

第291回 生存圏シンポジウム

第9回
MU レーダー・赤道大気レーダー^一
シンポジウム

平成27年9月10日・11日

京都大学生存圏研究所
(共催:URSI 分科会 電離圏電波伝搬(G) 小委員会)

は　じ　め　に

滋賀県甲賀市信楽町に位置する MU レーダーは、完成当初の昭和 59 年から全国共同利用に供され、広範な学問分野に渡る多くの成果を上げ続けている。平成 16 年に導入された「MU レーダー観測強化システム」では、レーダーイメージング観測が可能になるなど、常に世界で最も高機能な大型大気レーダーの一つとして活躍を続けている。MU レーダーは、電気・電子・情報・通信分野の世界最大の学会である IEEE(Institute of Electrical and Electronics Engineers) より、IEEE マイルストーンに認定された。同賞は、実用化から 25 年以上経過し、IEEE の活動分野において社会の発展に多大な貢献をした歴史的偉業を称えるもので、アクティブ・フェーズドアレイシステムを用いた世界初の大規模大気レーダーとして、大気科学やレーダー技術の発展に貢献したことが評価された。贈呈式が平成 27 年 5 月 13 日に京都大学芝蘭会館にて行われ、Howard E. Michel IEEE 本部会長から山極壽一京都大学総長と柵山正樹三菱電機(株)執行役社長に銘板が贈呈された。

一方、インドネシア共和国西スマトラ州の赤道直下に位置する赤道大気レーダー(EAR)は、平成 12 年度末に完成した大型大気観測用レーダーで、京都大学生存圏研究所(RISH)とインドネシア航空宇宙庁(LAPAN)との協同運用により長期連続観測が続けられている。平成 13~18 年度に実施された科研費・特定領域研究「赤道大気上下結合(CPEA)」において、その中核設備として利用され、平成 17 年度から EAR 及びその関連設備の共同利用を開始した。当初から国際共同利用にも供しており、海外の研究者による共同利用が全課題数の約 3 割を占めている。京都大学では、赤道大気レーダーを MU レーダー並に高性能・高機能化するべく赤道 MU レーダー(EMU)を概算要求している。日本学術会議の学術の大型施設計画・大規模研究計画に関するマスター・プラン「学術大型研究計画」(マスター・プラン 2014)の重点大型研究計画に EMU を主要設備の一つとする「太陽地球系結合過程の研究基盤形成」(津田敏隆代表)が選定された。また、文部科学省のロードマップ 2014 にも選定されている。

平成 27 年 9 月 10 日・11 日に、京都大学宇治キャンパスの木質ホールにおいて第 9 回 MU レーダー・赤道大気レーダーシンポジウムを開催した。共同利用により得られた研究成果のほか、大気科学・レーダー工学に関連する研究成果や計画について 24 件の研究発表があり、活発な議論が行われた。今回は初めて URSI 分科会 電離圏電波伝搬(G)小委員会による共催を得て開催され、電離圏研究の成果発表も多数行われた。

今後も益々共同利用研究が活発化し、関連研究分野の発展に大きなインパクトを与えるものと期待している。

平成 27 年 9 月

京都大学生存圏研究所
MU レーダー/赤道大気レーダー全国国際共同利用専門委員会
委員長 山本 衛

目 次

| | |
|---|----|
| MU レーダー・赤道大気レーダー全国国際共同利用の現状 | 1 |
| 山本衛・橋口浩之(京大 RISH) | |
| ウインドプロファイラと気象レーダーの比較に基づく福井平野における地形性降雨の統計解析 | 5 |
| 中城智之(福井工大)・山本真之(NICT)・橋口浩之(京大 RISH) | |
| Shigaraki UAV-Radar Experiment (ShUREX 2015) | 8 |
| 橋口浩之(京大 RISH)・Lakshmi Kantha・Dale Lawrence・Mixa Tyler (Colorado 大, 米)・Hubert Luce (Toulon 大, 仏)・Richard Wilson (LATMOS, 仏)・津田敏隆・矢吹正教・森昂志(京大 RISH) | |
| MRR 観測から得られた BB(Bright Band)パラメータの特徴について | 12 |
| 永田哲規・下舞豊志(島根大)・橋口浩之(京大 RISH) | |
| 2012 年 12 月のコールドサーボに伴うフィリピン海での大気海洋相互作用 | 18 |
| 荻野慎也(JAMSTEC・神大)・伍培明・服部美紀・遠藤伸彦・久保田尚之・井上知栄 (JAMSTEC)・松本淳(JAMSTEC・首都大) | |
| 熱帯対流圏界面領域にみられる赤道ケルビン波の経年変動 | 21 |
| 鈴木順子(JAMSTEC)・藤原正智(北大院・環境)・西憲敬(福岡大・理)・米山邦夫 (JAMSTEC) | |
| スマトラ島 Pre-YMC2015 集中観測計画について | 26 |
| 森修一・勝俣昌己・米山邦夫(JAMSTEC)・Fadli Syamsudin(BPPT, インドネシア) | |
| EAR および BLR 観測から推定した雨滴粒径分布と降雨減衰係数の変動 | 29 |
| Ou Tengfei・下舞豊志(島根大)・橋口浩之 (京大 RISH) | |
| 赤道域における Ku 帯衛星回線の降雨減衰継続時間と上空の風速および降水量との関係について | 35 |
| 前川泰之・竹本圭吾・田間章宏・柴垣佳明(大阪電通大) | |
| Spectral parameters estimation in precipitation for 50 MHz band atmospheric radars | 39 |
| Tong Gan (京大 RISH)・M.K. Yamamoto (NICT)・H. Okamoto (九大応力研)・H. Hashiguchi・M. Yamamoto (京大 RISH) | |
| MU レーダー実時間アダプティブクラッター抑圧システムの開発 | 41 |
| 万城孝弘・橋口浩之・山本衛(京大 RISH) | |
| 関東落雷観測網の構築と今後の課題 | 45 |
| 山下幸三(サレジオ高専)・高橋幸弘(北大)・濱田純一・松本淳(首都大) | |
| インドネシアにおける電離圏擾乱の GPS 観測 | 50 |
| 大塚雄一・Prayitno Abadi・塩川和夫(名大 STE)・小川忠彦(NICT)・Effendy (LAPAN, インドネシア) | |

