の非消散的な重力波であると考えられる (Oliver et al., 1995, 1997)。

2.3 夜間における伝搬性電離圏擾乱

図 3 に、信楽に設置された全天大気光イメージャーで 2003 年 6 月 1 日夜間に観測された 630nm 大気光の水平二次元分布を示す。

この時、大気光発光高度を 250km と仮定し、全天画像を地理座標系に変換した。各々の図の中心は、信楽の位置に相当する。図の濃淡は、大気光発光強度の 1 時間の移動平均からの偏差 (背景の値に対する割合) を示す。図から、MSTID による、北西から南東にのびる波面をもつ大気光変動が南西方向に伝搬していることが分かる。また、信楽と磁気共役点である Renner Springs では、南西から北東にのびる波面をもち北西に伝搬する MSTID が同時に観測された。両地点で観測された大気光変動の空間構造の磁気共役性を調べたところ、磁力線で結ばれた南北両半球の大気光変動の位相がほぼ一致していることが分かった。これは、MSTID の生成に電場が重要な役割を果たしていることを示している (Otsuka et al., 2004)。

信楽の MU レーダーによって観測された電子密度の時間・高度分布を図 4 の上図に示す。2003 年 6 月 1 日夜間、MU レーダーによって天頂方向 1 ビームの電子密度観測と 16 ビームの F 領域沿磁力線不規則構造の観測を切替えて行った。本研究では、天頂方向の電子密度高度分布を時

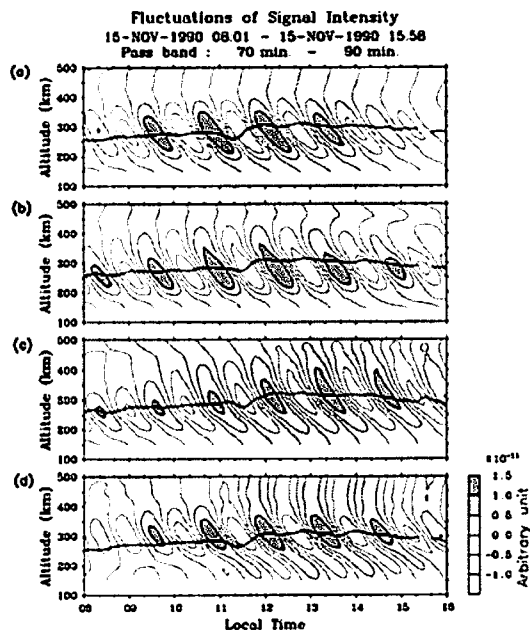


図 2: 1990 年 11 月 15 日に観測された電子密度変動。周期 80 分の成分を抽出し、北、東、南、西ビームで得られた電子密度変動である。図中、陰影の濃い部分ほど電子密度が高いことを示し、太実線は F 層ピーク高度を示している。

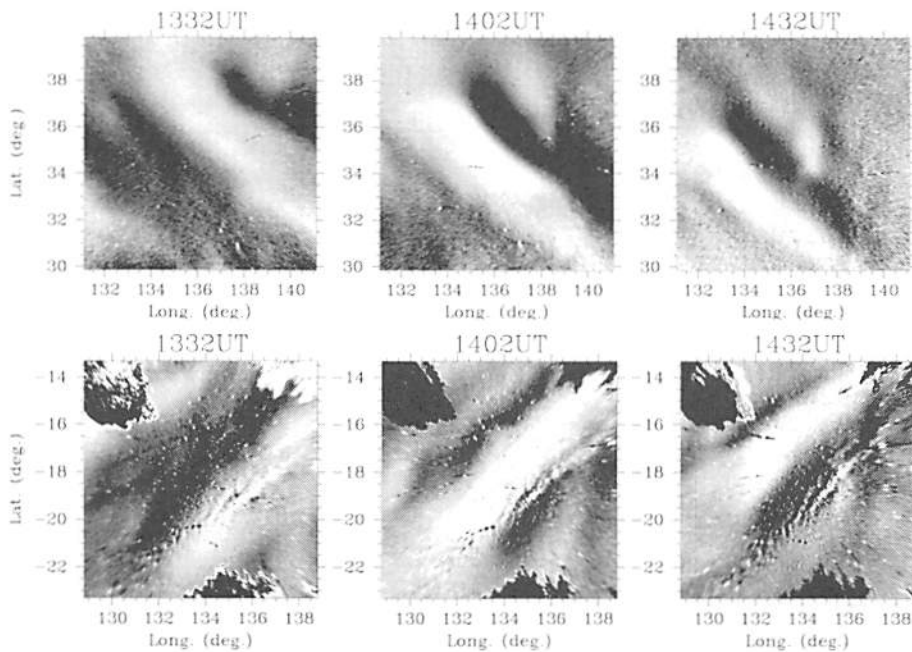


図 3: 2003 年 6 月 1 日 1332、1402、1432UT に信楽(上)とその磁気共役点である Renner Springs(下)で観測された 630nm 大気光の水平二次元分布。大気光発光高度を 250km として、地理座標系で示す。大気光発光強度の 1 時間移動平均からの偏差を計算し、背景の大きさに対する割合を図の濃淡で示す。

間分解能 5 分で算出し、統計的揺らぎを軽減するために 15 分の移動平均を行った。信楽で観測された大気光変動と比較すると、大気光発光強度の減少時(0005LT)には F 領域高度が高く、大気光強度の増大時(0035LT)には F 領域高度が低いことが分かる。630nm 大気光は、F 領域中の酸素イオン(O^+)と酸素分子(O_2)との衝突によって生成された酸素分子イオン(O_2^+)が電子と衝突することによって発光する。その発光強度は、 O^+ と O_2 の密度に比例する(Sobral et al., 1993)。MSIS モデルの中性大気密度と MU レーダー観測で得られた電子密度の値を代入して発光強度を計算したものを図 3 の下図に太線で示す。また、大気光イメージャー観測で得られた発光強度は細線で示す。両者を比較すると、大気光強度の時間変化が良く一致していることが分かる。これらの結果は、F 領域高度が下降(上昇)すると、F 領域下部の電子密度が増加(減少)し、大気光発光強度が増大(減少)することを意味しており、MSTID による大気光変動が F 領域下部の高度変化によるものであることを示している。一方、絶対値については、大気光観測結果の方が MU レーダーによる電子密度観測結果を使って求めた値よりも小さい。これは大気光発光層から地上の観測点までの水蒸気等による吸収による影響のためと考えられる。

3. まとめ

本研究において、MU レーダー観測で日中に観測された中規模伝搬性電離圏擾乱(MSTID)は、鉛直波長が 100~200 km の大気重力波に起因するものと考えられる。一方、夜間の MSTID について、大気光の水平二次元観測と MU レーダーによる電子密度の高度分布との比較を行うことにより、大気光変動が電離圏プラズマの高度変化によるものであることを明らかにした。この結果は、夜間の MSTID の生成に分極電場が重要な役割を果たしていることを示唆している。

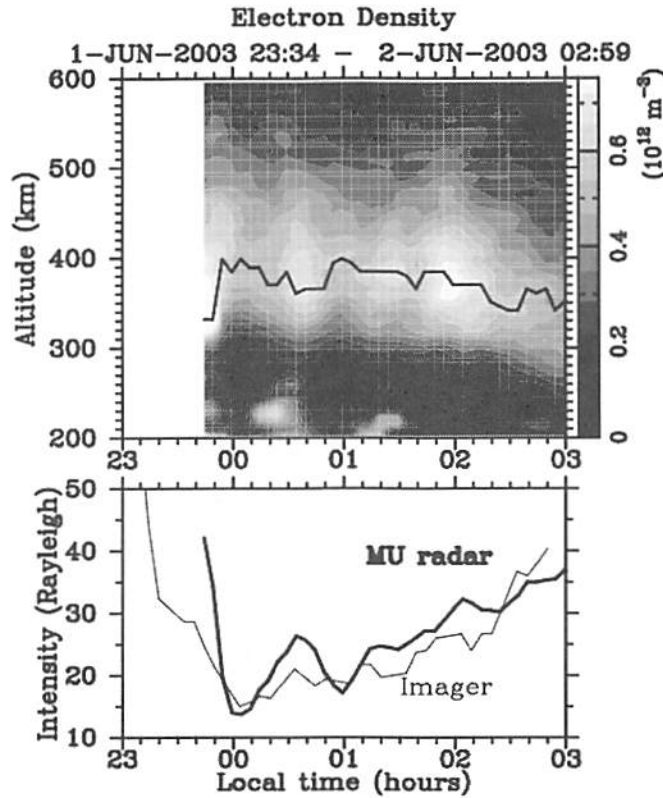


図4: (上) 2003年6月1日2300LTから翌2日0300LTに、MUレーダーによって観測された電子密度の時間・高度変化。図中の実線は、F領域電子密度最大高度を示す。(下)MUレーダーサイトに設置された大気光イメージャーによって観測された630nm大気光の発光強度(細線)とMUレーダーによる電子密度観測データを用いて算出した発光強度(太線)の時間変化。

参考文献

- Fukao, S., Y. Yamamoto, W. L. Oliver, T. Takami, M.D. Yamanaka, M. Yamamoto, T. Nakamura, and T. Tsuda, Middle and upper atmosphere radar observations of ionospheric horizontal gradients produced by gravity waves, *J. Geophys. Res.*, 98, 9443-9451, 1993.
- Hines, C. O., Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights, *Can. J. Phys.*, 38, 1441-1481, 1960.
- Hocke, K., and K. Schlegel, A review of atmospheric gravity waves and traveling ionospheric disturbances: 1982-1995, *Ann. Geophys.*, 14, 14,917-14,940, 1996.
- Hooke, W. H., Ionospheric irregularities produced by internal atmospheric gravity waves, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 38, 1441-1481, 1968.
- Kelley, M. C., and C. A. Miller, Electrodynamics of midlatitude spread F: 3. Electrohydrodynamic waves? A new look at the role of electric fields in thermospheric wave dynamics, *J. Geophys. Res.*, 102, 11,539-11,547, 1997.
- Kotake, N., Y. Otsuka, T. Tsugawa, T. Ogawa, and A. Saito, Statistical study of medium-scale traveling ionospheric disturbances observed with the GPS networks in Southern California,

- Earth Planets Space, 59, 95-102, 2007.
- Oliver, W., S. Fukao, Y. Yamamoto, T. Takami, M. Yamanaka, M. Yamamoto, T. Nakamura, and T. Tsuda, Middle and Upper Atmosphere Radar Observations of Ionospheric Density Gradients Produced by Gravity Wave Packets, *J. Geophys. Res.*, 99(A4), 6321-6329, 1994.
- Oliver, W. L., S. Fukao, M. Sato, Y. Otsuka, T. Takami, and T. Tsuda, Middle and upper atmosphere radar observations of the dispersion relation for ionospheric gravity waves, *J. Geophys. Res.*, 100, 23,763-23,768, 1995.
- Oliver, W. L., Y. Otsuka, M. Sato, T. Takami, and S. Fukao, A climatology of F region gravity wave propagation over the middle and upper atmosphere radar *J. Geophys. Res.*, 102, 14,499-14,512, 1997.
- Otsuka, Y., K. Shiokawa, T. Ogawa, and P. Wilkinson, Geomagnetic conjugate observations of medium-scale traveling ionospheric disturbances at midlatitude using all-sky airglow imagers, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L15803, doi:10.1029/2004GL020262, 2004.
- Sobral, J. H. A., H. Takahashi, M. A. Abdu, P. Muralikrishna, Y. Sahai, C. J. Zamlutti, E. R. de Paula, and P.P. Batista, Determination of the quenching rate of the O(1D) by O(3D) from rocket-borne optical (630 nm) and electron density data, *J. Geophys. Res.*, 98, 7791-7798, 1993.

低軌道衛星と GPS 衛星の TEC データを用いて中緯度域の TEC 増大現象の研究

京都大学大学院 五井紫 齋藤昭則 西岡未知

1. 概要

GPS 受信機網のデータを用いて中緯度域で観測される全電子数の増大現象の出現特性について統計的な解析を行った。全電子数 (Total Electron Content: TEC) は観測経路上の電子密度の積分量である。電離圏上部とプラズマ圏で起きる TEC 増大現象の物理過程を低軌道衛星の GPS-TEC データを用いて解明することを目的とする。本研究では飛翔高度約 500km である GRACE 衛星の GPS データを用いた。GRACE 衛星は GPS 受信機を衛星上部に搭載しており、GRACE 衛星の飛翔高度から GPS 衛星の飛翔高度までの TEC データ (GRACE-TEC) を測定している。地磁気緯度 50 度から 70 度の領域で TEC 増大現象が GRACE 衛星によって観測された。この TEC 増大現象は LT3 時から 5 時と LT14 時から 20 時の出現頻度が高く、朝側の TEC 増大現象は静穏時に多く出現することが統計的にわかった。また、地上観測と GRACE 衛星の TEC データの比較により、昼側の TEC 増大現象は Storm Enhanced Density (SED) またはその他の現象によるものであり、観測された TEC 増大の大きさの 60% 以上は電離圏上部とプラズマ圏で起きていることがわかった。

2. 研究の背景と目的

高度 1000km 以上に広がるプラズマ圏は地磁気の状態の影響を受けやすい領域である。地磁気の発達に伴いプラズマ圏が収縮する様子は IMAGE 衛星の EUV 撮像装置による観測によって明らかにされてきたが、高度方向のプラズマ密度の変化は未だに明らかにされていない。低軌道衛星に搭載された GPS 受信機の TEC データは電離圏の寄与が少ないため、プラズマ圏の TEC データとみなすことが出来る。この TEC データを用いてプラズマ圏内のプラズマ密度の分布を明らかにすることを本研究の最終的な目的とする。この低軌道衛星の TEC データによって、中緯度域において TEC の増大現象が観測された。[Mannucci et al. 2005] しかし、観測された中緯度域における TEC 増大現象の生成過程などは未だに解明されていない。中緯度域の TEC 増大現象の特性を明らかにすることが本研究の目的である。

3. データセット

本研究では高度約 500km を飛翔する GRACE 衛星の GPS データを使用した。

GRACE 衛星は 2002 年の 3 月に打ち上げられた衛星で GRACE-A, B の二機から構成される双子の衛星である。飛翔高度は約 500km で、軌道はほぼ極軌道であり、周期は約 90 分である。

また、地上観測データとして MIT-TEC を用いた。これはアメリカ大陸の GPS 受信機網のデータで、地上から GPS 衛星までの TEC データである。

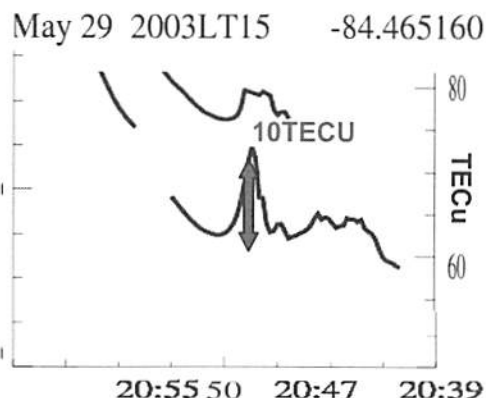
また、GRACE 衛星は二機の間で TEC と距離を測定しており、この二つのデータから GRACE 衛星の飛翔高度のプラズマ密度データを算出して用いた。

4. 事例解析

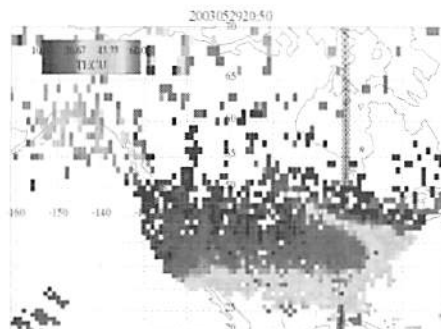
GRACE 衛星の天頂角を 20 度に制限した GRACE-TEC データと地上 GPS 衛星間の TEC データの比較を行った。

4.1 事例解析-磁気擾乱時-

2003年5月29日15LTにGRACE-TECデータにおいてTEC増大現象が中緯度域で観測された。増大現象の大きさは約10TECUで、出現した緯度域は磁気緯度50度から60度であった。



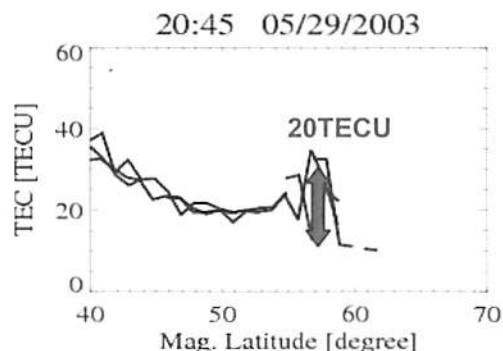
Fig(1) 2003年5月29日15LT(20:48UT)に磁気緯度50度付近でTEC増大減少が観測された。TEC増大現象の大きさは約10TECUであった。



Fig(2) 2003年5月29日20:50UTにおける地上-GPS衛星間のTECデータ(MIT-TEC)。低緯度に広がる赤道異常からStorm Enhanced Density(SED)が高緯度へ伸びていく様子が観測された。

GRACE-TECで観測されたTEC増大現象の観測時刻と位置がSEDと一致したことより、このTEC増大現象はSEDによるものということがわかった。

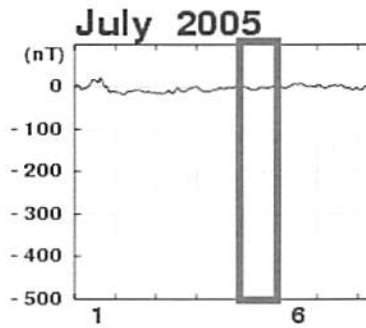
Fig(3) 経度-84度におけるMIT-TECデータを緯度方向にプロットしたもの。磁気緯度60度付近で20TECUの増大現象が観測された。



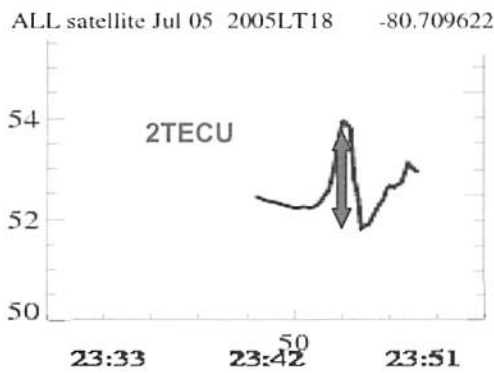
次にTEC増大現象の起きている高度領域を調べるために、TEC増大現象の大きさを地上-GPS衛星間のTECデータと比較した。Fig(3)はFig(2)で示したMIT-TECで経度-84度のTECデータを緯度方向にプロットしたものである。GRACE-TECで観測されたTEC増大現象の大きさは10TECUであったのに対し、地上-GPS衛星間のTEC増大現象の大きさは20TECUであった。以上のことから、観測されたTEC増大現象の約50%が高度500kmで起きているということがわかった。

4.2 磁気静穏時

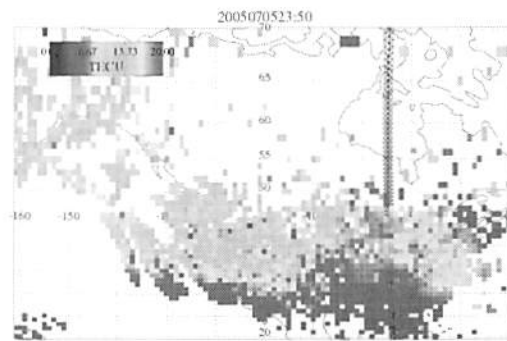
2005年7月5日18LTにGRACE-TECデータにおいてTEC増大現象が観測された。TEC増大現象の大きさは2TECUで、出現した緯度域は磁気緯度50度から60度の領域であった。



Fig(4) 2005年7月5日のDST指数はほぼ0nTを示しており、地磁気の状態が静穏であった。



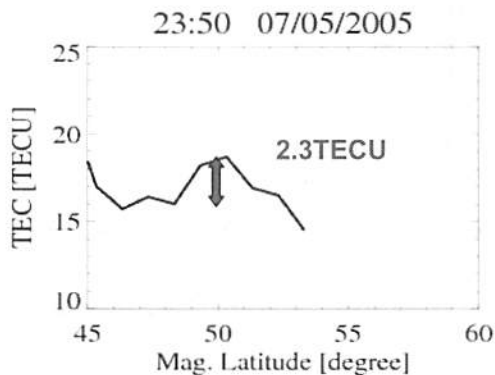
Fig(5) 2005年7月5日18LT(23:48UT)において磁気緯度50度付近でTEC増大現象が観測された。TEC増大現象の大きさは2TECUであった。



Fig(6) 2005年7月5日23:50UTにおいて赤道異常から高緯度へ高プラズマ密度領域が広がる様子が観測された。

GRACE-TECで観測されたTEC増大現象とMIT-TECで観測された高プラズマ領域の観測時刻と位置が一致した。以上のことより、GRACE-TECで観測された増大現象はSEDではなく、赤道異常から高緯度へ広がる現象によることがわかった。

次に観測されたTEC増大現象の起きている高度領域を調べるために、増大の大きさを地上観測データと比較した。

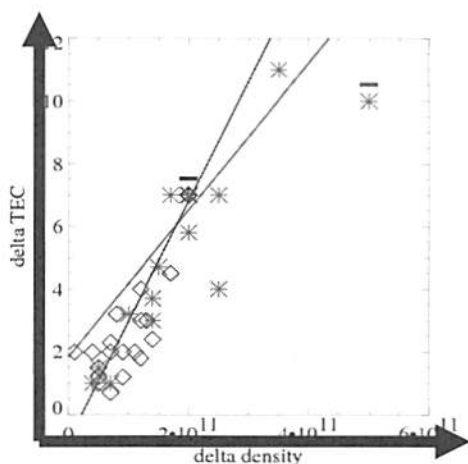


Fig(7) Fig(6)のMIT-TECの経度-75度のデータを緯度方向にプロットしたもの。磁気緯度50度付近で2.3TECUの増大現象が観測された。

GRACE-TEC で観測された TEC 増大現象の大きさは 2TECU だったのに対して、地上観測で観測された増大現象の大きさは 2.3TECU であった。以上から、観測された TEC 増大現象の約 80%が高度 500km 以上で起きているということがわかった。

5.統計解析

TEC 増大現象の高度構造を調べるために統計的な解析を行った。2003年5月20日から7月20日と2005年5月30日から6月9日の期間の GRACE 衛星の飛行高度のプラズマ密度データと GRACE-TEC データを用いた。各データで観測された増大現象の大きさを比較することで、増大現象の広がる高度領域を推定した。



Fig(8) 横軸はプラズマ密度データで観測された増大現象の大きさ、縦軸は GRACE-TEC データで観測された増大現象の大きさを表す。紫色のデータ点は静穏日、赤色のデータ点は擾乱日のデータを示す。また、直線はデータのフィッティングを行った結果である。

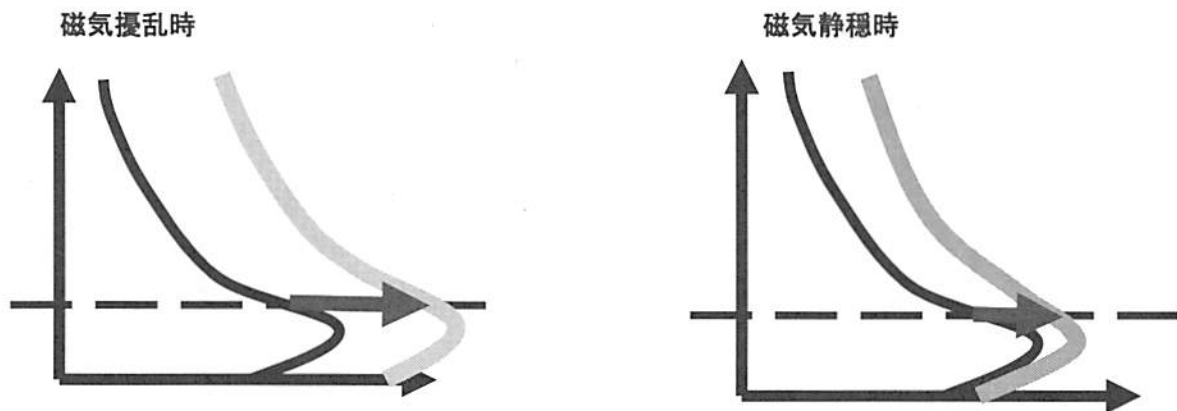
静穏時は擾乱時と比べて Δ TEC, Δ density 共に小さい値であることがわかった。また、 Δ density と Δ TEC の比は擾乱時と静穏時で同程度であることがわかる。以上のことから、静穏時

においても擾乱時と同様に高度 500km 以上で TEC の増大がおきているということがわかった。

6.考察

TEC 増大現象の高度方向の構造についての考察を行う。

統計解析の結果より、磁気擾乱時と磁気静穏時に観測される TEC 増大現象は共に高度 500km 以上の高度領域を中心に起きているといえる。事例解析の結果を考慮して以下のような高度構造を考えた。



- 磁気擾乱時と静穏時に観測される TEC 増大現象の高度方向のプラズマ密度分布は似ている
- 事例解析を考慮すると、時期擾乱時の TEC 増大現象は電離圏下部からプラズマ圏にわたる高度方向に長い構造を持つと考えられる。
- 一方で、静穏時の TEC 増大現象は高度 500km 付近からプラズマ圏へと伸びる高度方向の構造を持つと考えられる。

7.まとめ

低軌道衛星 GRACE に搭載された GPS 受信機のデータを用いて中緯度域の TEC 増大現象の事例解析、統計解析を行った。

- 事例解析により、磁気擾乱時において観測された TEC 増大現象は SED によるものであるとわかった。
- SED による TEC 増大現象は高度 500km 以上で 50%の増大をしていることがわかった。
- 事例解析より、磁気静穏時において観測された TEC 増大現象は赤道異常から高緯度へと広がる高プラズマ密度領域によるものであるとわかった。
- 静穏時に観測された増大現象の約 80%は高度 500km 以上で起きていることがわかった。
- TEC 増大現象の高度構造について統計的に調べた。
- 擾乱時と静穏時での TEC 増大現象のプラズマ密度の高度構造はほぼ同じであることがわかった。

将来の展望として、IS レーダーや MU レーダー（低緯度域の観測）の電子密度データとの比較を行い、さらに TEC 増大現象の高度構造を明らかにしたい。

大気光イメージャ・MU レーダー・ナトリウムライダーによる中間圏重力波の同時観測

*鈴木臣, 中村卓司, 江尻省, 堤雅基 (極地研究所)
塩川和夫 (名古屋大学 STEL), 川原琢也 (信州大学)

1. はじめに

大気重力波は主に下層大気の大気擾乱等により発生し中層大気中を伝搬していく。対流圏の大循環が太陽放射による加熱でほぼ説明できるのに対して、中間圏・下部熱圏 (MTL) 領域の大気大循環は太陽放射だけでは駆動できず、大気重力波が運ぶ運動量・エネルギーが重要な役割を果たす [Fritts and Alexander, 2003]。我々は、2008年9月より6回に渡って ANDON キャンペーンという大気重力波の総合観測キャンペーンを行ってきた。このキャンペーン観測では、MLT 領域の大気重力波を多角的に捉えるため、信楽 (34.8°N, 136.1°E) の MU レーダーによる流星風速観測 [Nakamura et al., 1991]、京都大学宇治キャンパス (34.9°N, 135.8°E) のナトリウムライダーによる温度観測とともに、2台の大気光イメージャを用いたイメージング観測を行った。大気光イメージャの1つは、信楽に設置されている OMTI [Shiokawa et al., 2009] であり、もう1台は多賀 (35.2°N, 136.3°E) に新たに設置された ANDON を用いている。これまでも、大気光イメージャとレーダーあるいはライダーを組み合わせた観測はあるが、それぞれの測器の時間・空間分解能の違いにより、風速・温度データはイメージャで観測される大気重力波 (主に水平波長 100 km 以下、周期1時間以下) のバックグラウンド情報として使われるのみであった。本研究では、これらの測器によって同一の大気重力波構造の観測を試みた。

2. 2008年10月2日に観測された大気重力波

2.1. 大気光イメージャ

図1は、第1回キャンペーン期間中の2008年10月2日における ANDON の 557.7-nm と OH 大気光のケオグラム (大気光画像の水平断面を時系列にプロットしたもの) である。大気光の高度 (94 km: 557.7-nm, 86 km: OH) は、OMTI と ANDON の視野がオーバーラップしていることを利用し、両者の画像の三角測量から決定した [Kubota et al., 1999]。両大気光のケオグラムより 1200-1600 UT (2100-2500 LT) にかけて北西方向に伝搬する構造が観測されていることが分かる。信楽の OMTI でも同様の構造が観測されており、波のパラメータを見積もると、水平波長 173 km, 位相速度 49 ms^{-1} , 周期 59 分で方位角 320度 に伝搬していた。このように、大気光ケオグラムを作成することによ

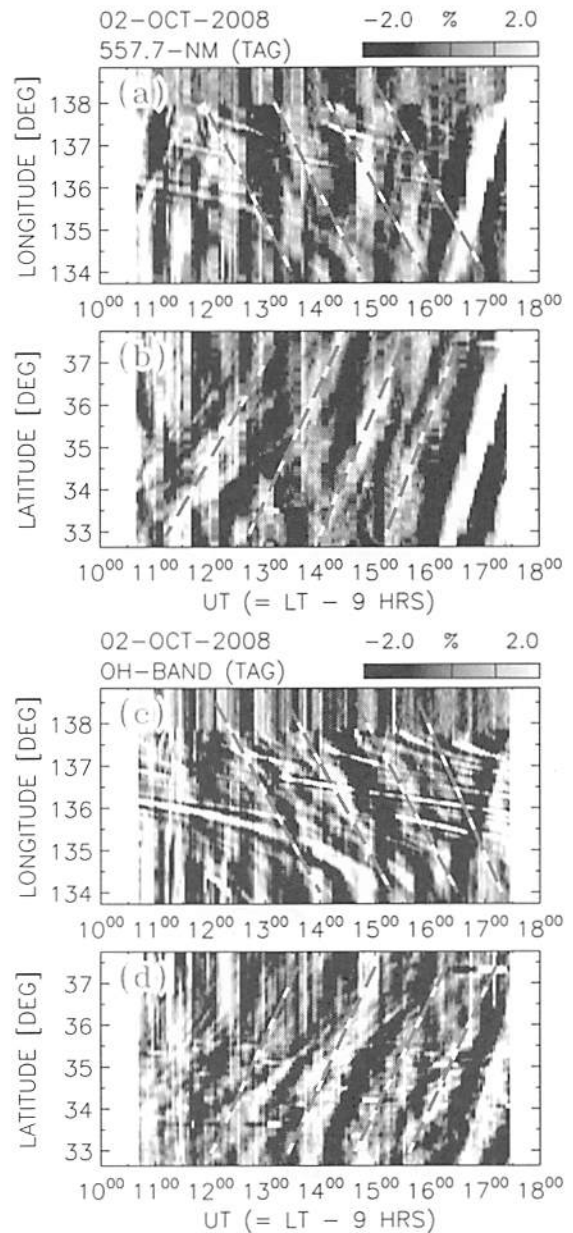


図1：2008年10月2日に ANDON で観測された大気重力波。557.7-nm (上図) と OH (下図) 大気光の緯度経度方向のケオグラム。

り、大気光観測でも長波長・長周期の波動を捉えることができる [Shiokawa et al., 2009; Suzuki et al., 2009a]. 本研究では、この波動構造に着目し、解析を進めた.

2.2. ナトリウムライダー

図2に2008年10月2日におけるナトリウムライダーによる温度プロファイル (1000-2000 UT; 1900-2900 LT) を示す. 潮汐パターンに重畳するように1時間程度の変動を見ることができる. 大気光高度におけるこの温度変動は、スペクトル解析により、ケオグラムで見られた波動の周期 (59 分) と同程度の周期を持つことが分かった (557.7-nm 高度で 58 分, OH 高度で 71 分).

2.3. MU レーダー

通常、流星レーダーによる水平風速は、レーダー上空の半径 100 km 程度の円領域で観測される流星の視線方向風から東西・南北風を推定することで得られる. しかし、本研究でターゲットにしている構造の水平波長は 173 km であるため、この大気重力波による水平風速変動を従来の方法から観測することはできない. そこで、本研究では、特定の領域における流星の視線方向風を直接用いることで、大気重力波の伝搬方向に沿った水平風速を算出した. 具体的には、図3の陰影をつけた領域で観測された各流星の視線方向風を水平面にマッピングし、方位角 320 度 (ケオグラムで確認された大気重力波の伝搬方向) の方向へ投影した速度を領域内で平均することで、水平風速変動を計算する. そのようにして得られた大気重力波の伝搬方向に沿った水平風速の高度プロファイルを図4に示す. 温度プロファイルと (図2) 同様に、潮汐パターンとともに1時間程度の周期の変動が見られる. 大気光高度における水平風変動は周期 60 分であり、水平風

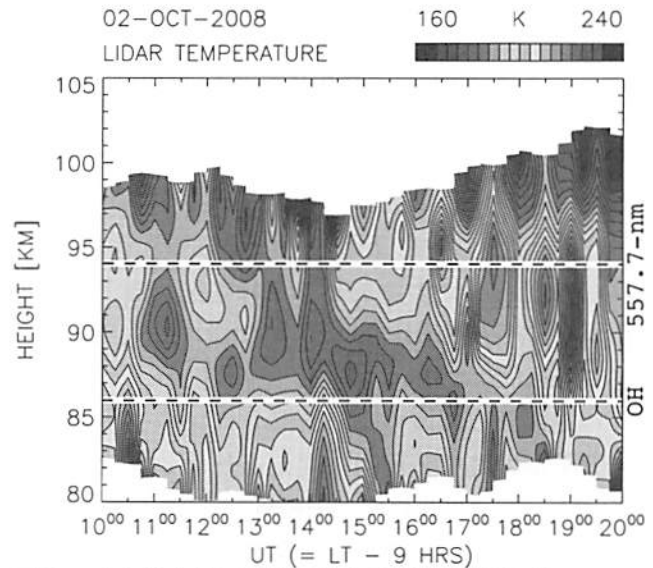


図2：ナトリウムライダーによる温度の高度プロファイル (時間分解能：15 分, 高度分解能：4 km) .

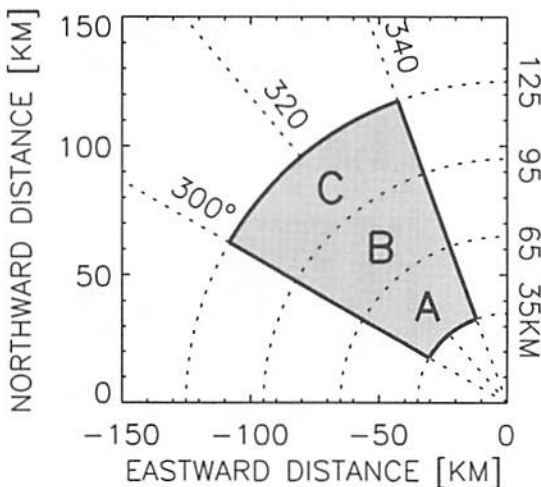


図3：水平風速を計算する領域. 視線方向に 90 km (各サブエリアは 30 km), 方位各方向に 40 度 (中心 320 度) の幅を持つ.

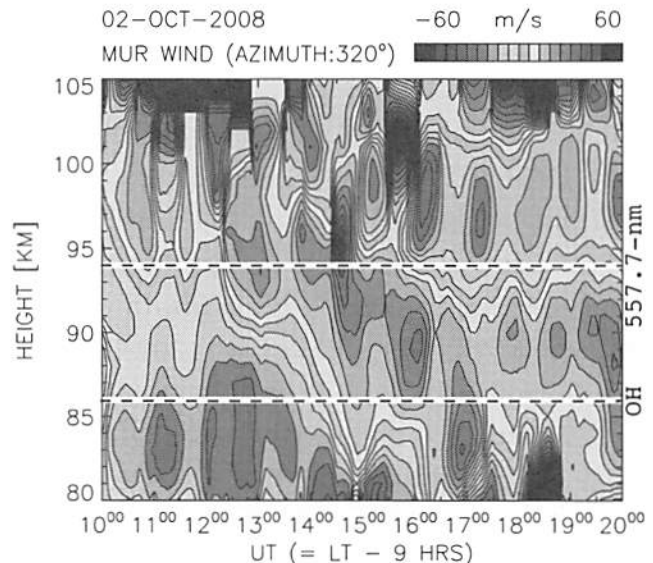


図4：大気重力波の伝搬方向に沿った水平風速の高度プロファイル. 正符号は方位角 320 度方向の風に対応.