| | |
|---|----|
| Altitude development of F-region field-aligned irregularities at post-midnight in comparison with post-sunset time based on equatorial atmosphere radar observations in Indonesia | 53 |
| Tam Dao・Yuichi Otsuka・Kazuo Shiokawa (名大 STE)・S. Tulasi Ram (IIG, インド)・Mamoru Yamamoto (京大 RISH) | |
| Effect of Geomagnetic Storm on Equatorial Plasma Bubbles | 59 |
| Dyah Martiningrum・M. Yamamoto (京大 RISH)・Asnawi・Sri Ekawati (LAPAN, インドネシア) | |
| プラズマバブルの数値シミュレーションと近年の EAR 電離圏観測成果 | 63 |
| 横山竜宏・陣英克・品川裕之(NICT)・山本衛(京大 RISH)・大塚雄一(名大 STE)・S. Tulasi Ram・K. K. Ajith (IIG, インド) | |
| プラズマバブルに伴う極めて大きな電離圏 TEC 勾配とその衛星航法に対する影響 | 65 |
| 斎藤亨(電子航法研) | |
| East-west asymmetry of scintillation occurrence in Indonesia using GPS and GLONASS observations | 68 |
| Prayitno Abadi・Yuichi Otsuka (名大 STE)・Susumu Saito (電子航法研)・Kazuo Shiokawa (名大 STE) | |
| Different characteristics of EIA in equinox and solstice obtained from Southeast Asia | 73 |
| Kornyanat Watthanasangmechai・M. Yamamoto (京大 RISH)・A. Saito (京大理) | |
| Observations of tri-band beacon signal scintillation from LITN and GPS data at Taiwan | 76 |
| T.Y. Hsiao (Hsing Wu University, 台湾)・L.-C. Tsai・C.H. Liu (National Central University, 台湾) | |
| 新・衛星=地上ビーコン観測と赤道大気レーダーによる低緯度電離圏の時空間変動の解明 ー新しい研究プロジェクト紹介ー | 82 |
| 山本衛・橋口浩之(京大 RISH)・斎藤昭則(京大理)・松永真由美(愛媛大)・斎藤亨(電子航法研)・Huixin Liu(九大)・横山竜宏・陣英克(NICT)・Roland Tsunoda (SRI International, 米)・Tung-Yuan Hsiao (Hsing Wu University, 台湾) | |
| 稚内 VHF レーダーと信楽 MU レーダーで観測された夏季中間圏エコーの特性比較 | 85 |
| 小川忠彦(NICT)・大塚雄一(名大 STE)・川村誠治(NICT)・鈴木秀彦(明治大)・山本衛(京大 RISH)・村山泰啓(NICT) | |
| MU レーダーを用いたスペースデブリの形状推定に関する研究 | 88 |
| 岩堀太紀・山川宏・山本衛・橋口浩之・河原淳人(京大 RISH) | |
| 国際宇宙ステーションからの大気光・イオン共鳴散乱光で観測された電離圏構造 | 91 |
| 齊藤昭則・穂積裕太(京大理)・坂野井健(東北大理)・吉川一朗(東大新領域)・山崎敦 (ISAS)・山本衛(京大 RISH) | |
| MU レーダー・ヘッドエコー観測による惑星間ダストの軌道と流星アブレーション過程の計測 | 93 |
| 阿部新助(日大)・Johan Kero(Swedish Institute of Space Physics)・中村卓司(極地研)・藤原康則(総研大/極地研)・Daniel Kastinen(Lulea University of Technology, スウェーデン)・渡部潤一(天 文台)・橋口浩之(京大 RISH)・MURMHED members | |

MU レーダー・赤道大気レーダー全国国際共同利用の現状

山本衛・橋口浩之
(京都大学生存圏研究所)

1. はじめに

MU レーダーは 1984 年の完成当初から、また赤道大気レーダー(EAR)も 2005 年から全国(国際)共同利用に供し、多くの研究成果を生み出してきた。当初は異なる共同利用委員会を組織し、課題の審査やレーダー運用等の議論を行ってきたが、2012 年 6 月に両委員会を統合して MU レーダー/赤道大気レーダー全国国際共同利用専門委員会を組織し、2012 年 12 月公募分から共同利用を統一した。本報告では、共同利用の現状について報告する。

2. MU レーダー

MU レーダーは滋賀県甲賀市信楽町に位置する中層・超高層及び下層大気観測用 VHF 帯大型レーダーであり、高度 1~25 km の対流圏・下部成層圏、高度 60~90 km の中間圏及び高度 100~500 km の電離圏領域の観測が可能である。MU レーダーの最大の特徴は、アンテナ素子毎に取り付けた小型半導体送受信機(合計 475 個)を個別制御することにより、1 秒間に 2500 回という高速でレーダービーム方向を変えることが可能であり、また、25 個のサブアレイアンテナに分割して使用することも可能である点である。こうした柔軟なシステム設計のため、大型大気レーダーとしての感度は世界 4-5 番目ではあるものの、開発後 30 年を経た今も世界で最も高機能な大型大気レーダーの一つとして活躍を続けている。2003 年度には「MU レーダー観測強化システム」が導入され、レーダーイメージング観測などの機能向上が図られた。信楽 MU 観測所は、MU レーダーと協同観測するさまざまな大気観測機器の開発フィールドとしても活用されており、例えば、MU レーダーが観測できない高度 2km 以下の風速を測定するために開発された下部対流圏レーダー(LTR)やレンズアンテナウインドプロファイラ(LQ-7)は、気象庁の全国 33 カ所の現業用ウインドプロファイラとして採用されている。MU レーダーの標準的な観測モードのデータはホームページ上で逐次公開されている。(MU レーダーホームページ <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/mu/>)。

MU レーダーは「世界初のアクティブ・フェーズド・アレイ方式の大気レーダー」として、2014 年 11 月に IEEE マイルストーンに認定された。これは、電気・電子・情報・通信分野の世界最大の学会である IEEE が、IEEE の分野における歴史的偉業に対して認定する賞で、認定されるためには 25 年以上に渡って世の中で高く評価を受けてきたという実績が必要である。1983 年に制定され、これまでに、ENIAC コンピューター、トランジスター製造、ボルタ電池など 157 件が認定されており、国内からは八木・宇田アンテナ、富士山レーダー、東海道新幹線など 26 件が認定されている。MU レーダーの IEEE マイルストーン受賞記念式典が 2015 年 5 月 13 日に京都大学芝蘭会館において開催された。まず、山内寛紀 IEEE 関西支部長の司会で、約 120 名の方々の列席のもと贈呈式が行われた。Howard E. Michel IEEE 本部会長の挨拶の後、同会長から山極壽一京都大学総長と柵山正樹三菱電機(株)執行役社長に銘板(図 1)が贈呈された。受賞者を代表して、山極総長と柵山社長がそれぞれ挨拶した。続いて、生存圏研究所山本衛教授の司会で、記念祝賀会が執り行われた。津田敏隆生存圏研究所長の開会挨拶の後、来賓として出席いただいた青山友紀 IEEE 日本カウンシル会長、常盤豊文部科学省研究振興局長(牛尾則文同局学術機関課長代読)、久間和生内閣府総合科学技術・イノベーション会議議員、吉田進電子情報通信学会元会長からそれぞれ心のこもった祝辞が述べられた。加藤進京都大学名誉教授の乾杯の発声によりパーティが始まった。約 120 名の方が参加され、盛大なパーティとなった。菊池高弘三菱電機(株)常務執行役社会システム事業本部長の御礼の挨拶により閉会した。引き続いて、記念講演会が開催された。白

川功 IEEE 日本カウンシルヒストリコミッティチアから「IEEE マイルストーンの概要」、津田敏隆生存圏研究所長から「MU レーダー30 年の成果の概要」、浜津享助元三菱電機(株)電子システム事業本部プロジェクトマネージャから「三菱電機におけるレーダー開発」の講演がそれぞれ行われた。その後、信楽 MU 観測所に移動し、IEEE マイルストーン銘板の除幕式が執り行われた。約 80 名が見守る中、Howard E. Michel IEEE 本部会長、菊池高弘三菱電機(株)常務執行役社会システム事業本部長、北野正雄京都大学理事・副学長の手で除幕された。その後、MU レーダーの見学会が行われた。