速にも大気光で観測された波動と同じ時間スケールの変動があることが確認された。

さらに、計算された水平風速に見られた波動の位相速度を見積もった。風速を計算した領域（図3の陰影部分）を動径方向に3つのサブエリアに分割し（図3のA, B, C領域）、各サブエリアにおける水平風速を40-80分のバンドパスを施し、相互相関から位相速度を計算する。

この方法は、Yamamoto et al. [1986] において周期数時間の大気重力波の位相速度を流星レーダーから見積もった手法を短周期波動に応用したものである。図5に結果を示す。横軸はレーダーからの距離であり、縦軸は格差部エリア内で計算された水平風速とサブエリアBにおける風速変動との相関が最大となる時間差である。最小自乗フィッティングによる直線から、水平風速変動の位相速度は 46 ms^{-1} と見積もられ、大気光観測から求められた位相速度 (49 ms^{-1}) と非常に良い一致を示した。

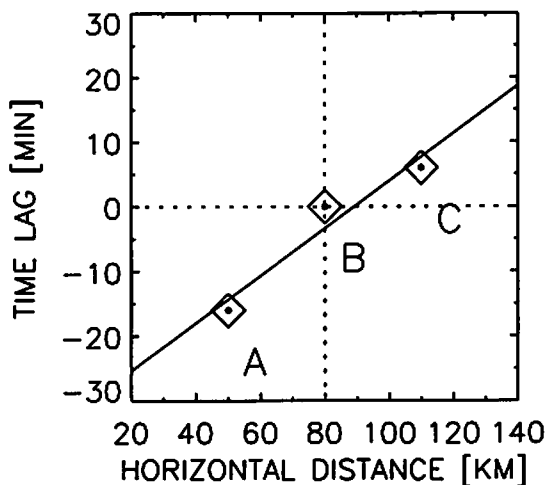


図5：レーダーからの距離とサブエリアBにおける水平風との相関が最大となる時間差。最適直線から位相速度 (46 ms^{-1}) が計算される。

3. 考察

3.1 位相関係

次に、大気光イメージャ、MUレーダー、ナトリウムライダーで観測されたこれらの波動が本当に同一の波動であるかどうかを、位相関係から調査した。大気重力波の理論より、大気重力波に

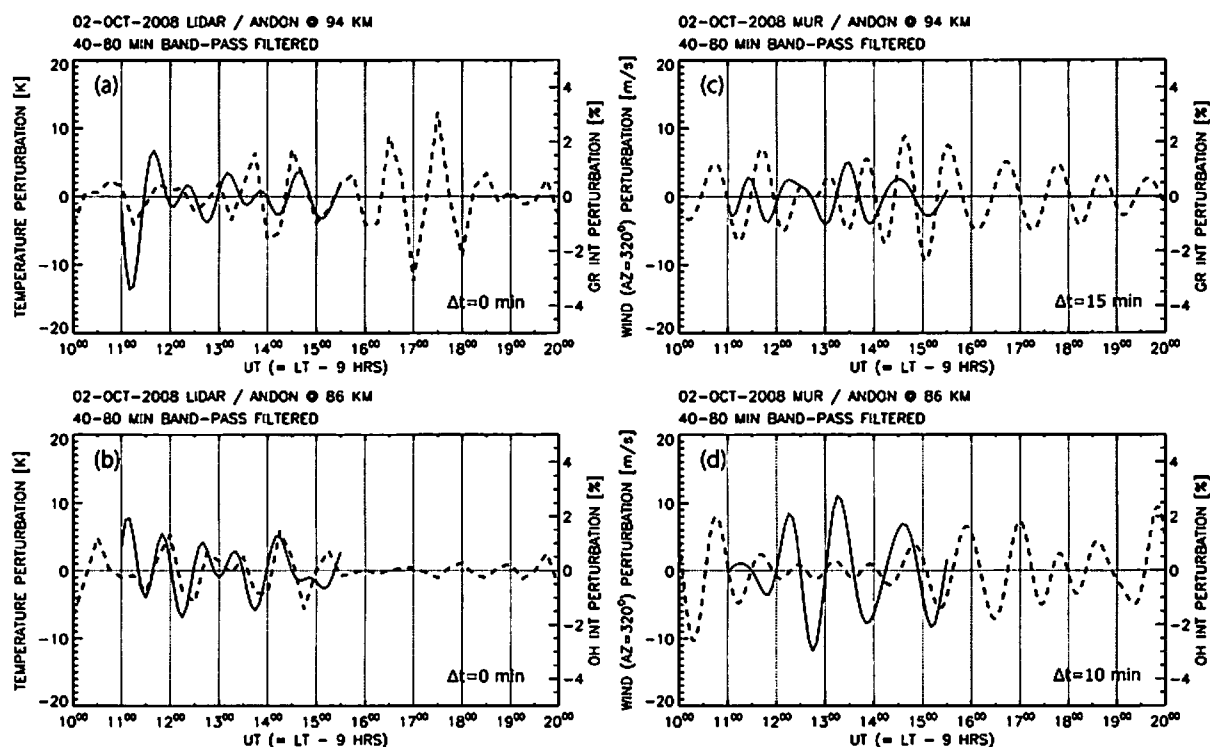


図6：ANDONで観測された557.7-nm（上図）とOH（下図）大気光強度変動と温度（左図）、水平風速度（右図）の位相関係。点線と実線はそれぞれ大気光強度、温度/水平風速の変動を表す。各パネルの右下に相互相関から計算された位相差が記してある。

よる大気光強度変動と温度変動は同位相であり、伝搬方向に沿った水平風速変動は 90 度位相が遅れることが知られている。本イベントの大気重力波の周期は 59 分であるから、水平風速は大気光変動に対して約 15 分位相が遅れることが予想される。図 6 に大気光強度と温度・水平風速変動（それぞれ 40-80 分のバンドパスを施してある）の位相関係の結果を示す。図 6 a は高度 94 km における温度（実線）とライダー視野内での 557.7-nm 大気光変動（点線），図 6 b は高度 86 km における温度（実線）とライダー視野内での OH 大気光変動（点線），図 6 c は高度 94 km における水平風速（実線）と水平風速を計算した領域の中心（図 3 参照）での 557.7-nm 大気光変動（点線），図 6 d は高度 86 km における水平風速（実線）と水平風速を計算した領域の中心での OH 大気光変動を示している。相互相関解析により計算された位相差（時間差）は、大気光と温度で 0 分、大気光と水平風速で 10-15 分であり、これらの観測結果は大気重力波の理論とよく合う。したがって、大気光イメージャ、MU レーダー、ナトリウムライダーで観測された波動構造は位相関係から見ても同一の大気重力波であると言える。

3.2. 運動量フラックス

最後に観測された大気重力波の運動量フラックスを見積もった。単位体積あたりの運動量フラックスは水平風 u と鉛直風 w の共分散で与えられる

$$F_m = \langle u' w' \rangle$$

ここで $\langle \rangle$ は、時間・空間平均を表す。 u' は MU レーダーによる観測から得られる。 w' は観測から直接求めることはできないが、ライダー温度変動 T'/T を用いて

$$w' = i (\omega / g / N^2) (T'/T)$$

$$= (\omega / g / N^2) (T'/T)_{HT}$$

$T)_{HT}$

という関係式から見積もることができる。ここで、 $i = (-1)^{1/2}$ であり、 ω , N , $g (=9.8 \text{ ms}^{-2})$ はそれぞれ、固有周波数、Brunt-Väisälä 周波数、重力加速度である。 $(T'/T)_{HT} = i (T'/T)$ は、ライダー温度変動を Hilbert 変換することに対応する [Vincent and Alexander, 2000]。例として図 7 に高度 86 km における運動量フラックスを示す。 ω (図 7 c) はケオグラムから見積もられた波のパラメータと水平風速から、 N (図 7 d) はライダー観測による温度の高度プロファイルから計算することができる。1200-1600 UT で平均することで、運動量フラックスは高度 94 km で $1.1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (図無し)，86 km で $2.6 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (図 7 f) と見積もられた。これらの値は、これまでの観測結果 ($1-10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ [Fritts and Alexander, 2003]) と同程度であると言える。

また近年、大気光強度変動から大気重力波の運動量フ

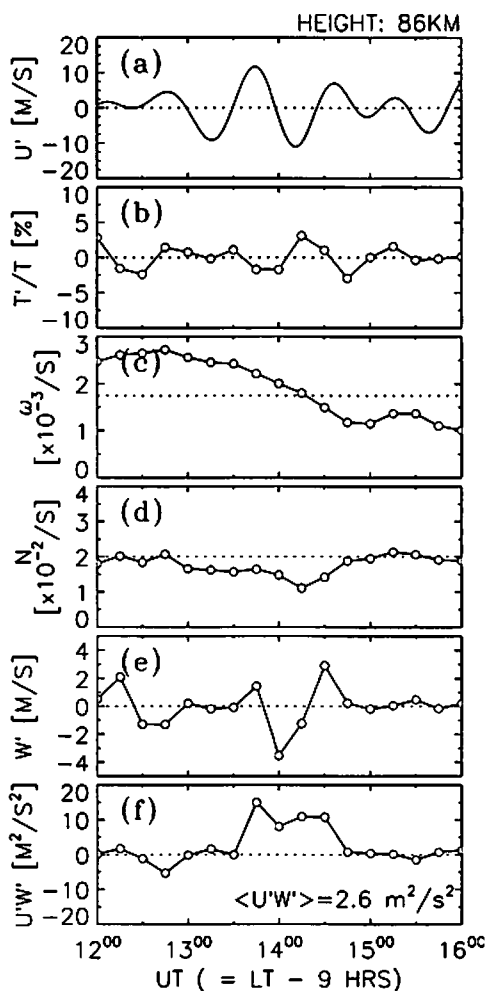


図 7 : 高度 86 km における運動量フラックス。 (a) 水平風速変動, (b) 温度変動, (c) 固有周波数, (d) Brunt-Väisälä 周波数, (e) 計算された鉛直風変動, (f) 運動量フラックス。波動構造が観測された 1200-1600 UT で平均した運動量フラックスは、 $2.6 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ となる。

ラックスを見積もる研究も盛んに行われている(詳しくは Suzuki et al. [2009b] を参照されたい)。この手法

表1: 2つの手法で見積もられた運動量フラックス。

momentum flux	94 km (557.7-nm) height	86 km (OH) height
wind+temperature	1.1 m ² s ⁻²	2.6 m ² s ⁻²
airglow intensity	0.8 m ² s ⁻²	3.2 m ² s ⁻²

では、キャンセレーションファクターと呼ばれる温度と大気光強度を関係づけるモデル値 C_F [Vargas et al. 2007] を用いて

$$F_m = (1/2) (m/k) (\omega^2 g^2 / N^4 C_F^2) (I'/I)$$

という関係式から運動量フラックスを導出する。ここで、 m , k は鉛直・水平波数、 I'/I は大気光強度変動である。両手法を用いて見積もった運動量フラックスを表1にまとめる。両者からは、ほぼ同程度の運動量フラックスが見積もられた。このことは、本研究で用いた測器で観測された大気重力波構造は同一のものであるという結果のさらなる証拠になると考えられる。

4. まとめ

2台の大気光イメージャ (OMTI, ANDON), MU レーダー, ナトリウムライダーを用いた中間圏大気重力波の同時観測キャンペーン (ANDON キャンペーン) を行い, それぞれの観測機器で同一の波構造を観測する試みが行われた。2008年10月2日の観測において,

[1] ANDON, OMTI の 557.7-nm, OH 大気光ケオグラムから, 水平波長 173 km, 位相速度 49 ms⁻¹, 周期 59 分で方位角 320度 (北西) に伝搬する大気重力波が観測された。

[2] 大気光発光高度 (557.7-nm; 94 km, OH; 86 km) における MU レーダーの水平風速, ライダー温度からもケオグラムで観測された大気重力波と同程度の周期を持つ波構造を得ることができた。

[3] 水平風速変動から見積もられた波構造の位相速度 (46 ms⁻¹) は, 大気光観測と非常によい一致を示した。

[4] 大気光強度, 温度, 水平風速の位相関係は重力波理論とよく合う。

[5] 風速変動と温度変動から見積もられた運動量フラックスは, 大気光強度変動から見積もられた運動量フラックスと同程度であった。

以上のことから, 各測器で観測された大気重力波は同一のものであるといえる。本研究により初めて, 大気光イメージャ, レーダー, ライダーの同時観測から同一の大気重力波による大気光・温度・水平風速変動を検出することに成功した。

参考文献

- Fritts, D. C., and M. J. Alexander, Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere, *Rev. Geophys.*, 41, 1003, doi:10.1029/2001RG000106, 2003.
- Kubota, M., M. Ishii, K. Shiokawa, M. K. Ejiri, and T. Ogawa, Height measurements of nightglow structures observed by all-sky imagers, *Adv. Space Res.*, 24, 593-596, 1999.
- Nakamura, T., T. Tsuda, M. Tsutsumi, K. Kita, T. Uehara, S. Kato and S. Fukao, Meteor wind observations with the MU radar, *Radio Sci.*, 26, 857-869, 1991.
- Shiokawa, K., Y. Otsuka, and T. Ogawa, Propagation characteristics of nighttime mesospheric and thermospheric waves observed by optical mesosphere thermosphere imagers at middle and low latitudes, *Earth Planets Space*, 61, 479-491, 2009
- Suzuki, S., K. Shiokawa, K. Hosokawa, K. Nakamura, and W. K. Hocking, Statistical characteristics of polar cap mesospheric gravity waves observed by an all-sky airglow

- imager at Resolute Bay, Canada, *J. Geophys. Res.*, 114, A01311, doi: 10.1029/2008JA013652, 2009a.
- Suzuki, S., K. Shiokawa, A. Z. Liu, Y. Otsuka, T. Ogawa, and T. Nakamura, Characteristics of equatorial gravity waves derived from mesospheric airglow imaging observations, *Ann. Geophys.*, 27, 1625-1629, 2009b.
- Yamamoto, M., T. Tsuda, and S. Kato (1986), Gravity waves observed by the Kyoto meteor radar in 1983-1985, *J. Atmos. Terr. Phys*, 48, 597-603, 1986.
- Vargas, F., G. Swenson, A. Liu, and D. Gobbi, O(¹S), OH, and O₂(b) airglow layer perturbations due to AGWs and their implied effects on the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 112, D14102, doi:10.1029/2006JD007642, 2007.
- Vincent R. A., and M. J. Alexander, Gravity waves in the tropical lower stratosphere: An observational study of seasonal and interannual variability, *J. Geophys. Res.*, 105, D14, 17,971-17,982, 2000.

2次元非静力学中性大気モデルを用いた

下層大気起源の大気擾乱の数値実験

*松村充[1], 品川裕之[2], 家森俊彦[3]

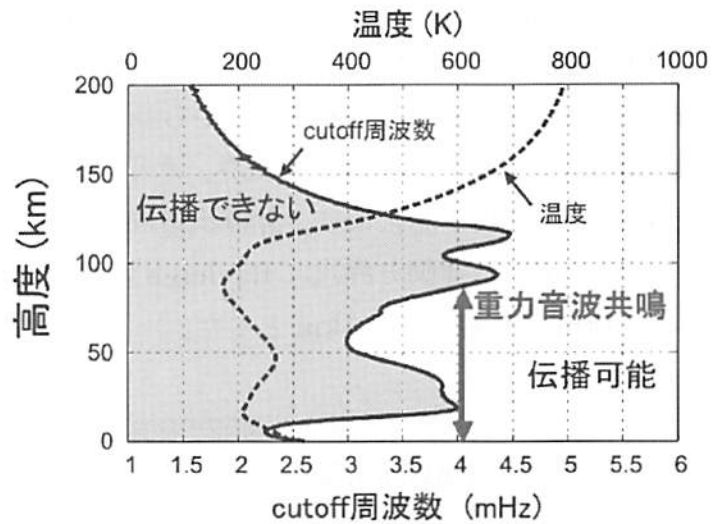
[1]京大・理・地球物理, [2]NICT, [3]京大・理・地磁気

1 はじめに

荒天時や地震直後の電離層擾乱、地震直後の地磁気脈動、固体地球の常時自由振動などこれまでに観測された約 4mHz の振動現象には、いずれも地表-熱圏間の重力音波共鳴によるものだという指摘がある[Davies and Jones, 1971; Heki and Ping, 2005; Iyemori et al., 2005; Nishida et al., 2000]。中間圏界面付近は温度が低く密度勾配が大きいため、超低周波（長波長）の音波は重力と浮力の影響を強く受けて伝播が妨げられ、群速度は小さくなり、0になる高度で反射し、共鳴を起こすことが線形理論から予想される。このような超低周波の音波を重力音波と呼ぶ。しかし重力音波共鳴の存在は直接観測では未だ検証されてはおらず、その物理的特徴も明らかにされていない。

我々はこれまでに地表における微気圧変動観測から、予想されている重力音波共鳴周波数に相当する約 3.7mHz の振動が頻繁に起こることを明らかにした[Matsumura et al., in press]。しかし重力音波が反射すると考えられている中間圏界面付近の観測は容易ではなく、そのために重力音波共鳴の検証は不十分でありその特徴も不明である。

そこで本報告では不足している情報を補い共鳴の物理的特徴を推定するために、数値実験を行った。



2 数値モデル

実験は2次元非静力学圧縮性中性大気モデルを用いて行った。右のような基礎方程式をCIP法を用いて解いた。ただし x, y はそれぞれ鉛直方向・水平方向の座標、 u, v はそれぞれ鉛直方向・水平方向の速度、 T は温度、 ρ は質量密度、 p は圧力、 R は気体定数、 g は重力加速度、 c_v は定積比熱、 Q は加熱率を表す。実際には数値粘性や熱伝導も考慮した。ここでは2004年9月1日の浅間山噴火 (36.4N, 138.5E, 20:02LT, $p = \rho RT$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -u \frac{\partial \rho}{\partial x} - v \frac{\partial \rho}{\partial y}$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - g$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -v \frac{\partial T}{\partial y} - u \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{R}{c_v} T \left(\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial x} \right) - \frac{Q}{c_v}$$

$Q=0$) を想定して、境界条件として地表で鉛直風速を与えた数値実験について説明する。背景場の温度・密度はMSISE90から与えた。計算領域は鉛直方向に600km、水平方向に1000kmとした。地表は反射境界、水平方向・鉛直上方向の境界は無反射境界とした。無反射境界を実現するために、鉛直上方向の境界から200km、水平方向の境界から200kmまでの領域では運動方程式にRayleigh摩擦項を加えて波を減衰させた。格子の幅は鉛直方向に1km、水平方向に1kmとした。

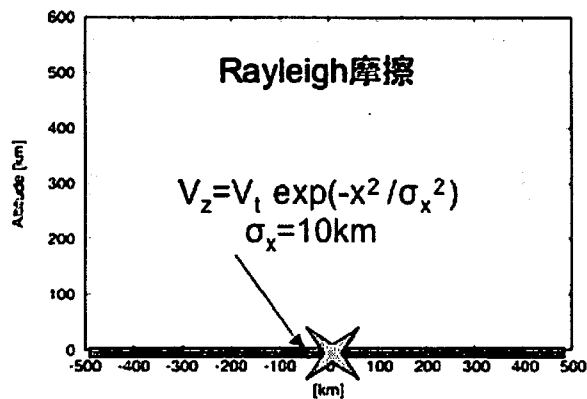


図1 浅間山噴火の計算領域

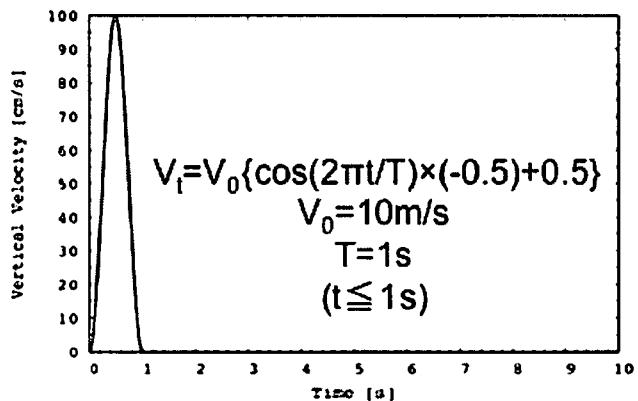


図2 地表の鉛直速度の時間特性

3 結果と議論

3.1 重力音波の反射

解析はすべて、波源の中心直上の点について行った。その結果、各高度で鉛直風速の振幅が増大し減少した後再び増大する様子が見られた (図 3)。その位相から、波が中間圏界面付近で反射し、下方へ伝播した後さらに地表あるいは対流圏界面で反射し再び上方へ伝播することにより振幅が再び増大することが確認された (図 4)。中間圏界面で反射した波が再び中間圏界面に戻ってくるまでに要する時間は約 1200 秒である。これは密度勾配の影響を受けない高周波数の音波にとっては長すぎるが、密度勾配の影響で群速度が遅延を受ける重力音波にとっては充分考えられる値である。

計算の結果によると、下層大気で発生した擾乱は 100km より高高度にも伝播しており、その振幅は下層のそれよりも圧倒的に大きい (図 3) が、それに背景密度の平方根をかける (エネルギー密度の平方根に相当、図 4) と高度約 100km 以下の方が圧倒的に大きく、中間圏界面付近での波の反射によってエネルギーが下層に捕らえられていることが示された。また、音波が伝播しないと考えられている高度 100km 付近でも鉛直風の振動は見られた。

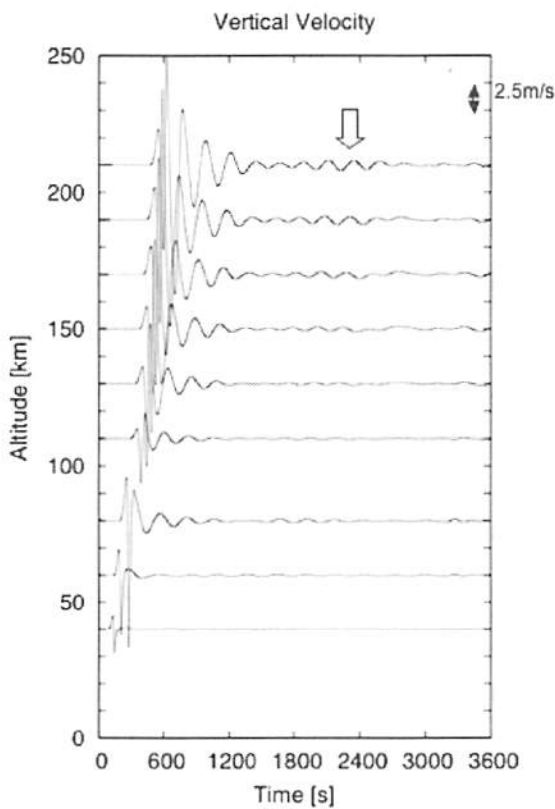


図 3 各高度の鉛直風速の時間変化

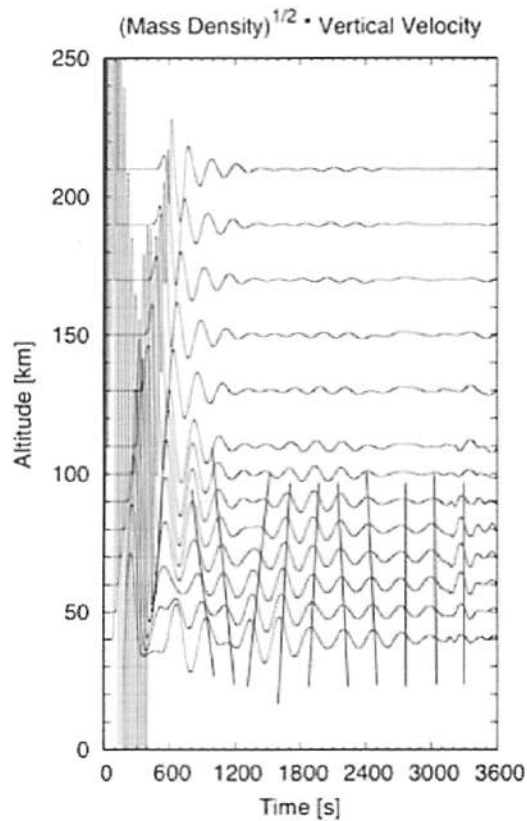


図 4 各高度の鉛直風のエネルギー密度の時間変化

3.2 HF Doppler 観測との比較

このような振幅が再び増大する現象は実際の観測でも確認された。浅間山噴火時に HF Doppler (送信周波数：5006kHz, 送信点：調布(35.7N, 139.5E), 受信点：菅平(36.5N, 138.3E), 電通大菅平宇宙電波観測所より提供) を用いて観測された電離層擾乱にも振幅が再び増大する様子が見られた。右の上の図は観測から得られた HF 波の Doppler shift の、下の図は数値実験で得られた鉛直風速 (高度 210km) の時間変化を表している。変動の方向を一致させるために、Doppler shift には-1 をかけている。振幅のはじめの増大から次の増大までの時間も観測と数値実験ともに約 1200 秒で一致している。

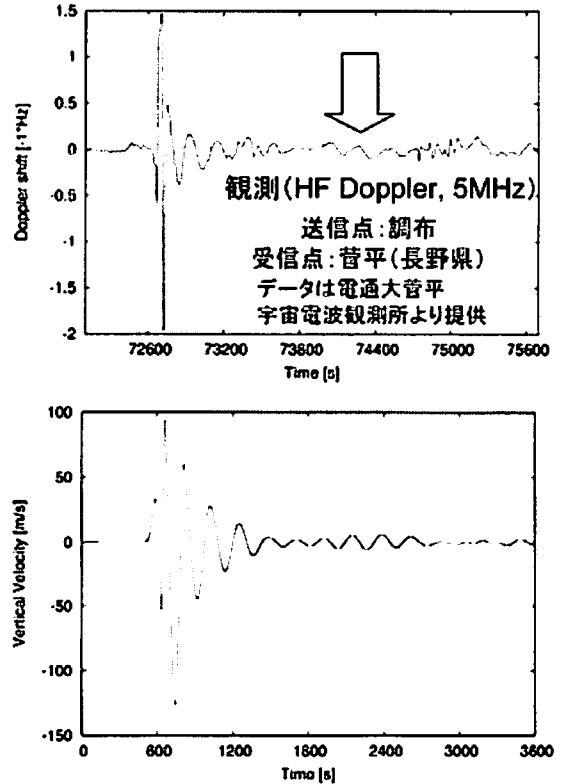


図 5 観測 (上) と数値実験 (下) の比較

3.3 卓越周波数の高度ごとの特徴

各高度における鉛直風速の時系列の 1800 秒間のパワースペクトルを計算し、600 秒ずつらしたものが図 6 である。これより擾乱の卓越周波数は、高度や時間によっても異なるが、3-6mHz の間であることが明らかになった。この周波数帯は密度勾配の影響を大きく受ける重力音波のものと一致する。また周波数は低高度ほど低く、高高度ほど高くなるという傾向が見られた。高度ごとに見ると、成層圏から中間圏の高度では時間が経つにつれて周波数が緩やかに増大し、熱圏高度では中間圏界面・地表で反射した波動が再び上方に伝播するのに対応して周波数が減少することも確認された。周波数が変化する原因として、音波の反射点・通過点となる cut-off 領域の振動による Doppler 効果が考えられる。約 4mHz の波が約 1mHz の Doppler shift を受けるためには反射点の振動速度に対して波の伝播速度が 10 倍程度であればよい。今中間圏界面付近の鉛直風速は約 1m/s であり、伝播速度は背景密度の急勾配による遅延を受けるので、これは実現可能である。ただしこの時波の振幅の大きさが無視できず線形近似が成り立たなくなるので、非線形効果を考慮する必要があり、これにより周波数が変化している可能性もある。

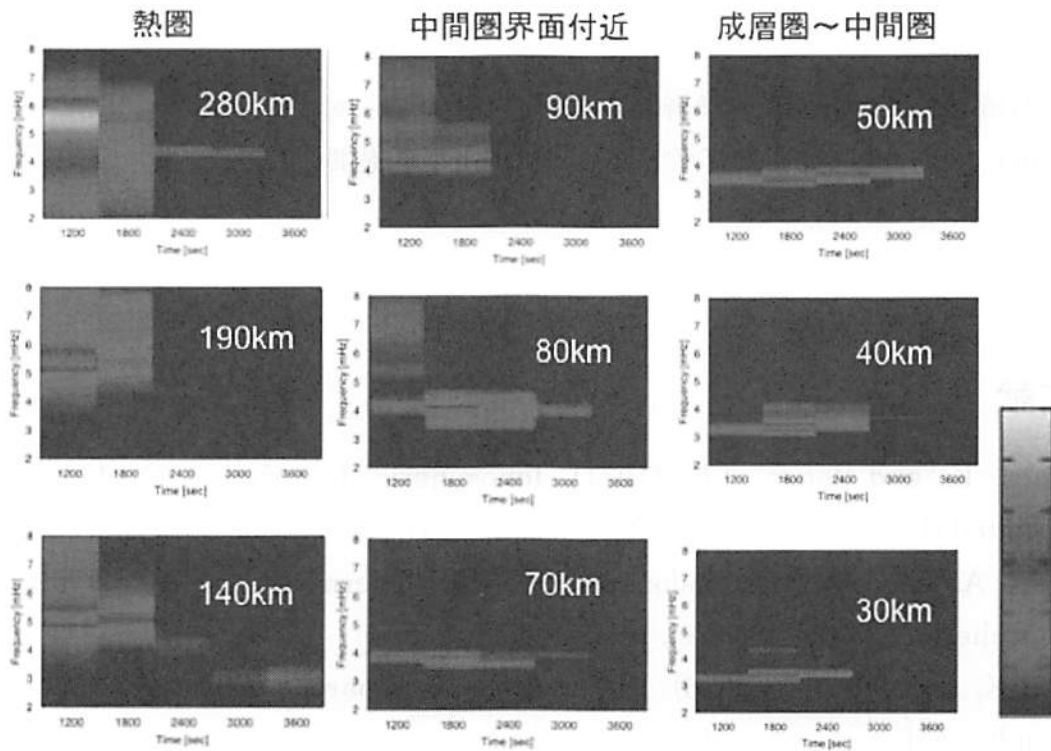


図 6 各高度における鉛直風速のパワースペクトル

4 まとめ

2次元非静力学圧縮性中性大気モデルを用いて、2004年9月1日の浅間山噴火を想定した条件の下で数値実験を行った。

鉛直上向きに伝播する波動のエネルギーのうち、中間圏界面の音波の cut-off 領域を透過するのはわずかであり、大部分は反射することが確認された。それによってエネルギーは中間圏界面以下に捕らえられ、波が長時間持続することも確認された。

持続する波の周波数は約 3-6mHz で、重力音波の周波数と一致した。

今後はこのモデルを3次元化し、さらに電離大気も含めた擾乱およびそれに対する電磁氣的応答も計算できるように改良する計画である。

謝辞

本研究の数値実験には京都大学学術情報メディアセンターの大型計算機を使用した。また、HF Doppler のデータは電通大菅平宇宙電波観測所より提供を受けた。

参考文献

- Davies, K. and Jones, J.E. (1971), Ionospheric disturbance in the F2 region associated thunderstorm, *J. Atmos. Sci.*, *28*, 254-262.
- Hedin, A. E. (1991) Extension of the MSIS Thermospheric Model into Lower Atmosphere, *J. Geophys. Res.*, *96*, 1159.
- Heki, K. and Ping, J. (2005), Directivity and apparent velocity of the coseismic ionospheric disturbances observed with a dense GPS array, *Earth and Planetary Science Letters* *236*, 845-855.
- Iyemori et al. (2005), Geomagnetic pulsations caused by the Sumatra earthquake on December 26, 2004, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L20807, doi:10.1029/2005GRL024083.
- Nishida, K., Kobayashi, N. and Fukao, Y. (2000), Resonant Oscillations Between the Solid Earth and the Atmosphere, *Science*, *287*, 2244-2246.
- Matsumura M. et al. (in press), The predominant periods of the atmospheric perturbations and geomagnetic oscillations, *Advances in Geosciences*.

MUレーダーによる改良型流星観測の開発

堤 雅基 (国立極地研究所)、中村卓司 (国立極地研究所)、佐藤 薫 (東京大学大学院理学研究科)、
麻生 武彦 (国立極地研究所)、佐藤 亨 (京都大学大学院情報学研究科)

1. はじめに

大気波動の伝播特性の詳細を調べるには水平風速に加えて鉛直風もしくは温度を観測することが本質的に重要である。3次元風速観測が可能なMSTレーダーによる中間圏乱流観測は非常に高い時間高度分解能(1分・数百m)を持ち、短周期重力波の解析が可能な非常に優れたリモートセンシング手法といえる。一方、流星エコーを使ったレーダー観測は、上部中間圏から下部熱圏にかけての水平風速および限定的ではあるが温度情報も得られる。電子密度の低い夜間は観測困難となる乱流観測に対し、流星観測は連続観測が可能である点で優れ、平均流、大気潮汐波、プラネタリー波といった解析に適している。しかし時間高度分解能においては乱流観測には遠く及ばないのが実情である。

京大MUレーダーを用いた流星観測は1990年ごろから実用化された。その送信出力やアレイアンテナの能力を生かし流星観測としては良好な1時間・1km程度の時間高度分解能を有しているが、光学観測(夜間)との同時観測の進展などにより、さらに高い時間高度分解能での観測が必要とされている。特に、現状ではエコ

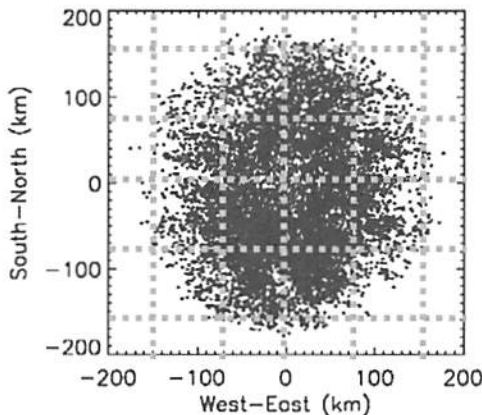


図1 MUレーダーによる流星エコー観測でのエコー水平分布例。直径300kmほどの領域からエコーが受信される。

一数に限りがあるため水平面内で風速・温度場は一様として推定を行っているが、領域を分割して大気波動の水平構造を探ることが求められている(図1)。

また、南極昭和基地への建設が計画されている南極昭和基地大型大気レーダー(PANSY)[佐藤他、2003]においても、冬期観測が困難となる中間圏乱流観測(表1)を補う手法として、より精密な流星観測実現の要望がある。2004年にMUレーダーは「観測強化システム」を導入し、受信機は従来のアナログ4系統からデジタル25系統に更新され、また計算機能力も大幅に向上した。本研究では能力の向上したMUレーダーを用いた改良型流星流星観測の実現を目的とする。

	流星	MS 中間圏観測
観測される物理量	水平風速 温度情報	3次元風速 乱流
地方時依存性	○昼夜連続	△昼間(極域では夏期中心)
時間空間分解能	△小スケールの重力波に対しては不十分	○小スケール重力波に対しても十分

表1: 流星風観測と中間圏乱流観測の比較

2. 研究の方法

これまでMUレーダー流星観測は4本のアンテナによる受信干渉計を構成して観測を行ってきた。また1990年当時の計算機処理能力の制限により、4つの受信出力の内、1系統の出力だけを調べ、最大SN比が10dB以上の信号強度パターンを示すエコーを流星と判断して記録を行っている。強化システムの導入により、MUレーダーのアンテナグループ全25群のそ

それぞれから1本ずつのアンテナを選んで全25本のアンテナによる干渉計を構成可能となったため、流星エコーの到来方向に受信ビームの走査を行うことができれば[Tsutsumi and Aso, 2005; Holdsworth et al., 2004]、理論上は従来よりも14dB (25倍) だけSN比の低いエコーも検出が可能となり大幅なエコー数増大が期待できる(図2参照)。

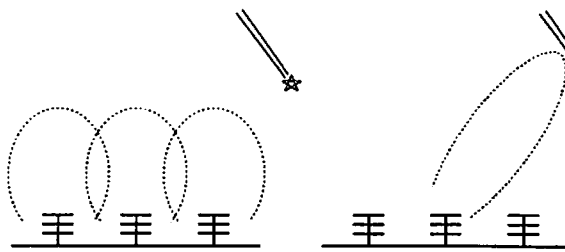


図2 受信ビーム形成の概念図。左：受信ビーム走査を行わない場合。右：受信ビーム走査を行った場合。

本研究では、送信に従来と同じくアレイアンテナ全体を用いたドーナツ型送信ビームパターンを採用し(Nakamura et al., 1991)、受信には図3に示す25本のアンテナを使用した。他のパラメータは表2の通りで、ほぼ従来からの観測パラメータと同等である。エコー検出アルゴリズム開発のため、研究期間の初期にはすべての生データ(約250GB/日)を記録した。

サブパルス幅	6 μ 秒 (0.9km)
パルス圧縮	16 ビットコンプリメンタリー
パルス繰り返し周期	2m 秒
コヒーレント積分回数	6 回
サンプルレンジ	80.5km \sim

表2 観測パラメータ

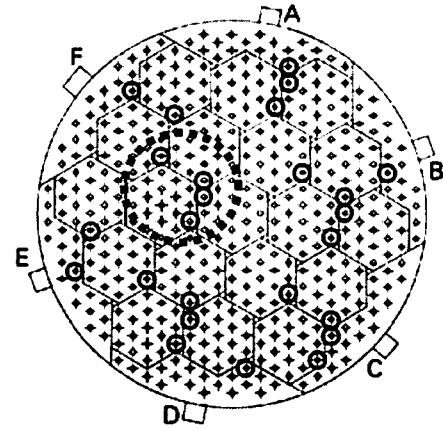


図3 受信アンテナ配置。各アンテナ群より1本ずつのアンテナを使用。破線で囲まれた4つアンテナが従来の受信アンテナ配置。

3. 観測結果

エコー検出を行わない生データの状態ではデータ量が膨大であるため、実用化のためにはオンラインでの実時間流星エコー検出が必要となる。一方、流星エコーの到来時刻と方向は予測不可能であるため、正確に受信ビームを実時間内に空間走査するのは容易ではない。そこで、擬似的な受信ビーム走査法として以下の方法を採用した[Holdsworth et al., 2004]。

- 1 一つの受信機出力を基準とし(ここでは一番目の受信機を基準とした)、他の24台の受信機出力との位相差を求める。
- 2 流星エコーが出現した場合、受信機間の位相差はエコーの継続している間はある一定の値を示す。一方、ノイズしか受信されていない場合、位相値は時間方向に相関を示さずランダムに変化する。VHF帯レーダーの場合、流星エコーの継続時間は数百ミリ秒程度であるため、上記の位相差情報を200ミリ秒毎に平均しても流星エコーの位相差は有意な値を保つ。
- 3 平均化された位相差分をキャンセルするように25台の複素受信信号に回転行列を施し合成し、合成エコー強度を求める。流星エコーが存在する場合は、等価的にエコー到来方向に対して受信ビームを走査したことに相当する。

- 4 上記の走査を時系列全体および全レンジに対して行い、時間・レンジの2次元エコー強度マップを得る。
- 5 得られた2次元マップ内で有意なピークを持つエコーを検出する。

なお、ここで行った擬似的な受信ビーム走査では、実際に受信ビームがどの方向に向いているかは分からないため、エコー検出後に改めて詳しく到来方向を推定する必要がある。

図4に位相合成前と、合成後のエコー時系列の例を示す。合成後は少なくとも10 dB程度のSN比の向上が認められる。この擬似ビーム走査により一日あたり従来の5倍相当の約50000個のエコーを検出に成功した。またその計算機負荷も十分小さく、この手法を用いることで