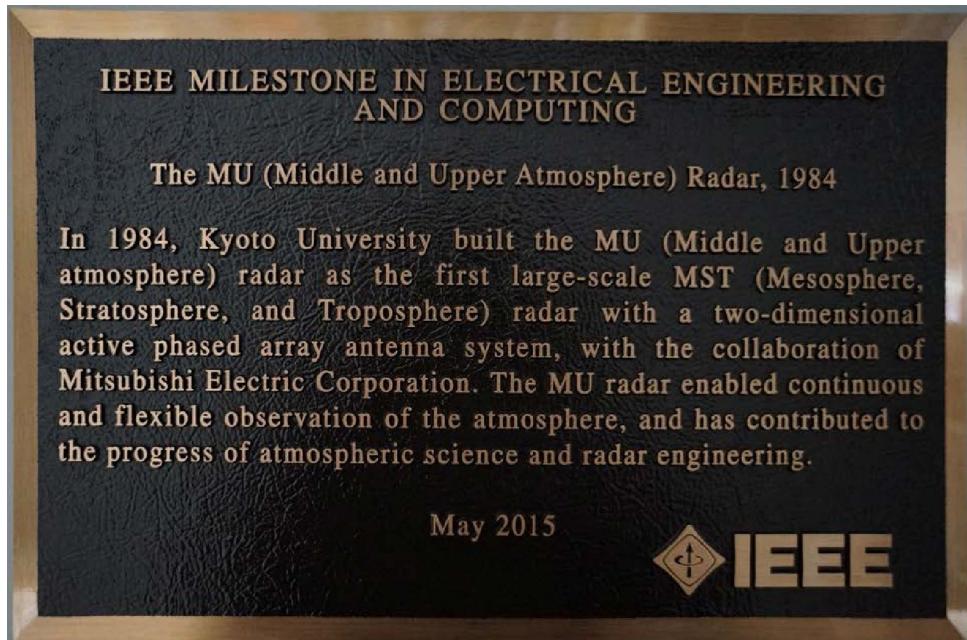


図 1. 贈呈された IEEE マイルストーン銘板。信楽 MU 観測所に展示されている。また、レプリカが京都大学宇治キャンパスと三菱電機(株)通信機製作所および情報技術総合研究所にも展示されている。

(和訳)

電気電子情報通信工学分野における IEEE マイルストーン
「MU レーダー（中層超高层大気観測用大型レーダー）, 1984」

1984 年に建設された京都大学の MU レーダー(中層超高层大気観測用大型レーダー)は、二次元アクティブフェーズドアレーインテナシステムを用いた世界初の大規模大気レーダー(MST/IS レーダー(中間圈・成層圈・対流圈観測/非干渉散乱レーダー))で、三菱電機(株)との共同で開発されました。MU レーダーにより、連続的で柔軟な大気観測が可能となり、大気科学、レーダー技術の発展に大きく貢献しました。

2015 年 5 月

3. 赤道大気レーダー

赤道大気レーダー(Equatorial Atmosphere Radar; EAR)は、周波数 47MHz、3 素子八木アンテナ 560 本から構成される直径約 110 m の略円形アンテナアレイを備えた、インドネシア共和国のスマトラ島中西部に位置する西スマトラ州コトタバンに 2000 年度末に完成した大型の大気観測用レーダーである。本装置は、小型の送受信モジュールが全ての八木アンテナの直下に備えられたアクティブ・フェーズド・アレイ構成をとっており、総送信出力が 100 kW、アンテナビーム方向を天頂角 30 度以内の範囲で自由に設定し、送信パルス毎に変えることができ、赤道域に設置されている大気レーダーの中で世界最高性能を誇っている。EAR はインドネシア航空宇宙庁(LAPAN)との密接な連携のもとで運営されており、2001 年 7 月から現在まで長期連続観測を続けてきた。EAR 観測データの 10 分平均値はホームページ上で

逐次公開されている。(EAR ホームページ <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/ear/>)。

EAR は MU レーダーに比べて送信出力が 1/10 であり、中間圏や電離圏の IS 観測を行うには感度が不足している。また、受信チャンネルは 1 個のみであるため、空間領域のイメージング観測ができないなど、機能面でも MU レーダーに劣っている。下層大気で発生した大気波動が上方へ伝搬し、上層大気の運動を変化させる様子など、大気の構造・運動の解明をより一層進めるため、MU レーダーと同等の感度・機能を有する「赤道 MU レーダー(EMU)」の新設を概算要求している。この EMU を主要設備の一つとする大型研究計画「太陽地球系結合過程の研究基盤構築」(代表: 津田敏隆) を日本学術会議のマスター プラン 2014 に提案し、27 件の重点大型研究計画の一つとして採択された。本研究計画は、さらに文部科学省のロードマップ 2014 において、10 件の新規課題の一つに選定されている。

4. 共同利用の概要と現在までの推移

MU レーダーは、アジア域最大規模の大気観測用大型レーダーであり、高度 2 km の対流圏から、高度 400 km の超高層大気(熱圏・電離圏)にいたる大気の運動、大気循環を観測する。1984 年の完成以来、全国共同利用に供され、超高層物理学、気象学、天文学、電気、電子工学、宇宙物理学など広範な分野にわたる多くの成果を上げている。図 2 にこれまでの共同利用課題数の推移を赤道大気レーダー共同利用の課題数とともに示す。また、図 3 に MU レーダーの観測時間の推移を示す。2014 年度には、キャンペーン(長期間)観測課題として、前期に Hubert Luce 氏代表の「Tropospheric turbulence characterization from high-resolution balloon and radar observations」を、後期に阿部新助氏代表の「小惑星起源メテオロイドの探査」を実施した。観測データのうち標準観測については観測後直ちに、その他の観測については 1 年を経過したデータを「生存圏データベース共同利用」の一環として共同利用に供している。