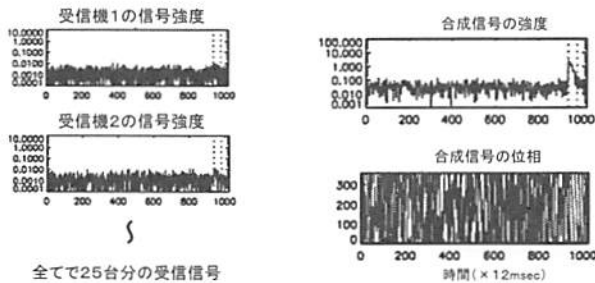


図4 位相合成前の各受信機出力（信号強度のみ）（左）と25合成された信号（右）の例。

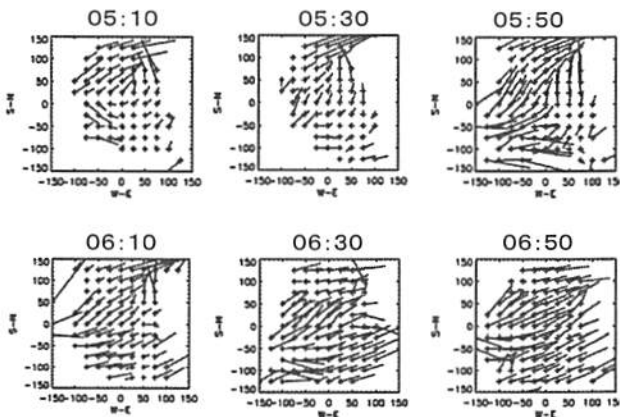


図5 2006年5月3日の05:10~06:50まで20分ごとに推定した高度88kmの水平風の水平構造(300x300km)。図中の各点の風速推定には、水平領域100x100kmのデータを使用した。複雑な風速場の時間発展の様子が見て取れる。

リアルタイムでのエコー検出ソフトの開発にも成功した。

オフラインにおけるデータ処理は、基本的には従来の4チャンネル時と同様であるが、エコー到来方向推定においては従来の干渉計的手法とは異なる方法を採用した。25本の受信アンテナを使うと、その合成された受信ビームパターンは、ほぼペンシルビームとなる。できるだけサイドロープレベルが低くなるよう受信アンテナを選定することで、フーリエ法によるビーム走査により到来方向推定を行うことに成功した。

リアルタイム検出された2006年5月3日のデータから、水平空間を分割して水平風の水平2次元構造を推定した例を図5に示す。20分の時間分解能で水平空間構造を示したのは、流星エコー観測としては世界初の成果といえる。従来は水平方向に一樣と仮定していた風速場は、実際には非常に複雑な構造を示すことが明らかであり、大気波動に伴うと考えられる構造の時間発展の様子が分かる。

4. まとめと展望

「MULレーダー観測強化システム」の導入を受け、より高い時間高度分解能が求められている流星エコー観測の改良を行った。従来にくらべ少なくともエコー数を5倍程度に増大させた観測手法を実現した。今後は、従来の4受信機のMULレーダ流星風観測モードをこの新手法と置き換えて、光学観測装置と組み合わせた大気重力波の詳細研究の発展などが期待できる。ここで開発された手法は、計画中の南極昭和基地大型大気レーダーにも応用が可能であり、中間圏乱流観測が困難となる冬期において特に有力な観測手段となると期待される。

5. 参考文献

佐藤 薫、堤 雅基、麻生武彦、佐藤 亨、山内 恭、江尻全機、これからの南極観測—南極昭和基地大型大気レーダー計画—、2002年度春季大会シンポジウム「21世紀の極域科学—今なぜ南極観測なのか—」の報告、天気、50、619-624.

- Holdsworth, David A., Iain M. Reid, and Manuel A. Cervera, Buckland Park all-sky interferometric meteor radar, *Radio Sci.*, 39, 2003RS003014, 2004.
- Nakamura, T., T. Tsuda, M. Tsutsumi, K. Kita, T. Uehara, S. Kato, and S. Fukao, Meteor wind observations with the MU radar, *Radio Sci.*, 26, 857-869, 1991.
- Tsutsumi, M. and T. Aso, MF radar observations of meteors and meteor-derived winds at Syowa (69S, 39E), Antarctica: A comparison with simultaneous spaced antenna winds, *J. Geophys. Res.*, 110, 2005JD005849, 2005.

MU レーダーと外部受信点との同時電波観測による流星の軌道決定について

Meteor Orbit Determinations with Multistatic Receivers Using the MU Radar

藤原康德¹ 濱口佳之² 上田昌良¹ 中村卓司³ 堤雅基³ 阿保真⁴

Yasunori Fujiwara¹, Yoshiyuki Hamaguchi², Masayoshi Ueda¹,

Takuji Nakamura³, Masaki Tsutsumi³, and Makoto Abo⁴

(1) 日本流星研究会 (2) 名古屋大学 STE 研 (3) 国立極地研究所

(4) 首都大学東京システムデザイン学部

Abstract

The MU radar of RISH (Research Institute for Sustainable Humanosphere, Kyoto University), which is a MST radar (46.5 MHz, 1 MW peak power), has been successfully applied to meteor studies by using its very high versatility. The system has recently renewed with 25 channel digital receivers which significantly improved the sensitivity and precision of interferometer used in meteor observation. The transmission is now synchronized to GPS signals, and two external receiving sites with a ranging capability has additionally been operated in order to determine the trajectories and speeds of meteoroids.

1 はじめに

レーダーによる流星の軌道決定は Kaiser の考えに基づいた Gill と Davies (1956) の方法が広く使われてきた。この方法では、主受信点 (=送信点) と近接した (>10 km) 外部 2 個以上からなる外部受信点とのエコー間の時間差とフレネル振動から求められた速度により流星の軌道が決定される。典型的なフレネル振動が得られる流星は観測流星数の 10% 以下であるので、この方法では全観測流星数のほんのわずかの部分しか軌道を決定することができなかった。Baggaley (1994) は、この方法を改良し、主観測点で流星の反射点をファンビームと干渉計で決定することにより、フレネル振動による速度決定を必要としない流星の軌道決定法を開発した。この方法では従前の方法より多くの軌道を精度よく決定することが可能となり、多くの成果をあげている。この方法

では、エコーの受信時間差を測るために外部観測点と主観測点に無線によるリンクを用いている。我々は、設備が大がかりになるこの無線リンクのかわりに可搬式の GPS を利用したシステムを開発した。この論文では、システムの概要と初期の結果について報告する。

2 観測装置

システムの中核となる主たるレーダーは、京都大学の MU レーダー (滋賀県甲賀市信楽町、東経 136.11 度、北緯 34.85 度) である。MU レーダーの仕様を表 1 に示す。MU レーダーは近年 4 c h のアナログ受信機から 25 c h のデジタル受信系に改修された。流星の反射点は角度の 0.5 度の精度で 25ch の干渉計で決定できる。MU レーダーのシステムは GPS により時刻が制御されている。外部受信装置はこの研究のために著者の一人 (

表 1 MU レーダーの観測パラメーター

- ・周波数 46.5MHz、最大出力 1MW (ピーク)
- ・受信：25 受信機 (25 アンテナ) による干渉計
- ・パルス幅：0.9km (16 ビットコンプレメンタリー)
- ・パルス繰り返し周期：2000 μ 秒
- ・コヒーレント積分回数：2 回
- ・サンプル距離：70~280km
- ・新開発リアルタイム流星検出ソフト

濱口) により設計され製作された。外部受信装置は GPS 受信機と GPS 送信機からの UTC に同期した 1pps 信号と時刻信号により 2ms の時刻符号付の GPS の時刻に同期したパルスを発生させる装置と 45.6MHz の受信機と計測・記録するパソコンから構成されている (図 1)。受信機の検出出力が閾値を超えて検出されたときに受信信号と 2ms 時刻同期信号が (二つのチャンネルで同期して) AD 変換されてパソコンに記録される。このことによりエコーの時刻を正確に測定することができる。加えて、MU レーダーの送信が GPS の時刻に同期されているので、MU レーダー-反射点-外部受信点の距離の測定も可能である。

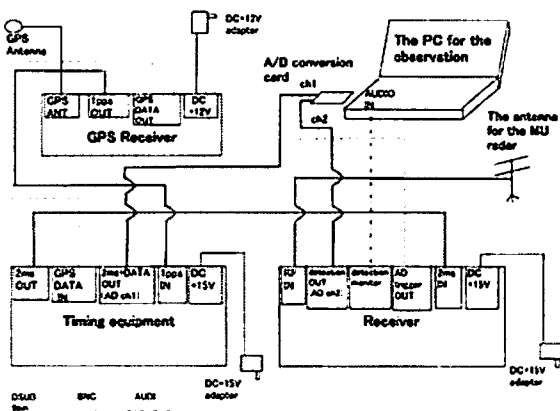


図 1 観測装置

3 観測

観測は 2006 年 12 月 14-16 日に実施した。MU レーダーと外部観測点の位置関係を図 2 に示す。外部受信点では 2 素子の八木アンテナ (天頂

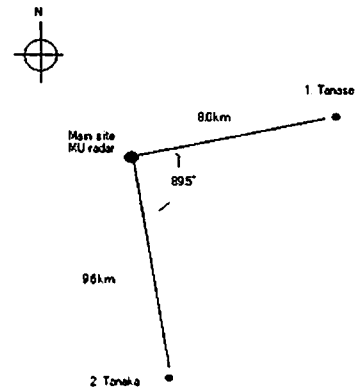


図 2 観測点間の位置関係

向) が用いられた。得られた流星数を表 2 に示す。MU レーダーの流星数は、改良された新 25ch システムにより旧の 4ch での観測より日あたりで 5 倍のエコーを取得できている。外部観測点 2 では外部ノイズレベルが高かったことにより取得できたエコー数が少なかった。エコーの時刻は 1ms 単位で測定された。

4 結果と考察

MU レーダーでは 1 日あたり 50,000 個を越える流星エコーが検出されているのに対して外部受信点では約 1,000 個の流星エコーしか検出できていない。外部観測装置の感度が MU レーダーに比べて低いこととエコー検出のトリガーレベルの設定が難しいことが原因として考えられる。そこで受信システムの改良を実施した。

改良点は次の通りである。①連続サンプリングすることにより (200 k sample/s) 流星エコーの取りこぼしをなくすようにした。②受信信号を直交検波して I、Q 出力より受信エコーの強度と位相を測定できるようにした。③②で得られた受信信号をパソコンで処理してパルス圧縮を復調することにより SNR の向上を図った。

2008 年 8 月の観測より改良システムの試用を

開始した。旧システムを同一地点で並行観測を行ったところ、これらの改良により改良システムは、旧システムの約4倍の流星エコーを検出することができた。

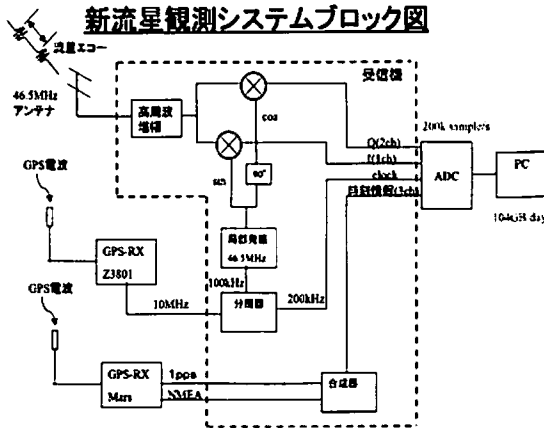


図3 改良受信システム

MUレーダーで測定されたエコーの反射点と外部受信点との観測時間差より流星の軌道を求める方法は、AMOR、CMOR (Baggaley et al. 1994; Webster et al. 2004; Jones et al. 2005) で用いられている方式を用いた。図3に観測されたエコーの例を示す。図4に、12月14日に得られた180個の輻射点の分布を示す。ふたご座流星群の輻射点の周辺に輻射点の集中があきらかに見とれる。ふたご座流星群の予想輻射点 (赤経 112.3 度、赤

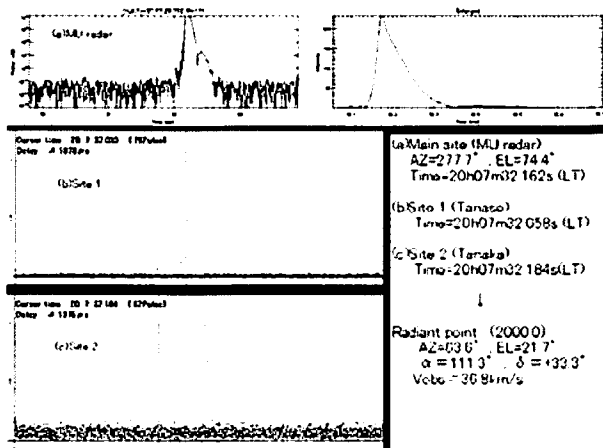


図3 観測例

緯+32.5度、地心速度 35 k m/s (太陽黄経 262.0度 : 天体観測年表 2007 (地人書館) に対して±5度に位置している 33 個の流星の平均輻射点は赤経 114.1 度、赤緯+32.5 度 (太陽黄経 262.4 度)、地心速度は 34.0 k m/s であり、従来の写真観測データとよく一致している。

5 サマリーと将来計画

外部観測点用に無線リンクに代わる GPS を利用した可搬性の受信設備を開発し、MUレーダーと組み合わせることにより流星の軌道決定をおこなった。さらにより効率的なデータ解析プログラムと感度の高い新しい外部受信装置を開発した。今後、TV システムとの同時観測により両者で得られた結果を比較し精度検定を実施することを計画している。

表2 観測エコー数

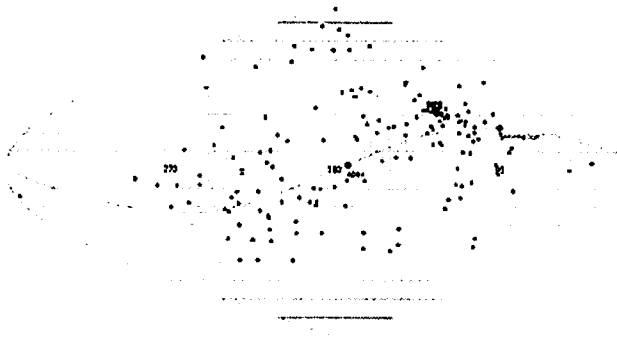
Data	MU Radar	site 1(Tanaka)	site 2(Tanase)	N
14 (8h)	>10,000	503	304	189
15 (24h)	>50,000	1,899	1,011	688
16(13h)	>10,000	1,059	779	461
Total		3,461	2,124	1,338

Data: December 2006, () : 観測時間(hour)

N: 3点すべてで観測されたエコーの数

謝辞

田中利彦さんと田名瀬良一さんには観測場所の提供を受けました。嵯峨山亨さんには観測機材の設置・撤収に協力を得ました。司馬康生さんには軌道計算にあたり多くの助言をいただきました。ここに記して感謝します。



2005/12/14
yda 7.04

2005/12/14

図4 2006年12月14日に観測された180個の流星の輻射点分布 (x : 赤経、y : 赤緯度、中心 : 赤経180度。赤緯0度)

参考文献

- Baggaley, W. J., Bennett, R. G. T., Steel, D. I. and Taylor, A. D.: 1994, *Q. J. Roy. Astron. Soc.* **35**, 293
- Gill, J. C. and Davies, J. G.: 1956, *Mon. Not. R. Astron. Soc.* **116**, 105
- Jones, J., Brown, P., Ellis, K. J., Webster, A. R., Campbell-Brown, M., Krzemenski, Z. and Weryk, R. J.: 2005, *Planet. Space Sci.* **53**, 413
- Webster, A. R., Brown, P., Jones, J., Ellis, K. J. and Campbell-Brown, M.: 2004, *Atmos. Chem. Phys.* **4**, 679

2009年7月22日の皆既日食イベント： 国内イオノゾンデ・GPS全電子数観測結果

津川 卓也¹, 加藤 久雄¹, 久保田 実¹, 品川 裕之¹, 石井 守¹, 齊藤 昭則², 五井 紫²

[1]情報通信研究機構, [2]京都大学理学研究科地球物理学教室

1. はじめに

これまでの研究で、日食領域の太陽放射 (EUV 等) の減少による電離圏電子密度の減少や、日食に伴い励起された波動現象が報告されている[例えば Altadill et al., JGR, 2001]。しかし、これまでの日食時における電離圏変動の観測では、数点のレーダーや衛星観測を主体としたものであり、2次元的な電離圏変動の時間発展を詳細に観測した例はほとんどない。

そこで、情報通信研究機構(NICT) では、2009年7月22日に日本で観測された皆既日食に合わせ、国内4地点(稚内、国分寺、山川、沖縄)のイオノゾンデ観測を1分間隔で行う特別観測を実施した。各観測点のイオノグラムから、F2領域臨界周波数及びスホラディックE層臨界周波数を準リアルタイムで自動読み取りし、その時間変化を調べた。また、国土地理院のGPS受信機網(GEONET)の準リアルタイムデータを利用した全電子数(TEC)観測を行い、日本上空におけるTEC絶対値、60・30・15分以下のTEC変動成分、電子密度擾乱指数(ROTI)の2次元的な変動を調べた。また、GPS信号ロック損失率の2次元マップを作成し、電離圏変動に伴うGPS測位への影響を調べた。

これらの電離圏観測データは、日食イベント速報として、準リアルタイムでウェブで公開された(<http://wdc.nict.go.jp/IONO/SolarEclipse2009>)。本稿では、日食時に観測された電離圏変動の解析結果、及びNICTの熱圏・電離圏シミュレーションを用いた日食時の電離圏変動予測との比較について報告する。

2. 観測目的

本観測のターゲットは以下の電離圏現象である。

- 日食に伴う電離圏電子密度の減少
- 日食により励起された波動現象
- 日食に伴う電離圏イレギュラリティ

日食領域では一時的に太陽放射が減少するため、主に極端紫外線(EUV)等による電離によって形成される電離圏プラズマ密度が減少する。本観測では、電離圏電子密度の減少を、NICTの国内イオノゾンデ網による電離圏F領域臨界周波数(foF2)、E領域臨界周波数(foE)観測、及び国内GPS受信機網による全電子数(TEC)観測により捉える。また、日食領域の移動(2009年7月22日11-12時(JST)の日本南部で $\sim 2,400\text{km/h} = 667\text{ m/s}$)に伴い励起されると考えられる波動現象を、foF2及びTEC変動の観測により捉える。さらに、日食領域の低電子密度領域と周辺の高密度領域の境界等での電離圏イレギュラリティの発生の可能性について、GPS受信機網による電離圏イレギュラリティ指数(Rate of TEC Change Index: ROTI)及びGPSロック損失の観測により調査する。上記いずれの電離圏現象についても、過去に詳細な2次元的構造・時間発展を捉えた例は無い。

3. 観測結果

2009年の夏季は、国内においてスバラディック E 層 (Es 層) がよく観測されており、2009年7月22日の日食時においても、国内イオノゾンの全観測点において、発達した Es 層が観測されている。そのため、全イオノゾン観測点で、日食に伴う foF2 の変動は観測できなかった。しかしながら、図1に示すように、山川 (鹿児島) のイオノゾン観測では、日出から食の最大となる 10:58 (JST) 近くまで foE 観測が可能であった。通常、foE は日出とともに増大し、正午過ぎに極大を迎え、その後減少する日変化を示す。7月22日の日食時には、foE は日出と共に増大し始めるが、食の始め (09:37 JST) から foE が減少し始め、食の最大では日出直後のレベルまで減少していた。残念ながら、食の最大となる時刻以降、イオノグラム上で foE の同定ができず、食の終りに伴う foE の回復については観測できなかった。

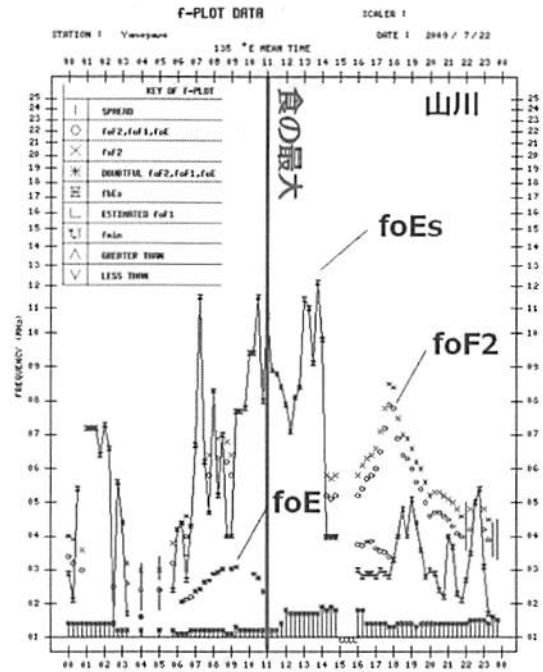


図1：山川 (鹿児島) におけるイオノゾン観測結果。

国土地理院の国内 GPS 受信機網 (約 1200 点から成る) による全電子数 (TEC) 2 次元観測の結果を図2に示す。この図は、日食の本影が九州南部を通過した7月22日 10:30 JST (01:30 UT) から 11:20 JST (02:20 UT) における、10 分毎の TEC 変動成分 (60 分以下) 2 次元マップである。日食の本影の移動と同期して、日本南部で TEC の減少領域が西から東へ移動していることがわかる。図3に、日食及び地

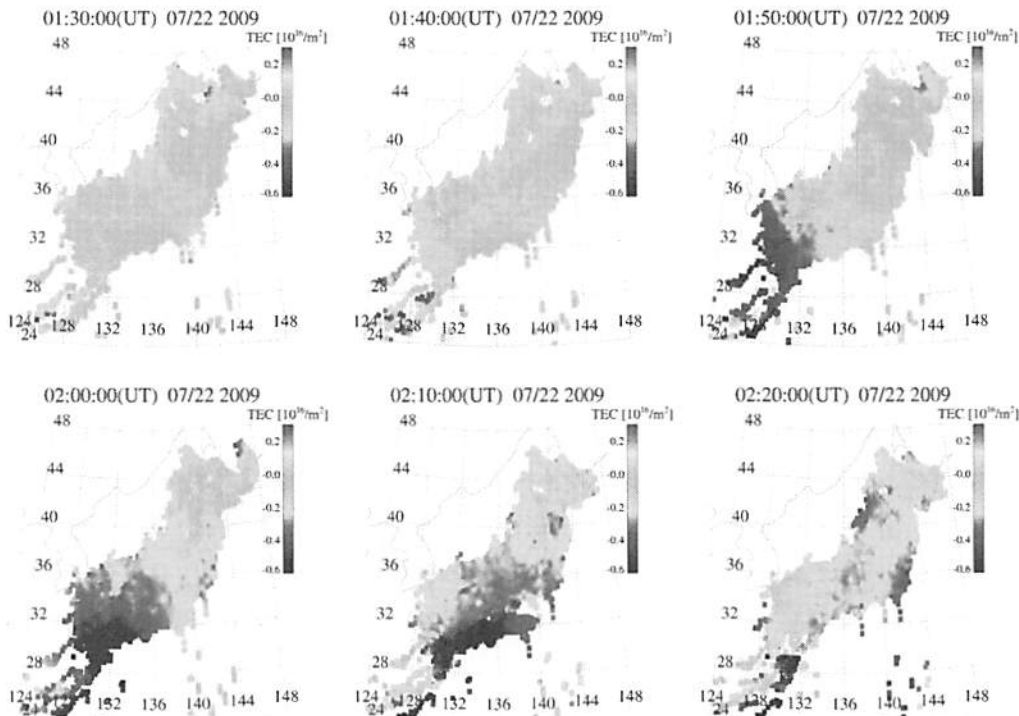


図2：GPS 受信機網による全電子数変動 (60 分以下) 観測結果。

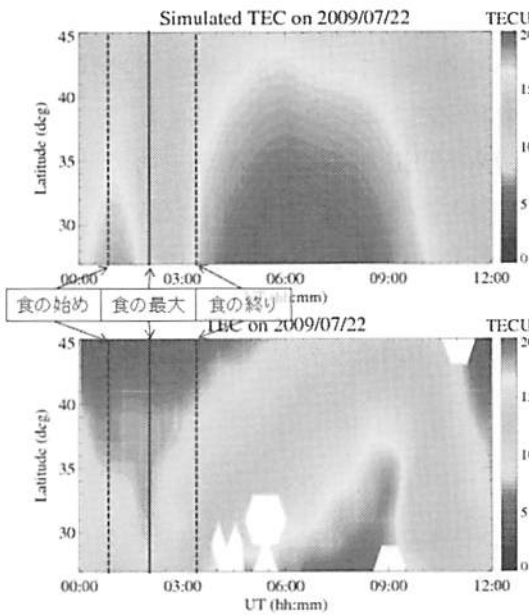


図3：熱圏・電離圏シミュレーション（上図）及びGPS観測（下図）によるTEC絶対値の緯度-時間変化。

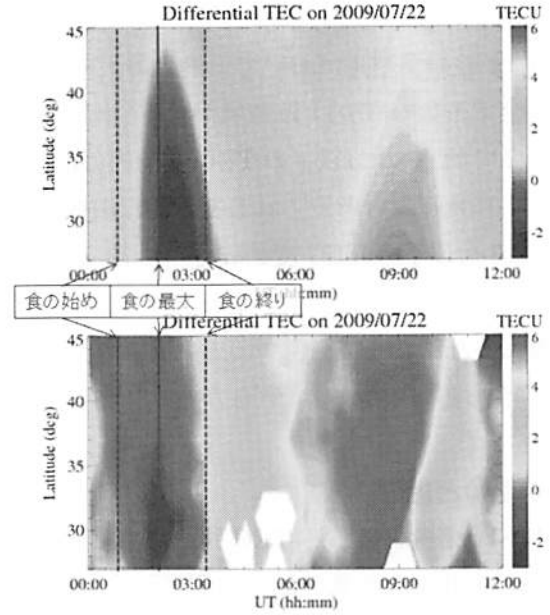


図4：熱圏・電離圏シミュレーション（上図）及びGPS観測（下図）によるTEC変動（定常状態からの差）。

磁気活動の効果を含めた NICT の全球電離圏・熱圏モデルのシミュレーション（品川, 2010）、及び GPS 観測により得られた TEC 絶対値の緯度-時間変化を示す。これらのデータは、日本上空の TEC について同緯度の TEC を経度方向に平均している。図 1 に示した foE と同様に、TEC も一般的には日出と共に増大し、午後に極大を迎えた後、徐々に低下していく。また、日本のような中緯度においては、低緯度ほど TEC が高い。7 月 22 日は、シミュレーション・観測とも、食の始め（1 時 UT、10 時 JST）付近まで日照に伴って TEC が増大しているが、その後どの緯度帯でも TEC が減少し、食の最大付近で極小となっている。図 4 に、TEC の定常状態からの差（観測結果については前 7 日間の平均からの差）を示す。図 4 からわかるように、どの緯度帯においても日食に対応した TEC 減少が見られ、食の終りである 03:00 UT（12:00 JST）には定常レベルに戻っている。図 5 は 7 月 22 日前後の地磁気活動であるが、22 日の 2 時 UT（11 時 JST）付近から AE 指数の増大、及び SYM-H 指数の減少が見られ、日本における食の最大時刻付近から地磁気擾乱が発生していることがわかる。図 4 の TEC 変動において、食の終りから日没付近にかけて、TEC の増大が高緯度側から見え始めるが、これは地磁気擾乱に伴った正相電離圏嵐と考えられ、日食に伴う TEC 減少の回復相については地磁気活動の影響が含まれると考えられる。図 3、4 において、シミュレーションと観測結果を比べると、日本全域で全電子数が低下すること、低緯度ほど全電子数の低下が大きいことなど、定性的にはシミュレーションの TEC は観測結果を再現していると考えられる。一方で、観測結果では TEC 極小が食の最大の時刻・場所とほぼ一致しているのに対し、シミュレーション結果では観測値よりも低緯度側で、且つ 30 分程度遅れて極小となっている。熱圏・電離圏シミュレーションでより正確に観測結果を再現するためには、観

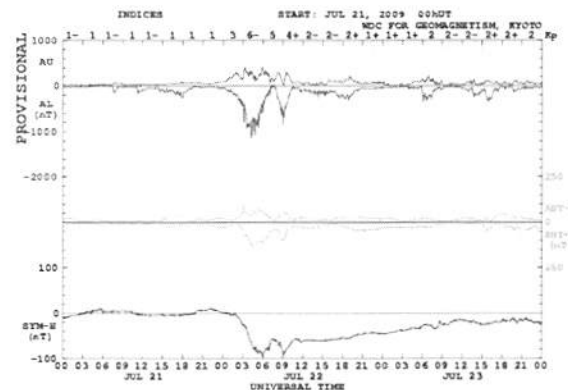


図5：2007年7月21-23日（UT）の地磁気活動【WDC for Geomagnetism, Kyoto, 2010】。

測との背景電子密度分布の差や、プラズマ圏や反対半球からのプラズマ供給を考慮に入れる必要がある。図 3、4 の観測結果において、食の最大の時刻と TEC 極小の時刻にほとんど差が無いことから、日食に伴う全電子数の減少は E 領域から F 領域下部の電子密度の減少によるものと考えられる。

図 2 で示す 60 分以下の TEC 変動成分において、日食領域の TEC 減少は見られる一方で、日食前後において日食起源と考えられる特徴的な波動現象は観測されていない。ここでは図示しないが、30 分以下及び 15 分以下の TEC 変動成分の 2 次元観測においても、日食起源と考えられる有意な波動現象は確認できなかった。また、数 10km スケールの電離圏擾乱指数と考えられる ROTI や、数 100m スケールの電離圏擾乱によって発生すると考えられる GPS ロック損失の 5 分当たりの発生率についても、日食に伴った有意な変動は確認できなかった。

4. 議論と結論

GPS 受信機網による TEC 観測により、皆既日食帯に近い日本南西部においては日食に対応した TEC の減少が初めて 2 次的に観測され、全球熱圏・電離圏シミュレーションによる結果とも定性的に一致することを確認した。しかし、日食に対応する特徴的な波動現象は観測されなかった。日食に伴って励起される波動現象の有無については、例えば Atradill et al. [2001] 等、過去にいくつか観測例が報告されているが、客観的なデータ解析によって得られた決定的な観測事実はほとんどない。ここで、日本南部を移動する日食の本影で大気重力波が生成され、日本上空を北向きに伝播すると仮定し、その大気重力波内の中性風振幅がどの程度あれば、TEC 観測で同定可能かを考える。一般に、南向き伝播の大気重力波に比べ、北向き伝播の大気重力波は、磁力線に沿う電離圏プラズマの変動が小さいため、北向き伝播する大気重力波が日食領域で励起されたとしても、TEC 変動として観測されていない可能性がある。そこで、Hooke [1968] モデルを利用して、日本上空を北向き伝播する大気重力波による電離圏電子密度、及び TEC 変動について調べた。背景の電子密度、中性大気パラメータ、磁場については、それぞれ IRI-2001、NRL-MSISE-00、IGRF-10 モデルから求めた。入力する大気重力波の波長及び周期は、夏の日出後に日本で見られる中規模移動性電離圏擾乱の統計値(水平波長 300km、周期 40 分)とした[Kotake, 2007]。その結果、大気重力波の中性風振幅が 5 - 10 m/s 程度あれば、GPS による TEC 変動観測の精度である 0.1 - 0.2 TECU (1 TECU = $10^{16}/\text{m}^2$) [Tsubawa et al., 2007] 程度の TEC 変動が起こり得ることがわかった。このことから、日食起源の波動現象は存在するとしても非常に弱いか、電離圏 F 領域までは伝播していないと考えられる。

NICT では、今回の皆既日食イベントに際して行ったリアルタイム TEC 変動、ROTI、GPS ロック損失率の観測を今後も継続して行い、GNSS 測位等に大きな影響を与えるプラズマバブルや Storm Enhanced Density (SED) 等の電離圏擾乱現象の監視や予報に向けた研究を進めていきたい。

謝辞

国内 GPS 受信機網データは国土地理院から提供されている。地磁気データは、京都大学大学院理学研究科附属地磁気世界資料解析センターのウェブサイト (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp>) を利用した。

参考文献

Altadill, D., J. G. Solé, and E. M. Apostolov (2001), Vertical structure of a gravity wave like

oscillation in the ionosphere generated by the solar eclipse of August 11, 1999, *J. Geophys. Res.*, 106, A10, 21,419-21,428.

品川裕之 (2010), 電離圏シミュレーション, 情報通信研究機構季報, 2-3-6, 印刷中.

Hooke, W. H. (1968), Ionospheric irregularities produced by internal atmospheric gravity waves, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 30, 795.

Kotake, Nobuki (2007), Statistical study of global behavior of medium-scale traveling ionospheric disturbances based on GPS observation, Doctor Thesis (Graduate School of Engineering, Nagoya University).

Tsugawa, T., Y. Otsuka, A. J. Coster, and A. Saito (2007), Medium-scale traveling ionospheric disturbances detected with dense and wide TEC maps over North America, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L22101, doi:10.1029/2007GL031663.

MU レーダー流星モードと光学観測による MLT 領域の空間構造の研究

中村卓司、堤雅基、江尻省、鈴木臣(極地研)、
川原琢也(信州大)、塩川和夫(名大)、
W. Ward(ニューブランズウィック大)

1. はじめに

大気が流体として振る舞い地表・海洋や気象擾乱の影響が顕著である下層・中層大気と、大気のみより粒子的な側面が強くなり太陽活動や地球外からのエネルギー・物質の流入の影響を強く受ける超高層大気境界となる中間圏・下部熱圏 (MLT) は、レーダー・大気光観測・衛星からの光学観測などで次第にその構造や力学・化学過程が明らかになってきた。しかしながら、局所からグローバルまでの種々の空間スケール、また分・秒から時間、日程度の種々の時間スケールの現象が複雑に絡み合うこの領域の全容を理解するには、我々の観測的理解は未だ道遠しという状況である。世界最大級の大気レーダーである MU レーダーでは、他の観測ではできない時間・空間分解能で MLT 領域を見ることが出来る点が重要である。

2. 研究背景と目的

MU レーダーは大出力 1 MW の高感度流星レーダーとして高度 80–100 km の風速、拡散係数および温度変動の観測に利用され、大気光イメージャ、ライダーほか種々の光学観測との協同観測、衛星との同時観測などで中間圏・下部熱圏 (MLT) 領域の層構造や大気波動とその伝播砕波を明らかにしてきた。本研究では、とくに MU レーダーの高感度を活用して多数の流星エコーから風速の高度分布だけでなく水平分布を求める解析法 (Nakamura et al., JASTP 2002) を、2004 年に導入された MU レーダー観測強化システム (新システム) の高機能での観測に適用して、より分解能の高い空間構造描像を得ることを目的とし、種々の協同観測で MLT 領域の微細構造を探ることに供する。

さらに、これまでの流星観測では 4ch の受信位相を合わせるために、観測の都度屋外で位相の調整を行っていた。25ch ではこの作業は多くの労力と時間を費やすため、その校正作業を軽減するために、種々の校正方法を検討して実用的な運用方法を開発する。

3. 研究の方法

MU レーダー新システムを活用して、25ch の干渉計観測を行う。25 群 (25ch) の各群から 1 本の八木アンテナを選び全天の広範囲をカバーする受信チャンネルとする。コヒーレント積分回数は 2 回と最小とした。また、GPS 同期でマルチスタティック観測を可能にするために、IPP はこれまでの 1950ms から 2.000ms に変

更してバイスタティック、マルチスタティック観測を容易にした。25ch の信号は簡易的にオンラインでコヒーレント合成することで、1ch の観測に比べて S/N 比を 14dB 改善する。

4. 観測結果

コヒーレント合成による S/N の増加により、検出できる流星エコー数は飛躍的に増大し、1日あたり 50,000 個の流星の観測が可能となった。観測された流星エコーの分布を図 1 に示す。明け方には 3,000 個以上の流星が観測された。高度は 89km を中心に 75-102, 3km の範囲に分布する。水平分布は 250-300km の範囲となる。流星エコーによる MLT 領域の風速推定は、時間高度格子を定めてその中の流星エコーによる視線風速風から時間高度格子内の風速を推定する。そのため多数のエコーによりこれまでにない小さい空間領域 (<100km) と時間で水平風速の推定が可能となった。たとえば高度 100km x 100km の範囲と 300km x 300km の範囲で風速を水平して比較したところ、前者の方が大きな風速変動を観測することができ、この領域の風速が 数百 km 以下の空間スケールで変化すること、すなわち大気重力波の卓越が示唆される。

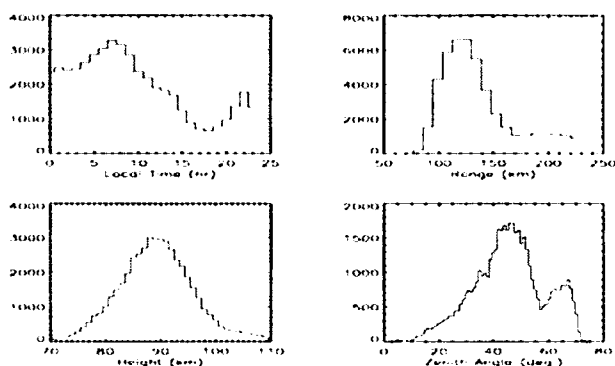


図 1：2006 年 5 月 3 日に観測された流星エコー数(左上)、距離(右上)、高度(左下)と天頂角(右下)。

図 2 は、明け方の流星エコーが多い時間帯に 1 時間の時間分解能 (時間間隔) で 2km の高度分解能で求めた風速分布である。各風速ベクトルは各格子点を中心に半径 50km の領域で求めた風速である。大規模な大気潮汐波あるいは慣性重力波に内部重力波が重なっている様子が見て取れる。このような内部重力波のパターンは同時に観測されている大気光中の重力波にも見られ、光学とレーダー風速で同時に重力波が

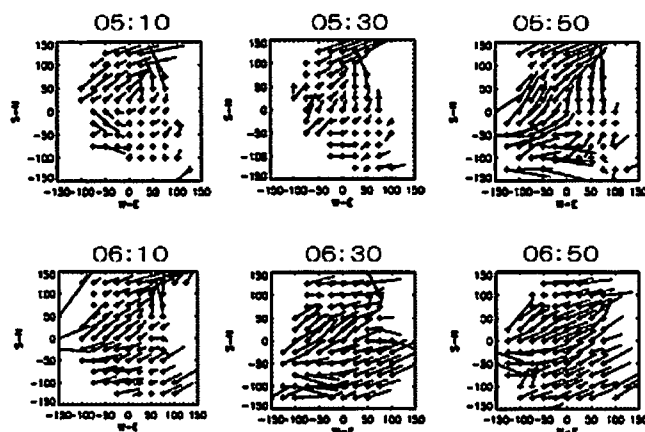


図 2：2006 年 5 月 3 日に観測された水平風速の水平分布。88km 高度。ベクトルの水平位置が空間領域 (km) で、ベクトルの大きさが風速 (m/s)。

捉えられることが可能となったことを示す。

このような高感度・高分解能の流星風観測により、大気光イメージャ、FPI、共鳴散乱ライダーなどとの同時観測によるMLT領域の大気波動相互作用、砕波現象、大気不安定構造などの詳細な観測が可能となった。