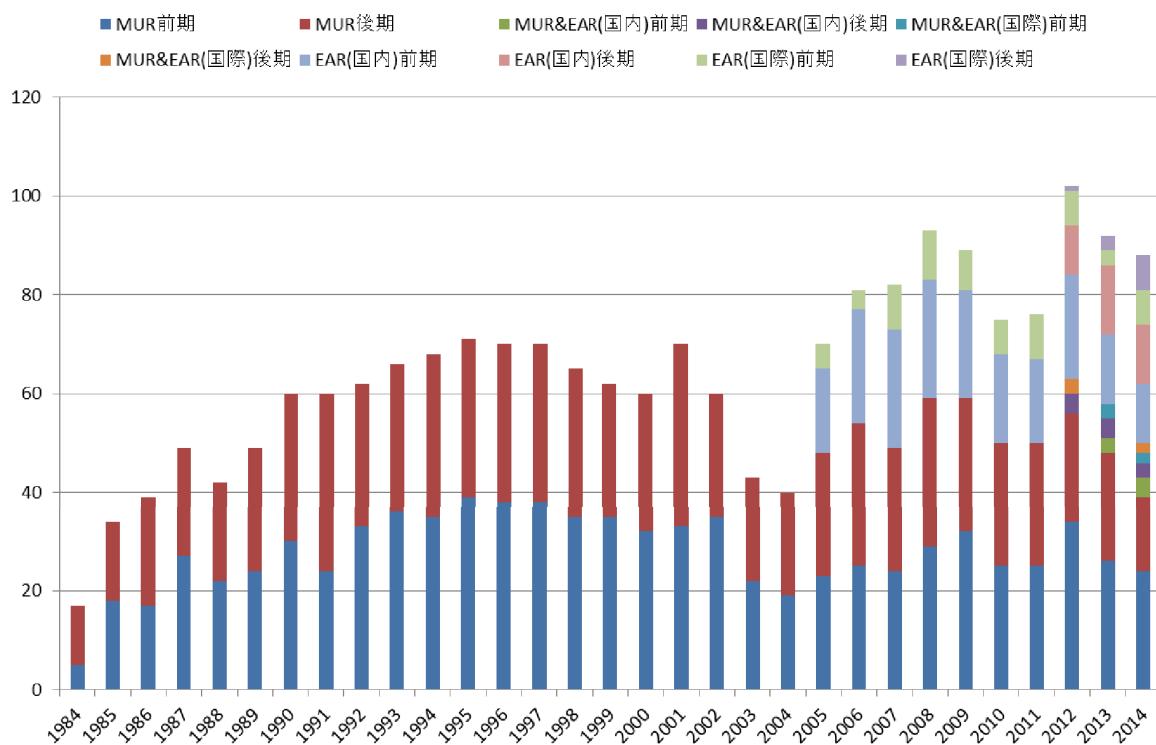


図 2. MU レーダー・赤道大気レーダー全国国際共同利用の課題件数の年次推移

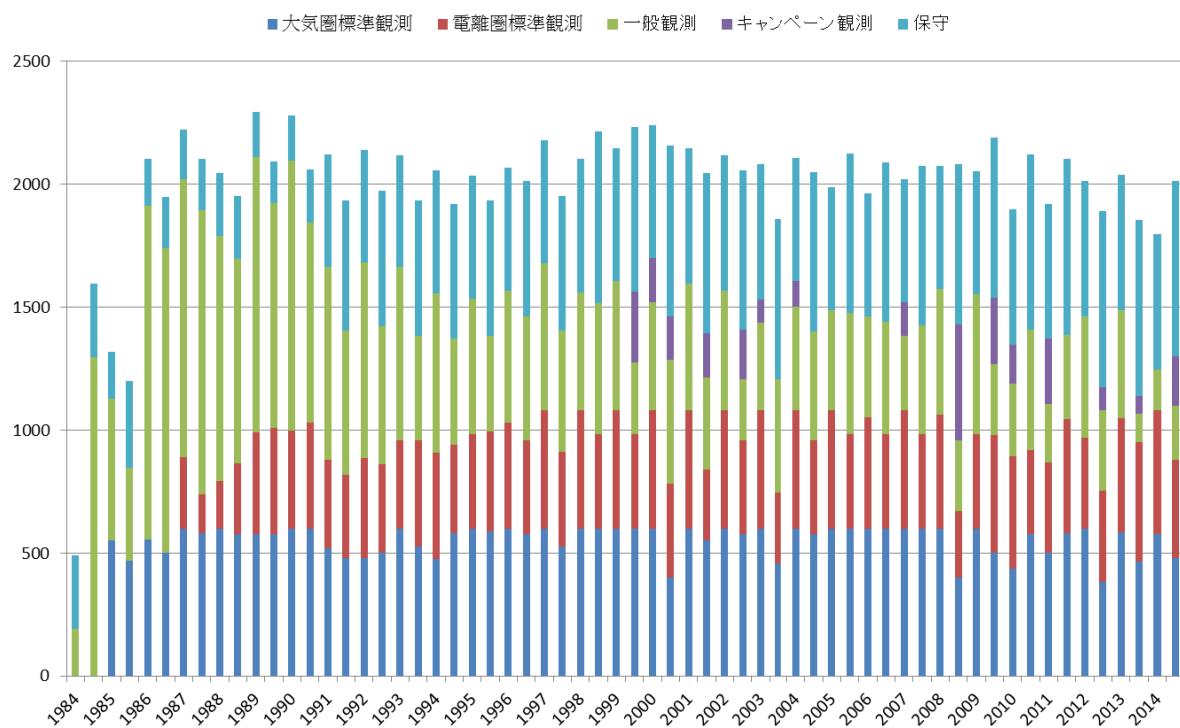


図 3. MU レーダー全国国際共同利用の観測時間の半年毎の推移。

一方、EAR は、本研究所の重要な海外拠点として、国内外の研究者との共同研究によって生存圏の科学を推進するという大きな役割を担っている。同時にインドネシアおよび周辺諸国における研究啓発の拠点として、教育・セミナーのための利用も想定される。EAR は 2005 年度から全国国際共同利用を開始した。EAR の共同利用については、開始当初の議論から以下のような性格付けが行われてきた。(1) EAR の共同利用は、施設が外国に位置することから必然的に「全国」「国際」型が重なった形態をとること、(2) 「国際」対応について、当初 2 年間は、利用者を原則として日本及びインドネシアからに限定して開始し、平成 19 年度から本格的な全国国際共同利用施設として運営すること、(3) 共同利用は学術目的とし、海外からの利用者の資格は個別に判断すること等である。また、EAR 共同利用には、EAR を直接利用するものの他、EAR サイトへの機器の持込み観測、すなわち観測場所としての利用も含まれる。実際の観測実施については、EAR の特性を考慮し、課題をいくつかのグループに分けてスケジュールする方式を取っている。また予算の許す範囲において、EAR までの旅費(日本人研究者については日本から、インドネシア人研究者についてはインドネシア国内旅費)を支給している。

MU レーダー及び赤道大気レーダーによって得られたデータは、IUGONET プロジェクト「超高層大気長期変動の全球地上ネットワーク観測・研究」(<http://www.iugonet.org/>)によって、メタデータ・データベースが整備され、また解析ソフトウェア UDAS により簡単に図をプロットできる環境も構築されている。MU レーダー及び赤道大気レーダーの全国国際共同利用はこれまで順調に推移てきており、今後は MU レーダー・赤道大気レーダーを含む国際レーダーネットワークによる研究が一層進むものと期待される。

ウィンドプロファイラと気象レーダーの比較に基づく 福井平野における地形性降雨の統計解析

中城智之[1], 山本真之[2], 橋口浩之[3]

[1]福井工業大学, [2]情報通信研究機構, [3]京都大学生存圏研究所

1. はじめに

地形性降雨は地形の影響で発生する降雨である。近年、豪雨被害をもたらす線状降水帯が注目されているが、地形効果によって線状降水帯が発生しやすい領域が存在する事が報告されており（一，2013），各地域において降雨に対する地形効果を把握することは豪雨予測の観点から重要と思われる。

降雨に対する地形効果を考える時、対流圈下層の風速度が重要である。これまで、地上や 1000hPa 高度を代表値として計測された対流圈下層の風向によって局地的な強雨域が変わることが報告されている（e.g., 会田, 1965; 小花, 1977）。