このようなMLT領域の電波・光学同時観測の成功例として、大気光のリップルイベントのK-Hインスタビリティ(シア不安定)としての同定例を示す。当該イベントは2005年10月31日/1日の3-4時に約90分発生したもので、OMTIがOIおよびOH大気光で撮像した。リップルイベントとしては長時間のものである。同時に観測したMUレーダ流星モードの風速では、多数の流星エコーから高度1km毎の風速を求め、風速シアを推定した。その結果高度90km付近で46m/s/kmもの水平風シアが方位225度(南西)の方向に見られた。同時に観測していた宇治のナトリウムライダーでは、温度プロファイルが得られるため、レーダーとライダーからリチャードソン数 Ri が推定できる。その結果、リップルが見られた時間帯で、高度90km付近で Ri が1/4程度となっており、観測されたリップルイベントがシア不安定によるものであることが確認された。現在リップルイベントについてはさらにイベント数を増やした解析を試みている。

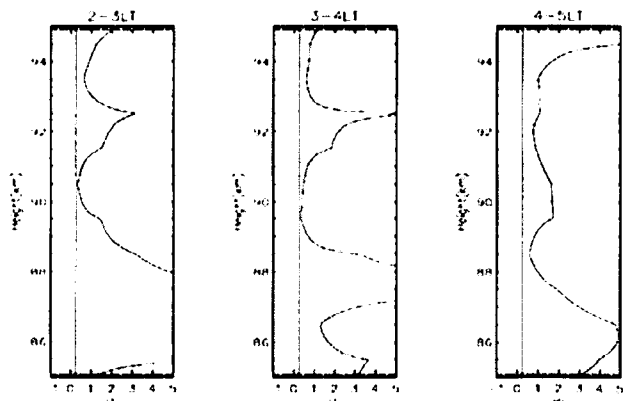


図3: MUレーダーとNaライダーで観測されたリチャードソン数。ライダーの高度分解能は2km。3-4LTのリップル発生時に高度90km付近を中心に Ri が1/4程度となっている。

2008年-2009年にかけては、高感度流星観測と同時に、信楽MU観測所のOMTI(名大STE研)のイメージャ

とフォトメータ、宇治のナトリウム温度ライダー、さらに大気光イメージングによる大気光高度決定のため多賀町のイメージャ(ダイニック天究館に設置)とのキャンペーン観測を行った。これには、カナダ・ニューブランズウィック大学で開発したマイケルソン干渉計による大気光のドップラーイメージング観測(MIADI, Michelson Interferometer for Airglow Dynamics Imaging)の観測や、れいめい(INDEX)衛星による大気光のイメージングとも同時観測を行った。とくに2008年10月1-3日には台風後の好天に恵まれ、かつ活発な大気波動の出現とリップルイベントが観測されており、現在解析を進めている。

最後に、このような25chの流星観測についても光学との同時観測により種々の較正方法を実験してきた。特に我々は、イメージインテンシファイアによるTV画像との比較を有力な較正源と考えてきた。その中でも民間航空機による飛行機エコーは天候によ

らずに光学観測できるために有力と考えた。しかしながら、MUレーダーでの数回の実験では、低仰角からの飛行機エコーはマルチパスの影響が大きいこと、また民間航空路には複数の飛行機が間隔をおいて飛行するために干渉が避けられないことなど、種々の問題があることがわかった。

かわりに用いることが可能であったのは、レンジを制限してエコーの統計を取ることであった。同じレンジからの流星エコーは、各方位での流星の平均高度が一定であれば、同一仰角にその分布の中心が来るはずである。このよう仮定のもとにオフセットの推定を測ることが有用であることを示すことができた。実際には、アンテナの位相のオフセットを、アンテナの位置 (x, y) の 1 次関数 $(\phi = ax + by + \phi_0)$ で表される言わば天頂方向のオフセットと、各アンテナにランダムに発生するランダムオフセットの 2 つの要素に分離し、前者は流星の分布で、後者は 25 c h の信号の相互相関行列で求めることが現実的であった。

5. まとめ

MUレーダー新システムの流星観測はこれまでの 5 倍の流星エコー数を利用し、さらに干渉計の精度が上がることで高精度の流星風観測が可能となった。大気光光学観測およびライダー観測、さらに衛星観測と同時観測を行うことで MLT 領域の小空間スケールの現象を他にない分解能で観測多角的に観測でき、同高度領域の力学・化学過程の解明に大きく貢献できることが期待される。

6. 参考文献

Nakamura, T., S. Morita, T. Tsuda, H. Fukunishi, and Y. Yamada, Horizontal structure of wind velocity field around the mesopause region derived from meteor radar observations, *J. Atmos. solar-Terr. Phys.*, 64, 947-958, 2002.

MUレーダーによるしし座流星群の観測

渡部潤一、佐藤幹哉（国立天文台）、中村卓司、堤雅基（極地研）、阿部新助（台湾中央大）

1. 本研究の目的

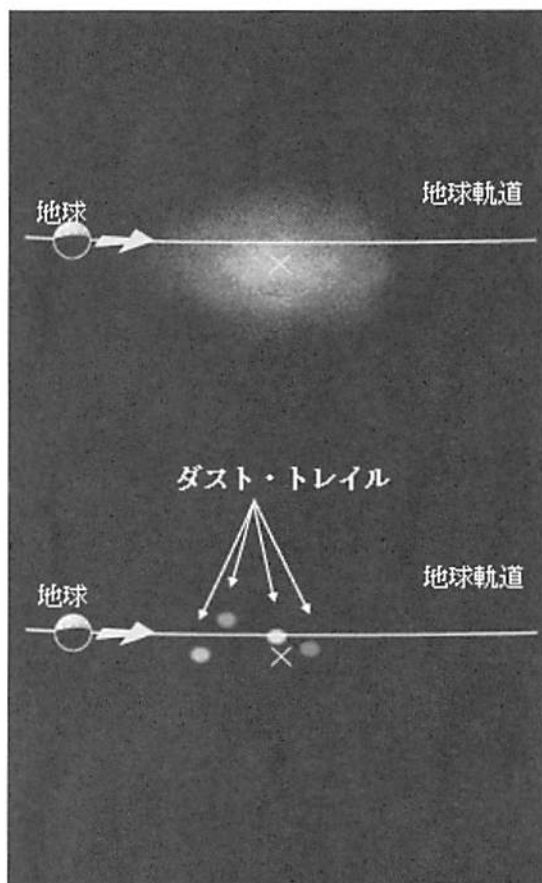
しし座流星群は、数ある流星群の中でも、母天体であるテンペル・タットル彗星の回帰に伴って活動が活発化する、いわゆる「周期群」の代表である。周期群は、一般に母天体から放出された流星塵が軌道上にまだそれほど拡散していない“若い”流星群とされる。したがって、その軌道上の流星体分布を調べられれば、流星群の進化を探る上で貴重なデータとなる。地球は、毎年11月中旬に、この流星群の軌道を横切ることになるが、それはとりもなおさず流星群そのものの軌道の違った部分をサンプリングすることになる（概念図参照）。軌道上の流星体分布を明らかにするためには、毎年しし座流星群を同一条件で観測することが望まれる。



周期群の概念図：母彗星（青）の周囲の軌道上に流星となる塵粒が集中している。毎年、地球が軌道の異なる部分を横切ることになり、経年変化を調べることで、その全体像が明らかになる。

しかしながら、旧来の光学観測では、天候や月明かりに左右されること、昼には観測できない。そのため、これらに左右されないMUレーダーによる流星風観測モードで平成2年より継続的な観測をおこなってきた。当初の目的からすれば、1998年の彗星回帰の前後10年で終了する予定であったが、その後の研究の進展によって、流星群の新しい概念が登場した。いわゆるダスト・トレイル理論である。実際の流星体の分布は、この概念図のように単純ではなく、母彗星の回帰毎に放出された流星体が、軌道に沿ってきわめて細いトレイルをつくり、流星群というのは、その集合体である、という概念である（右概念図参照）。

流星群の新旧概念の違い：黄道面を横切る流星体の断面と地球軌道の関係を示した図で、上がこれまでの概念。下が回帰毎に細い流星体のチューブであるダスト・トレイルができる概念。実際、しし座流星群では、ダスト・トレイル理論が証明された。



そこで、われわれはダスト・トレイル理論に添って2010年頃まで出現が予測されていたため、平成21年まで観測を継続してきた。

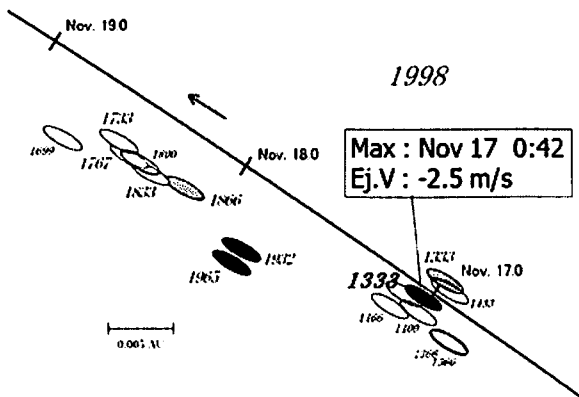
2. 観測結果

当初の目的からは大きくずれたものの、同じ流星群を長年にわたって、同じシステムで観測したことによって、面白い発見があった。同じ流星群でもトレイルの違いによって、その流星の性質が異なることである。

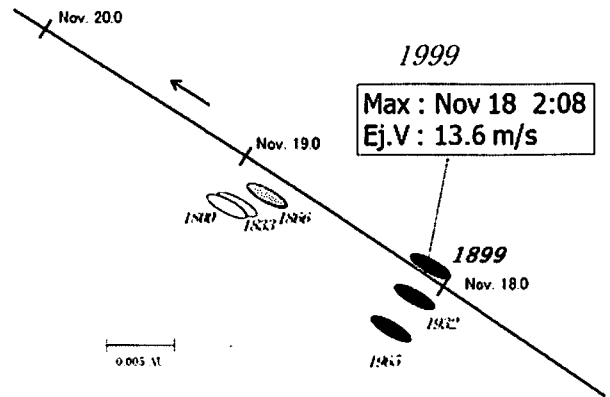
母彗星が回帰した1998年と、その翌年の1999年の例を次ページ図に示す。前者では、流星体のサイズが大きく、オーバーデンスエコーの多発によって、ランダムな出現を示しているが、後者ではアンダーデンスエコーが卓越しており、捕捉位置は放射点から90度、つまり鏡面反射点に多いことがわかる。地球が遭遇したサイズ依存性が存在したのである。

当時はまだダスト・トレイル理論が知られておらず、その原因がよくわからなかったが、その後の研究で、これらの流星を出現せしめたダスト・トレイルが、それぞれ流星体を彗星から放出する速度が異なっていることがわかってきた。当時の状況をダスト・トレイル理論によるシミュレーションで再現した図が下である。これらは黄道面上で、地球軌道と理論的に計算したダスト・トレイルとが、両年にどのような位置関係にあるかを示している。その結果、前者は、主に14世紀につくられたダスト・トレイルによるものであり、後者は19世紀のダスト・トレイルであることがわかった。また、地球に近づいたダスト・トレイルに含まれる流星体の、彗星からの放出速度は、前者が秒速2.5m、後者が13.6mであった。

したがって、流星群の進化を考察する上では、こうしたダスト・トレイルそれぞれで性質が異なる流星が出現することを考慮に入れなくてはならないことがわかりつつある。それぞれのトレイルについて、現在も解析を進めている最中である。



図：1998年のダスト・トレイルの状況



図：1999年のダスト・トレイルの状況

図1：1998年のしし座流星群MUレーダーの観測結果。観測されたエコーの到達方向を、天球上の赤経赤緯になおした反射点マップで、ランダムに反射するオーバーデンスエコーが多い。

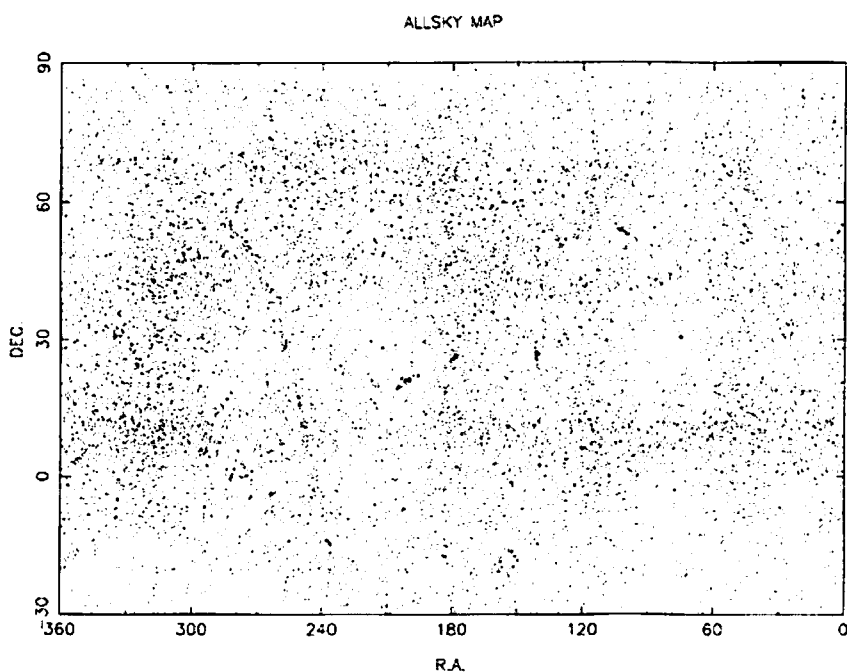
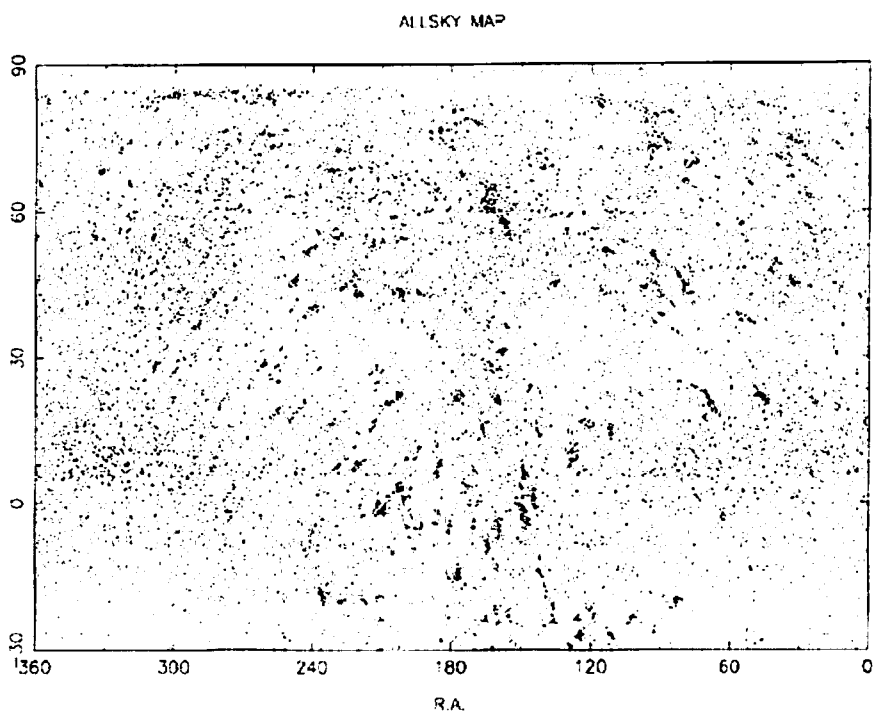


図2：1999年のしし座流星群のMUレーダー観測結果。図1と同じだが、アンダーデンスエコーが、放射点を中心とする大円上に並んでいることがわかる。

参考文献

"Meteor Radiant Mapping with MU Radar"

J. Watanabe, T. Nakamura, T. Tsuda, M. Tsutsumi, A. Miyashita, and M. Yoshikawa
in Asteroids, Comets, Meteors 1991, ed. A.W.Harris and E.Bowell, pp.625(1992)

"Wide-Field TV Observation of the Leonid Meteor Storm in 2001: Main Peak over Japan"

J. Watanabe et al. , Publ. Astron. Soc. Japan, Vol.54, L23-L26 (2002)

"Meteoroid Clusters in Leonids: Evidence of Fragmentation in Space"

Watanabe,J. et al. Pub. Astron. Soc. Japan, Vol.55, L23-L26 (2003)

Advances in meteor head echo analysis

Johan Kero, Csilla Szasz, Takuji Nakamura, *NIPR, Tokyo*
Toshio Terasawa, *ICRR, University of Tokyo, Chiba*
Hideaki Miyamoto, *University of Tokyo, Tokyo*
Koji Nishimura, *NIPR, Tokyo*

Meteor head echoes are radio wave reflections from the dense plasma created by and surrounding a meteoroid on its way through the atmosphere. We have developed an analysis scheme for meteor head echoes using observational data from the Shigaraki 46.5 MHz MU radar. The method's major advantage is the utilization of the meteor head echo phase values obtained from each received pulse. We combine the velocity estimated by target range rate and Doppler shift from a single pulse with the correlation of the phase of each echo pulse-to-pulse. This method is based on techniques similar to those described by Elford (1999); Kero et al. (2008) and Wannberg et al. (2008), but contain several novel features.

The analysis procedure provides unprecedented accuracy and precision of the meteoroid range, velocity and deceleration as functions of time. This is crucial for estimations of meteoroid orbital parameters and mass (see e.g. Szasz et al. (2008)) as well as investigations of the meteoroid-atmosphere interaction processes. The precision is of the order a few tens of m/s, which is an improvement of more than a factor of 20 as compared to single pulse analysis (Sato et al., 2000; Nishimura et al., 2001) and allows very precise velocity and deceleration determination. The interferometric capability of the MU radar is utilized to determine the trajectory of the meteoroid, and thus also the instantaneous angle between the trajectory and the line-of-sight to the centre of the transmitter/receiver antenna field. This angle is taken into account on a pulse-to-pulse basis to calculate the true meteoroid velocity along its trajectory and determine its deceleration. Furthermore, the position of the target in the beam is used to estimate the radar cross section by deconvolving the antenna radiation pattern from the measured signal.

The MU radar has a wider beam width than most other high-power large-aperture radars have. The one way -3 dB beam width is 3.6° . Consequently, the MU radar head echo durations are often a few tenths of a second long and in many cases the whole ionization process takes place inside the radar beam. The high precision enables us to monitor changes in the rate of deceleration of the particles during their atmospheric flight. This allows us to study and distinguish plausible meteoroid atmosphere interaction processes as sudden releases of volatile elements when meteoroids are heated to their boiling temperatures and/or disruption into two or more solid or molten particles.

The very precise deceleration and estimated radar cross section of each event will be compared with the output of a numerical ablation model in which we simulate each meteoroid's atmospheric flight from the top of the atmosphere down to the measurement volume (Szasz et al., 2008; Kero, 2008). By searching the best fit between model and data we inversely estimate meteoroid mass and atmospheric entry velocity of detected meteors.

The regular base (routine) meteor observation using this mode will create a very useful and unique database for studying characteristics of small sporadic meteors and the mass flux they provide to the upper and middle atmosphere. Furthermore, the presented analysis technique can also be utilized at other radar facilities, as the future PANSY radar in the Antarctic, also of other Doppler shifted hard targets than meteor head echoes.