福井平野では、対流不安定の観点から高度 500m における温位および水平風の発散・収束と強い降雨発生の関連についての報告（田中・久野, 2013）や特定の強雨についての事例解析（松井・山本, 2013）がなされているが、降雨への地形の影響に関する統計的研究はなされていない。そこで、本研究では、風速度の高度プロファイルを計測できる WPR と、降雨の水平分布が観測できる気象レーダーを併用して、福井平野の降雨分布における下層風と地形の影響を調べた。

2. 使用データ

対流圈下層の風データとして、アメダスによる地上風および WPR による高度 400m と 2km の風速度データを用いた。地上および高度 400m は地形の影響を受ける高度の代表、高度 2km は地形の影響を受けない高度の代表である。本研究では、福井平野中央部の福井地方気象台のアメダスと WPR のデータを平野中央部の風の代表値、アメダス三国局と福井工業大学の WPR のデータを平野北部海岸沿いの風の代表値とし、両者の比較によって局地的な地形の効果についても検討することとした。

降雨のデータとしては、気象庁の C バンド気象レーダーネットワークによる全国合成レーダー GPV を用いた。このデータは高度 2km における空間分解能 1km の降水強度として提供されている。高度 2km と地表の降水量には、落下中の蒸発などによる差異が考えられるものの、高い分解能で降雨の水平分布を知ることができる気象レーダーを用いることで、福井平野の降雨分布の情報を詳細に得ることができる。

3. 解析結果

3-1. データセット

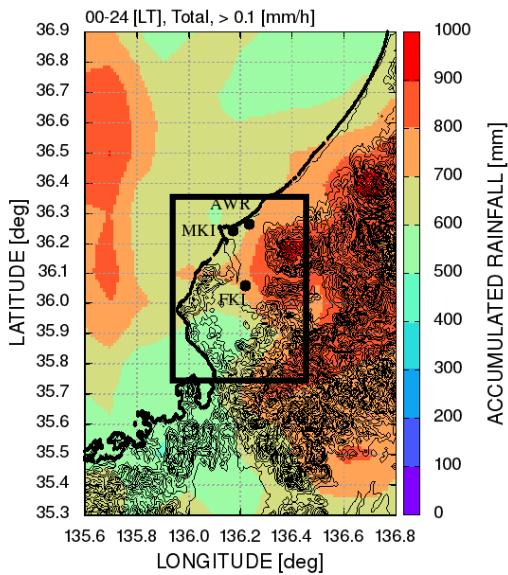
2013 年 4 月から 10 月までの 7 か月間のデータについて、福井平野上で気象レーダーによって降雨が観測された日をすべて解析対象日とし、6 時間毎の天気図によって、前線の直接

の通過あるいは台風の影響の強い日（データセット B）とそれ以外の日（データセット A）に分け、それぞれについて解析を行った。データセット A は 119 日、データセット B は 24 日の日数となった。

3-2. 降雨分布の特徴

図 1 に、データセット A および B における積算雨量の分布を示す。データセット A では、福井平野北部および南東部の山岳域で降雨が多くなっている。同様の傾向は、弱まっているがデータセット B でも確認できる。また、両データセットにおいて、夜間は福井平野北部で降雨発生回数が多く、昼間には降雨域が低緯度方向に広がるローカルタイム依存性が確認された。

(a)



(b)

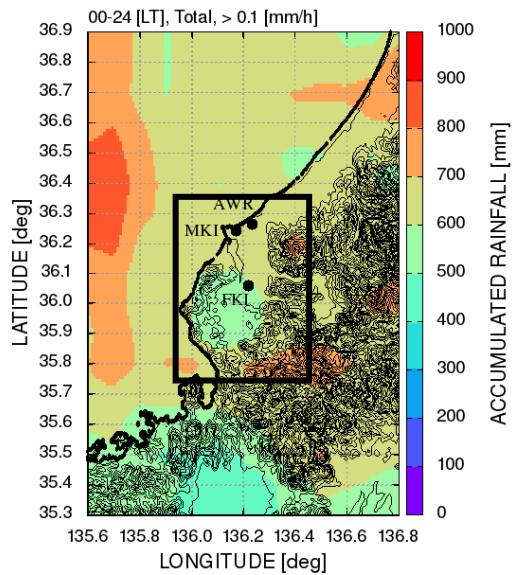


図 1. 気象レーダーによって観測された降雨強度を用いて求めた積算雨量の空間分布。(a) データセット A と (b) データセット B における結果を示す。図中の枠は、本研究における福井平野の定義である。

3-3. 対流圏下層の風の特徴

次に、気象レーダーによって福井平野で降雨が観測された時の対流圏下層の特徴について述べる。福井平野中央部と平野北部海岸沿いの地上と高度 400m の風向をそれぞれ比較した結果、データセット A と B の両方に共通して、南寄り（135–225 度）、西寄り（225–315 度）および北寄り（315–45 度）の 3 つの主な風向が確認された。また、地上と高度 400m の風向を比較した結果、夜間、陸地の温度が低い傾向が強い場合に、地上が南寄りで高度 400m が西寄りになる場合があることが確認され、合計 4 つの卓越風向が存在していた。現在、卓越風向と降水分布との関連を詳細に調査中である。

風速については風向に関係なく北部海岸沿いで大きい傾向があり、高度 400m で福井平野中央部と北部海岸沿いの風速差が最も大きい事が確認された。本研究では高度 400m を代表値として取り上げているが、700m 以上の高度では風速差が顕著でなく、概略、数 100m の高度で局地的な風速差が最も顕著に表れているものと思われる。

4. まとめと今後の展望

福井平野の降雨分布について、対流圏下層の風速度の影響を調査した。対流圏下層の風データとして福井平野中央部と平野北部海岸沿いのアメダスと WPR を、福井平野の降雨分布として気象庁の C バンド気象レーダーネットワークによる全国合成レーダー GPV を用いた。両者の時間分解能は 10 分であり、短時間の現象についても解析対象としている。

気象レーダーの観測データにより、降雨における総観規模の影響やローカルタイムの依存性が確認された。一方、福井平野の対流圏下層の主な風向として、南寄り（135–225 度）、西寄り（225–315 度）および北寄り（315–45 度）および地上が南寄りで高度 400m が西寄りの 4 つの卓越風向が明らかとなった。現在、卓越風向と降雨分布の関係について調査を進めている。

なお今後、解析データ量を増やして統計的信頼性を向上させるため、現在福井工業大学で行っている WPR の観測を継続すると同時に、過去の気象庁 WPR のデータを用いた同様のデータ解析を実施する予定である。

謝辞

本研究は、科学研究費補助金（25350509、代表：中城智之）、私立大学戦略的研究基盤形成支援事業（S1101025、代表：青山隆司）、26 年度・生存圏科学萌芽研究（課題番号 14、代表：中城智之）の助成を受けて実施されました。関係各位に感謝致します。

参考文献

- 一 広志、高知県南西部で発生する大雨に地形が及ぼす影響について、天気、vol. 60, pp. 69–74, 2013.
- 合田 熱、四国南部の降雨の特性、気象研究ノート、vol. 16, pp. 154–167, 1965.
- 小花 隆司、東海地方の強雨と地形（I）、天気、Vol. 24, pp. 37–43, 1977.
- 田中 豊、久野 勇二、500m 高度から見る福井県の大気特性について（相当温位・水蒸気フラックス・収束からの考察）、平成 25 年度東京管区調査研究会誌、No. 46, 2013.
- 松井 博之、山本 泰弘、2012 年 7 月 21 日に発生した福井県嶺北の大気について、平成 25 年度東京管区調査研究会誌、No. 46, 2013.

Shigaraki UAV-Radar Experiment (ShUREX 2015)

橋口浩之¹・Lakshmi Kantha²・Dale Lawrence²・Tyler Mixa²・Hubert Luce³・
Richard Wilson^{4,1}・津田敏隆¹・矢吹正教¹・森昂志¹

1 京都大学生存圏研究所

2 Department of Aerospace Engineering Sciences, University of Colorado Boulder, Boulder,
Colorado, USA

3 Université de Toulon, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO),
UM 110, France

4 Université Pierre et Marie Curie (Paris06); CNRS/INSU, LATMOS-IPSL, Paris, France

1. はじめに

ShUREX(Shigaraki, UAV-Radar Experiment)キャンペーンが、6月1～14日に信楽 MU 観測所で実施された。低コストの無人小型航空機(UAV)が MU レーダーの近くで運用され、温度、湿度、気圧、風向・風速の他、温度に関する乱流構造定数 C_T^2 や乱流エネルギー消散率 ε などの乱流パラメータが高分解能で測定された。このコロラド大学で開発された UAV は DataHawk Small Airborne Measurement Systems (SAMS)と呼ばれ、小型(両翼幅 1m)、軽量(700g)、低コスト(約\$1,000)、再利用可能、GPS による自律飛行可能という特徴を持っている(Lawrence and Balsley, 2013; Balsley et al., 2013)。UAV は、その時の風の状況にも依るが、40m～1km 程度の半径で、螺旋を描いて上昇・下降したり、一定高度を円状に飛行してデータを取得するのが一般的である。

ShUREX キャンペーンは次のようなことを目的として実施された。

- MU レーダー上空を UAV 搭載のゾンデセンサーで観測し、MU レーダー観測との比較を通して、ラジオゾンデ観測から推定される乱流運動エネルギー(TKE)消散率 ε のより正確なキャリブレーションと検証を行う。
- UAV 搭載ゾンデセンサーによる ε の測定値と、同じく UAV 搭載の高分解能ピトーセンサーによる測定値を比較する。
- MU レーダーによる屈折率に関する乱流構造定数 C_n^2 と UAV 搭載高分解能気温センサーによる温度に関する乱流構造定数 C_T^2 を比較する。
- 安価な UAV の大気測定装置としての有用性を実証する。
- K-H 不安定の構造や大気重力波などを測定する上で、UAV と MU レーダーの同時観測に相乗的効果があることを実証する。

2. 実験の概要

2.1 UAV システム

UAV の離着陸は、MU レーダーアンテナから南西へ約 1km の利用休止中の牧草地を借用して行った。牧草地は離着陸に十分な広さであったが、周囲に山が迫っており、信楽 MU 観測所との間に山を挟み見通しではないため、トランシーバーによる通信がクリアでないなど、パーフェクトな場所とは言えなかった。UAV は自ら滑走して離陸することはできなかったため、図 1 に示すようにゴムで引っ張って離陸させる方法(Bungee 法)か、ヘリウムを詰めた気象気球で上空に持ち上げ適当な高度に達したところで切り離す方法(Balloon 法)で行う。今回は国内で行う初めての実験であったので、ほとんどのフライトをより安全な Bungee 法を行った。UAV と地上との間の通信は無線 LAN によって行われ、ゾンデ気象センサーによる

1Hz サンプリングデータの他、GPS による位置情報など UAV の飛行状態に関するデータをリアルタイムに得ることができる。飛行方法は予め離陸前にプログラムしておくが、状況に応じて離陸後に飛行方法を変更することも可能である。MU レーダーでリアルタイムに風速を推定して、安全のため風速 10m/s を越える場合には飛行を見合わせた。なお、着陸はいわゆる胴体着陸により行うので、草がクッションになる今回の場所は最適であった。



図 1. UAV の離陸の様子。(左)Bungee 法。(右)Balloon 法。

2.2 MU レーダーの観測モード

MU レーダーは、天頂ビームで 46~47MHz 範囲で等間隔の 5 周波数(すなわち 46.00, 46.25, 46.50, 46.75, 47.00MHz)のレンジイメージングモードで運用した(Luce et al., 2006)。また、水平風の情報も得るために、天頂角 10° で北、北東、東、南東、南の 5 方向にビームを走査するモードも併用した。サブパルス幅 $1 \mu s$ で、16 ビットのいわゆるスパンノ符号を用いて、IPP $400 \mu s$ で 32 点ヒューレンツ積分を行い、天頂 5 周波と斜方 5 方向の 512 点の複素時系列データを 65.5 秒毎に得た。128 点(すなわち 16.4 秒)のデータを 4.096 秒毎にオーバーラップして切り出し、エコー強度、平均ドップラー速度、スペクトル幅等のパラメータを推定した。定期的にレーダーシステムの状態をチェックするため、約 33 分毎に約 1 分間 5 ビームの対流圏・成層圏標準観測モードで運用した。

サブパルス幅 $1 \mu s$ に相当する距離分解能は 150m であるが、海拔高度 1.245km~20.445km の範囲で 5m 毎に Capon 法によるレンジイメージング処理を行った(Palmer et al., 1999; Luce et al., 2001)。Capon 法はターゲットの分布についての事前情報が不要なため、広く使われている方法である。一方、受信信号の共分散行列の特異値分解に基づく MUSIC アルゴリズムは、予め数が既知のハードターゲットに適用されるパラメトリック法であ

り、大気乱流のような分布型ターゲットには適用できないが、後に述べる UAV を検出する目的には有効な方法である。

3. 観測例 -- UAV エコーを利用した MU レーダーのレンジキャリブレーション --

表 1 にキャンペーン期間中の UAV のフライト状況を示す。図 2 は、No.2 フライト時に MU レーダーイメージングモード Capon 法で得られたエコー強度の時間高度変化である。この時、UAV は MU レーダーの周囲を大きく螺旋を描きながら 3425m まで約 2.5m/s の割合で上昇し、8 時 25 分頃から 3.9m/s の割合で下降した。高度 5km 程度に大気乱流と思われる強いエコーが得られているが、その下は比較的穏やかで、8 時 10 分頃に最下層に表れた UAV からのエコーが徐々に上昇し、8 時 25 分頃から下降に転じ、8 時 35 分頃に消える様子がきれいに捉えられている。UAV は GPS により時々刻々の正確な位置が記録されているので、これをを利用して MU レーダーのレンジキャリブレーションを試みた。単体のターゲットを仮定して MUSIC 法による推定も行ったが、Capon 法による結果と良く一致し、両者の平均的な差は 2m 以下であった。GPS による UAV の位置情報との比較から、MU レーダーのレンジに 25m の補正が必要であることを見出した。これまでの MU レーダーのレンジキャリブレーションは最短の $1 \mu\text{s}$ パルスに相当する 150m 程度の精度でしか行えていなかったが、今回レンジイメージングにより数 m 程度の精度で行うことができたと言える。逆に、高分解能のレンジイメージングデータの信頼性を評価できたとも言える。