References

- Elford, G. W. (1999). New radar techniques: precision measurements of meteoroid velocities, decelerations and fragmentation. In Porubcan, W. J. B. . V., editor, *Meteoroids 1998*, pages 21–28.
- Kero, J. (2008). *High-resolution meteor exploration with tristatic radar methods*. PhD thesis, Swedish Institute of Space Physics, Kiruna, Sweden.
- Kero, J., Szasz, C., Pellinen-Wannberg, A., Wannberg, G., Westman, A., and Meisel, D. D. (2008). Determination of meteoroid physical properties from tristatic radar observations. *Annales Geophysicae*, 26:2217–2228.
- Nishimura, K., Sato, T., Nakamura, T., and Ueda, M. (2001). High sensitivity radar-optical observations of faint meteors. *IEICE Transactions of Communications*, E84-C(12):1877–1884.
- Sato, T., Nakamura, T., and Nishimura, K. (2000). Orbit determination of meteors using the MU radar. *IEICE TRANSACTIONS on Communications*, E83-B(9):1990–1995.
- Szasz, C., Kero, J., Meisel, D. D., Pellinen-Wannberg, A., Wannberg, G., and Westman, A. (2008). Orbit characteristics of the tristatic EISCAT UHF meteors. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 388:15–25.
- Szasz, C., Kero, J., Pellinen-Wannberg, A., Meisel, D. D., Wannberg, G., and Westman, A. (2008). Estimated visual magnitudes of the EISCAT UHF meteors. *Earth, Moon, and Planets*, 102:373–378.
- Wannberg, G., Westman, A., Kero, J., Szasz, C., and Pellinen-Wannberg, A. (2008). The EISCAT meteor code. *Annales Geophysicae*, 26:2303–2309.

Monthly meteor head echo observations with the Shigaraki MU radar

Csilla Szasz, Johan Kero, Takuji Nakamura, *NIPR, Tokyo*

David D. Meisel, *SUNY, Geneseo, NY, USA*

Toshio Terasawa, *ICRR, University of Tokyo, Chiba*

Hideaki Miyamoto, *University of Tokyo, Tokyo*

Koji Nishimura, *NIPR, Tokyo*

Meteoroids are interplanetary particles in the size range of 100 μm to about 10 m (Ceplecha et al., 1998). Meteoroids are important for atmospheric dynamics as they provide metals and possibly smoke particles that affect chemical reactions and ice particle formation (Megner and Gumbel, 2009). However, the distribution and variation of the meteoroid input to the atmosphere is not yet well understood. One of the reasons is a lack of precise enough long-term observations from which it is possible to calculate properties as mass and origin of detected particles and not only flux rates. Such observations are necessary to understand the seasonal and latitudinal variation of the influx and also determine how much mass is deposited and its altitude distribution.

We are conducting a systematic set of monthly 24 h meteor head echo observations with the 46.5 MHz Shigaraki MU radar (34.9°N, 136.1°E). Meteor head echoes are radio wave reflections from the dense plasma created by and surrounding a meteoroid on its way through the atmosphere. Data has been collected each month between June and December 2009, except for August.

What makes the MU radar an excellent tool for meteor head echo observations is its interferometric capabilities and the wide beam of the system, 3.6°, which gives a large observing volume and thus long duration of events. Also, its wide beam in combination with its operation frequency gives very many meteor events. We have developed analysis algorithms that give precise geocentric velocities and directions of the observed meteoroids - a few tens of metres per seconds and a fraction of a degree, respectively. About 3000 events from a total number of about ten thousand head echoes per 24 h observation have the above mentioned accuracy. The head echoes are detected in the height range of 73-127 km. The high number of detections allows us to map the seasonal variation of the sporadic meteor influx, as well as other characteristics, e.g., geocentric velocities and estimated particle masses. The radar cross section of meteor head echoes have very weak aspect angle dependence (Kero et al., 2008). We can detect meteors entering the radar beam from overhead to virtually 90°, thus the MU radar has no blind angles.

The data set contains both shower and sporadic meteor detections. Sporadic meteoroids can no longer be associated to their parent bodies. They are most numerous among our observed particles and the main contributors to the mass influx into the earth atmosphere. Shower meteors are interesting in their own right since they have been investigated with many different kinds of instruments. Thus we can compare the characteristics as velocities, radiant directions and masses with earlier results. Head echoes of meteor showers are quite rare in other HLPAs radar data so this is highly interesting to the meteor society.

There are six recognized meteor sources as deduced from trail echo measurements with meteor radar (Jones and Brown, 1993). Our observations show that most of our detected particles enter the radar beam from the direction of the apex. The flux rates for all six 24 h observations are very similar. The diurnal variation of the influx with more detections during the morning hours is very well discernable. However, the ratio between

the highest and lowest rate is higher than meteor trail echo results suggest. One of the explanations for this might be that the highest head echo rates are obtained when the apex is located at high elevation in the sky, while meteor radars detecting trail echoes only when they are perpendicular to the beam, have high count rates when the apex is at low elevations.

References

- Ceplecha, Z., Borovička, J., Elford, W. G., ReVelle, D. O., Hawkes, R. L., Porubčan, V., and Šimek, M. (1998). Meteor phenomena and bodies. *Space Science Reviews*, 84:327–471.
- Jones, J. and Brown, P. (1993). Sporadic meteor radiant distribution: orbital survey results. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 265:524–532.
- Kero, J., Szasz, C., Wannberg, G., Pellinen-Wannberg, A., and Westman, A. (2008). On the meteoric head echo radar cross section angular dependence. *Geophysical Research Letters*, 35:L07101.
- Megner, L. and Gumbel, J. (2009). Charged meteoric particles as ice nuclei in the mesosphere: Part 2. A feasibility study. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71:1236–1244.

超高エネルギー宇宙線の空気シャワーからのMUレーダー・エコー検出実験

寺澤敏夫(東大)、浅野勝晃(東工大)、中村卓司(極地研)、佐川宏行(東大)、
福島正己(東大)、吉田英人(東大)、宮本英明(東大)、吉田龍生(茨城大)、
本田健(山梨大)、河崎善一郎(阪大)、山崎了(広島大)

1. はじめに

10^{19} eV を越える超高エネルギー宇宙線 (以下、UHECR と略記) の起源は現在の宇宙線物理学・高エネルギー天体物理学における最大の謎の1つである。既存の手段による UHECR 観測は予算上の限界に達し、電波による新しい観測手段が世界的に注目されている。特に、レーダーによる宇宙線エコー検出の可能性は理論的に検討されている (Gorham, 2001)。Gorham によれば、UHECR 1 個あたりのエネルギーは数分の 1J~数 J 程度で、流星を作る惑星間塵の持つエネルギーと同程度であるため、UHECR の生成する電離柱からのレーダー・エコー (宇宙線エコーと略記) には流星エコーとの類似点が多い。Gorham のモデルに基づいた試算(プロジェクト・メンバーの極地研中村卓司氏による)によれば、MU レーダーによる 1 晩の観測で宇宙線エコー ($10^{17.5}$ eV 以上を想定) 数個が得られると期待される。本計画では MU レーダーの流星モード運用の知識を生かし宇宙線エコーの検出実験を企画・実行してきた。なお、Jicamarca のレーダーを用いた試験観測が行われ (Wahl ほか、2007)、高度 25km 以上から正体不明のエコーが検出されているが、宇宙線エコーとは同定されていない。

本研究計画では、まず、佐川を代表として、平成 20 年度前期にレーダー法の R/D 研究を開始した。一方、エコーが検出された際の感度の較正方法と位相オフセット絶対較正法を確立するため、寺澤を代表として天体電波源の探索を行った。さらに、平成 21 年度は、佐川の米国ユタ州における UHECR 地上観測が本格化したため、代表を寺澤が交代して検出実験を継続している。

2. 経過・研究の方法

平成 20 年度前期は宇宙線エコーの検出を目指し最適な観測モードの探索を行った。4 月末-5 月初めの第 1 回観測により、人工ノイズ (東南アジアからの TV 信号?)、飛行機エコー、流星エコーとの判別法を確立した。なお、宇宙線エコーの同定のためにはエコーのレンジと方向探知を行う必要があるが、数マイクロ秒以下の積分時間で方向探知を行うため、干渉計を構成する 25 基のアンテナ間の位相オフセット誤差を最小化する必要に迫られた。そのため、流星エコーを用いてそれを実現する方法を考案し、秋の地球電磁気学会で発表した。

流星と異なり、宇宙線の到来には季節変化・JST 依存性はないと考えられる。しかし、平成 20 年度前期の観測から、昼間は飛行機エコーの頻度が高く、宇宙線エコー検出の妨げとなることが判ったので、平成 20 年度後期は飛行機エコーの少ない深夜~明け方を選び試験観測を行った。特に、バックグラウンドノイズ源となる雷関連現象は季節変化するた

め、10-11月期、12-1月期、2-3月期に各8時間、合計24時間の観測を行った。

一方、宇宙線エコー探索と並行して、平成20年度後期に行った天体電波源の探索では、秋～冬～春の真夜中～早朝に南中する電波源としてM87、TauA（かに星雲）を選んで観測を行った。これらは夏期の真夜中に南中し較正源としての実用性が確立(Palmerほか、1996)されている CygA に比べて相対的に弱いだが、観測の結果、M87、TauA ともカタログ値どおりの強度を有することを確認し、これらの電波源も CygA 同様の較正源として役立つとの結論を得た。Tau A についての観測結果を図1、図2に示す。

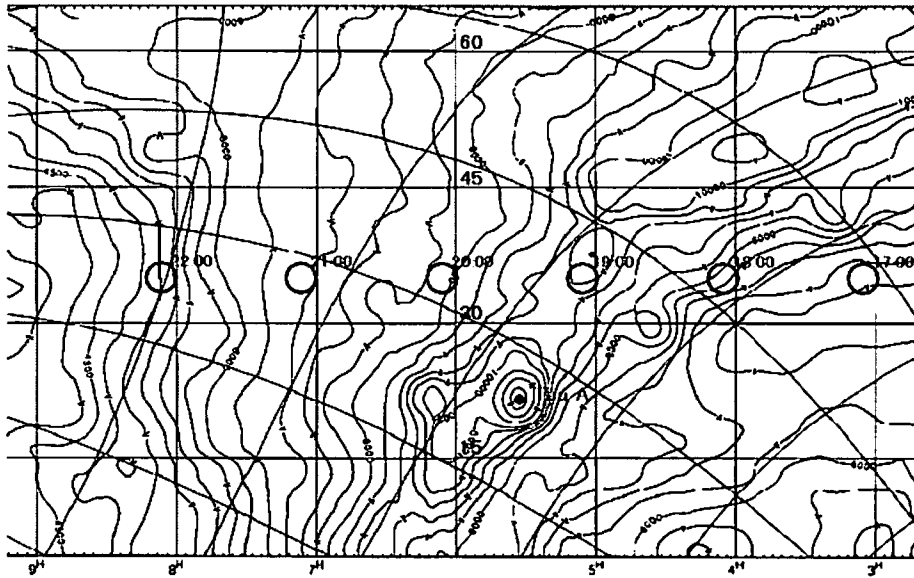


図1. 2009.2.20のTau A(赤丸)観測期間のアンテナの指向方向。30分毎に切り換え、ドリフトスキャンを行った。青丸は各時刻における天頂方向であり、Tau A とビームを切り換えて較正観測を行った。

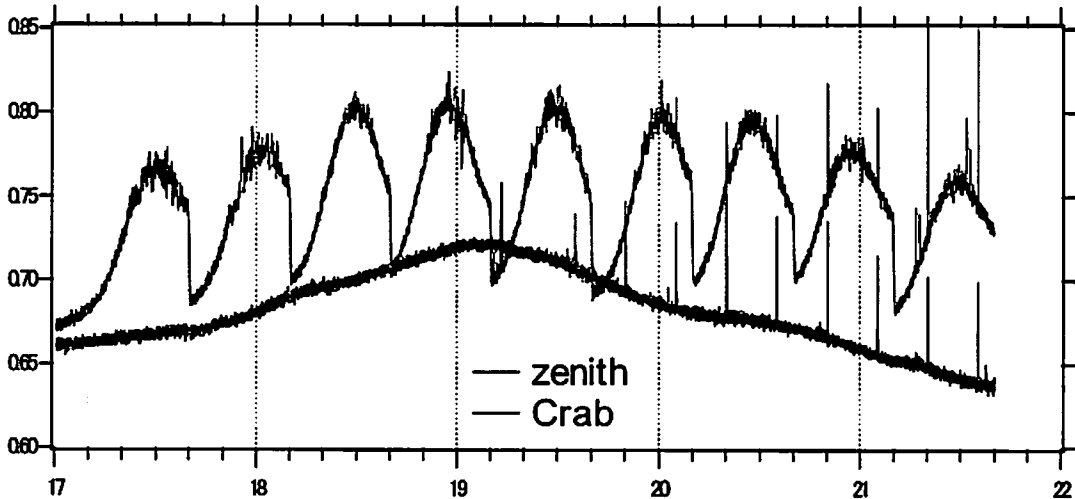


図2. 2009.2.20, 17:00-21:40JSTの観測期間におけるTau A 方向(赤線)と天頂方向(青線)の強度変化。

引き続き平成21年度前期は、平成20年度に得たデータの解析期間とし、新たな観測の申請は延期した。平成20年度の観測では、天頂角40度以内の広い天空範囲を送信ビームにより照射しており、十分なS/N比を稼ぐため周波数帯域を500kHz以下(時間分解能 Δt を2 μ 秒以上)にする必要があった。しかし、得られた宇宙線エコー候補の時間波形の確定には $\Delta t=2\mu$ 秒では十分でなく、MUのハード的限界である $\Delta t=1\mu$ 秒に設定することの必要性を見いだした。時間分解能を $\Delta t=2\mu \rightarrow 1\mu$ 秒とすることに伴うノイズ増加に対応するため、平成21年度後期の観測では送信ビームを18度程度に絞ること、そして、受信に際して各グループ19本全てのアンテナ出力を合成し感度を上げることを12月24-25日の観測割り当て時間に企画・実行した。新しい送信ビームパターンであるため、いきなり宇宙線エコーに適用するのは問題がある。まず、パターンの確認のため、流星ヘッドエコーの検出を試み、現在そのデータの処理中である。(各グループ毎、全19本の出力を位相を揃えて足し合わせる。その後、事後処理により25グループのデータをフーリエ合成し、送信時に照射した天空範囲内の詳細な輝度分布マップを得る。)この結果、送信ビームパターンについて、満足すべき結果が得られれば、1-3月期の観測割り当て時間に宇宙線エコー探索を実施する予定である。

3. 観測結果

平成20年度前期の観測開始時には宇宙線エコーの持続時間の理論的推定値(Gorhamによる)に数マイクロ秒から数ミリ秒の3桁におよぶ不定性があったが、これまでの観測により、持続時間が十数マイクロ秒以上である可能性は棄却できた。さらに、得られたデータの解析から、25基(各グループから1基選択)のアンテナ出力の単純合成による全天平均輝度の時間変化解析ではエコー検出感度が足りないことを見いだした。そのためフーリエ合成法により全天を数度以下の小範囲に分割し、各範囲の輝度の時間変化を追跡する手法を開発した。この方法はフーリエ変換を多数回ソフト的に繰り返すため著しく時間がかかる(処理時間は観測実時間の数百倍)が、それにより宇宙線エコー候補を得ることができた(図3、4)。この結果は日本物理学会および宇宙線国際会議にて発表済みである。

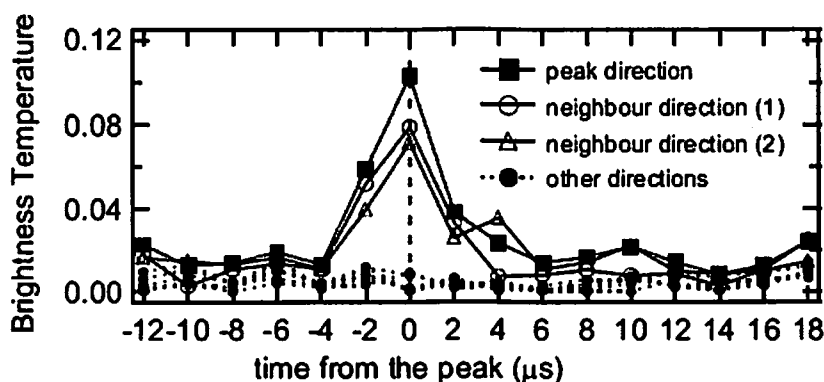


図3. 2009.12.3, 02:31:53.264 JSTに見いだされた宇宙線エコー候補。ピーク強度前後の ± 2 マイクロ秒間に 3σ 以上の信号強度が得られた。

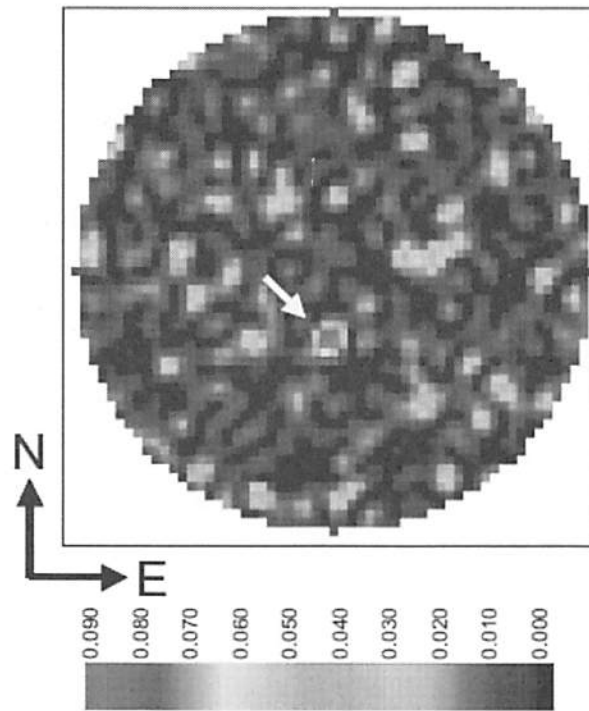


図4. 宇宙線エコー候補のピーク強度時の天頂角 50 度以内の天空輝度マップ。矢印が宇宙線エコー候補の位置で、天頂角 12 度、方位角 185 度(北より時計回り)であった。

5. まとめ

本研究計画により、宇宙線空気シャワーからのレーダーエコー検出について、その可能性を示すことができた。今後は、エコーの持続時間・波形などについて、さらに詳細なデータを蓄積し、既存の宇宙線観測手段(地上粒子カウンターアレー、大気蛍光望遠鏡)との照合実験の準備をすすめたい。

6. 参考文献

- Gorham, P.W., On the possibility of radar echo detection of ultra-high energy cosmic ray- and neutrino-induced extensive air showers, *Astroparticle Phys.* 15, 177-202, 2001.
- Palmer, R.D., Phase calibration of VHF spatial interferometry radars using stellar sources, *Radio Science*, 31, 147-156, 1996.
- Terasawa, T., et al., Search for radio echoes from EAS with the MU radar, Shigaraki, Japan, Proc. Of 31st International Cosmic Ray Conference, Poland, 2009.
- Wahl, D., J. Chau, and J. Bellido, The search for vertical extended air shower signals at the Jicamarca Radio Observatory, Proc. Of 30th International Cosmic Ray Conference, 2007.