表 1. フライトの状況

| No. | Time Tag | Max height | Aircraft | Launch | Purpose |
|-----|------------------|------------|----------|---------|----------------------|
| 1 | June 5 06:32:13 | 3.0 | N78CU | bungee | Over the field |
| 2 | June 5 07:48:46 | 3.0 | N78CU | bungee | Over the field |
| 3 | June 5 09:12:56 | 4.0 | N74CU | bungee | Over the field |
| 4 | June 7 05:44:00 | 3.7 | N78CU | bungee | Over the field |
| 5 | June 7 07:14:11 | 4.2 | N77CU | bungee | Over the field |
| 6 | June 7 09:44:58 | 3.5 | N77CU | bungee | Over the field |
| 7 | June 7 10:55:36 | 3.9 | N77CU | bungee | Over the field |
| 8 | June 7 12:55:28 | 3.2 | N77CU | bungee | Over the field |
| 9 | June 7 15:34:41 | 3.2 | N75CU | bungee | Over the field |
| 10 | June 7 17:33:43 | 4.3 | N75CU | bungee | Over the field |
| 11 | June 9 15:46:14 | 2.4 | | bungee | Over the radar |
| 12 | June 9 16:55:11 | 2.5 | | bungee | Over the radar |
| 13 | June 10 07:28:08 | 0.7 | | bungee | Gravity Wave |
| 14 | June 10 08:22:20 | 2.0 | | bungee | Gravity Wave |
| 15 | June 10 10:16:52 | 1.8 | | bungee | Gravity Wave |
| 16 | June 11 05:32:11 | 2.3 | N78CU | bungee | Cn2 comparison radar |
| 17 | June 11 09:23:03 | 5 | N78CU | balloon | Near the radar |
| 18 | June 13 09:34:20 | 1.7 | N78CU | bungee | Gravity Wave |
| 19 | June 13 12:12:43 | 2.7 | N78CU | balloon | Long term Survey |

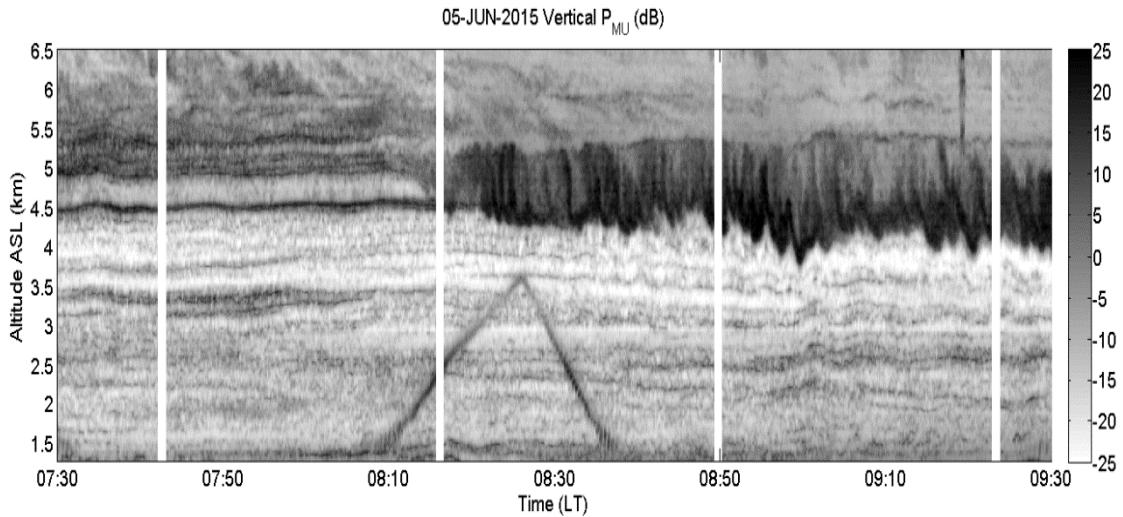


図 2. 2015 年 6 月 5 日 7 時 30 分～9 時 30 分に MU レーダーレンジイメージングモードで得られたエコー強度の時間高度変化。8 時 10～40 分頃の下層の三角形状のエコーが UAV によるもの。

4. まとめ

ShUREX2015 キャンペーンにおいて、MU レーダーをレンジイメージングモードで連続運用し、UAV で下部対流圏のデータを取得した。UAV は、高分解能の乱流センサーを搭載し、小スケールの大気運動や構造を研究するための新たなツールである。本稿では、キャンペーンの主目的からは外れるが、MU レーダーのレンジイメージング観測の有効性を評価することに重点を置いた。これまでの MU レーダーレンジイメージング観測から、Capon 法により大気乱流エコー分布を高分解能で得られることができたが、レンジイメージングは UAV のようなハドターゲットを高分解能で検出することにも有効であることを示した。レンジイメージング観測が、パルスレーダーのレンジ分解能を改善するのにとても有効な手段であることを改めて示すことができた。また、副産物として、MU レーダーシステムのレンジキャリブレーションを数 m の精度で実施することができた。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 15K13568 の助成を受けたものです。MU レーダーは京都大学生存圏研究所によって管理・運用されています。

参考文献

- Balsley, B.B., D.A. Lawrence, R.F. Woodman, and D.C. Fritts, Fine-Scale Characteristics of Temperature, Wind, and Turbulence in the Lower Atmosphere (0–1,300 m) Over the South Peruvian Coast, *Boundary-Layer Meteorol.*, **147**, 165–178, 2013.
- Lawrence, D.A., and B.B. Balsley, High-Resolution Atmospheric Sensing of Multiple Atmospheric Variables Using the DataHawk Small Airborne Measurement System, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **30**, 2352–2366, 2013.
- Luce, H., M. Yamamoto, S. Fukao, and M. Crochet, Extended radar observations with the Frequency radar domain Interferometric Imaging (FII) technique, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **63**, 1033–1041, 2001.
- Luce, H., 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.*, **24**, 791–804, 2006.
- Palmer, R. D., T.-Y. Yu, and P. B. Chilson, Range imaging using frequency diversity, *Radio Sci.*, **34**, 1485–1496, 10.1029/1999RS900089, 1999.

MRR 観測から得られた BB(Bright Band)パラメータの特徴について

永田哲規・下舞豊志(島根大)・橋口浩之(京大 RISH)

はじめに

レーダで降雨観測をする際、融解層周辺ではしばしばライトバンド現象が観測される。このライトバンド現象はレーダによる降水の定量観測に誤差を生じさせる。ライトバンドは層状性降雨で発生するとされているが対流の混ざった雨でも弱いライトバンドが発生することが分かっている。ライトバンドの強さは粒子の密度や直径、融解の過程、凝集やライミング等の関係により複雑に変化し、ライトバンドの強さ $\angle Z_e$ を考慮することで対流がない場合に降雨強度推定の改善ができることも分かっている^[1]。また上空の鉛直乱流を仮定することで弱い降水において粒子融解モデルでよい一致が得られることが過去の研究^[2]で示された。これらの事から上空の風を考慮することはライトバンド研究において重要であると考えられる。

使用機器・データ

Micro Rain Radar(以下 MRR)

MRR は周波数 24.1GHz で FMCW 方式の小型ドップラーレーダであり、鉛直ドップラー速度に対応する等価レーダ反射因子のスペクトルが測定できる。この鉛直プロファイルから Bright Band(以下 BB)を観測する。データの時間分解能は 1 分、高度分解能は 150m で 150 ~ 4500m(AGL)の高度のデータを用いた。今回研究に用いたデータは 2009 年 6 月～12 月の間に京都大学生存圏研究所信楽 MU 観測所で観測されたデータで、BB が観測された 14 日のデータのうち MRR の観測限界高度 4500m に BB の全体像が入る 8 日分のデータとした。

MU Radar(以下 MUR)

MUR は周波数 46.5MHz で中層、超高層、下層大気を観測できる大型レーダーであり、高度 2~20km(ASL)対流圏の風を観測することができる。この風の観測データと BB のパラメータの関係を調べる。データは MU レーダ観測データベースの公開データ(時間:10 分毎、高度:150m 毎)を使用した。今回用いたデータは MRR が BB を観測した日に MUR が運転されていた 2009 年 11 月 11 日のデータとした。

ライトバンド(BB)

今回ライトバンドを特徴付けるパラメータとしてライトバンドの強さ $\angle Z_e$ ^[1]を用いた。落下粒子が大きい時 $\angle Z_e$ は大きくなり、小さい時 $\angle Z_e$ は大きくなる傾向が過去の研究^[1]で確認されている。また、 $\angle Z_e$ は雪粒子の密度に反比例することも過去の研究^[3]で分かった。

図 1 にブライトバンドを特徴付けるパラメータについて示す。

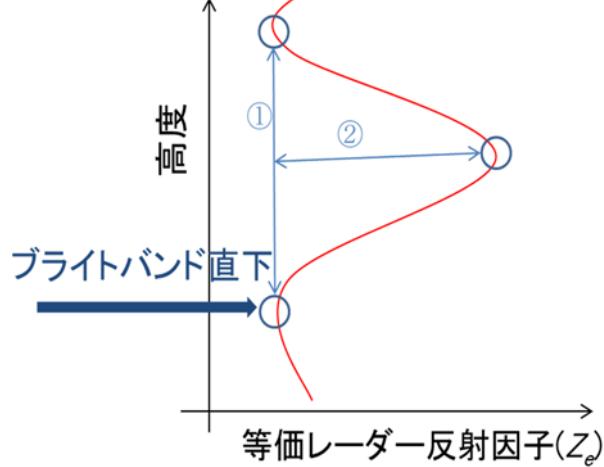


図 1 BB を特徴付けるパラメータ

雪粒子が落下し融解する過程で粒子からのエコーは大きく変化し融解中に等価レーダー反射因子 Z_e は最大となる。この最大値を BB ピーク、雪が完全に融解したと考えられる BB の下側の境界を BB 直下、それらの差を $\angle Z_e$ とする。今回は BB の境界の定義として過去の研究^[4]を参考に Z_e の鉛直プロファイルの曲率が最大の位置を BB の境界とした。

図 1 の①が BB の上側の境界から下側の境界までの距離(BB 幅)②が BB の強さ($\angle Z_e$)を示す。

観測結果

MRR により観測された 2009 年 6 月～12 月の BB 直下の Z_e と BB ピークの Z_e の関係と $\angle Z_e$ の頻度を図 2 に示す。

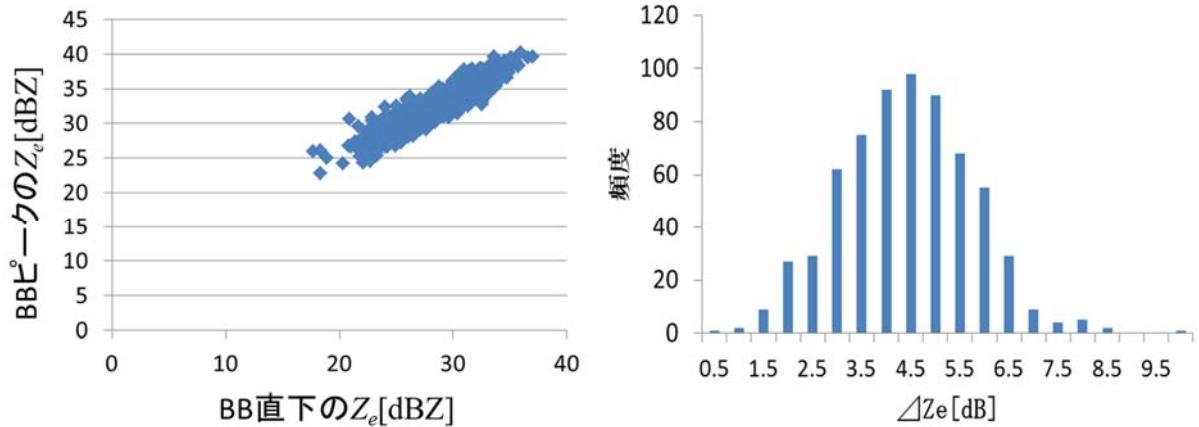


図 2 MRR で観測された BB ピークの Z_e と BB 直下の Z_e 関係および $\angle Z_e$ の頻度

MRR で観測された全データを見ると $\angle Z_e$ は 5dB を平均として大きく変化することが分かった。また、BB 直下の Z_e の大小にかかわらず $\angle Z_e$ は平均 ± 4 dB 程度の値となつた。

MRR と MUR により BB の同時観測ができた 2009 年 11 月 11 日の観測データを示す。

MRR により観測された BB を図 3 に示す。

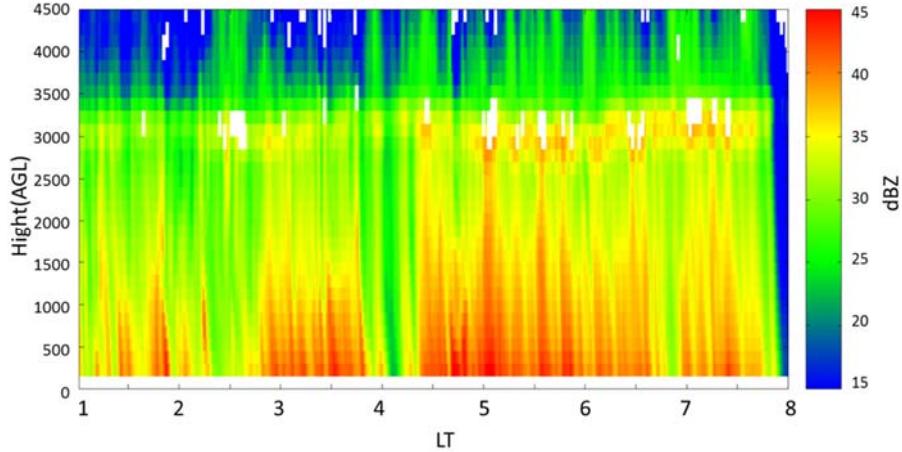


図 3 MRR により 2009 年 11 月 11 日 1~8 時に観測された BB

4 時半以降からハッキリと BB が観測されていることが図から分かる。データでは 4 時より前でも BB は確認できるが図ではハッキリとは見えなくなっている。

同日同時刻に MUR により観測された上空の風を図 4 に示す。

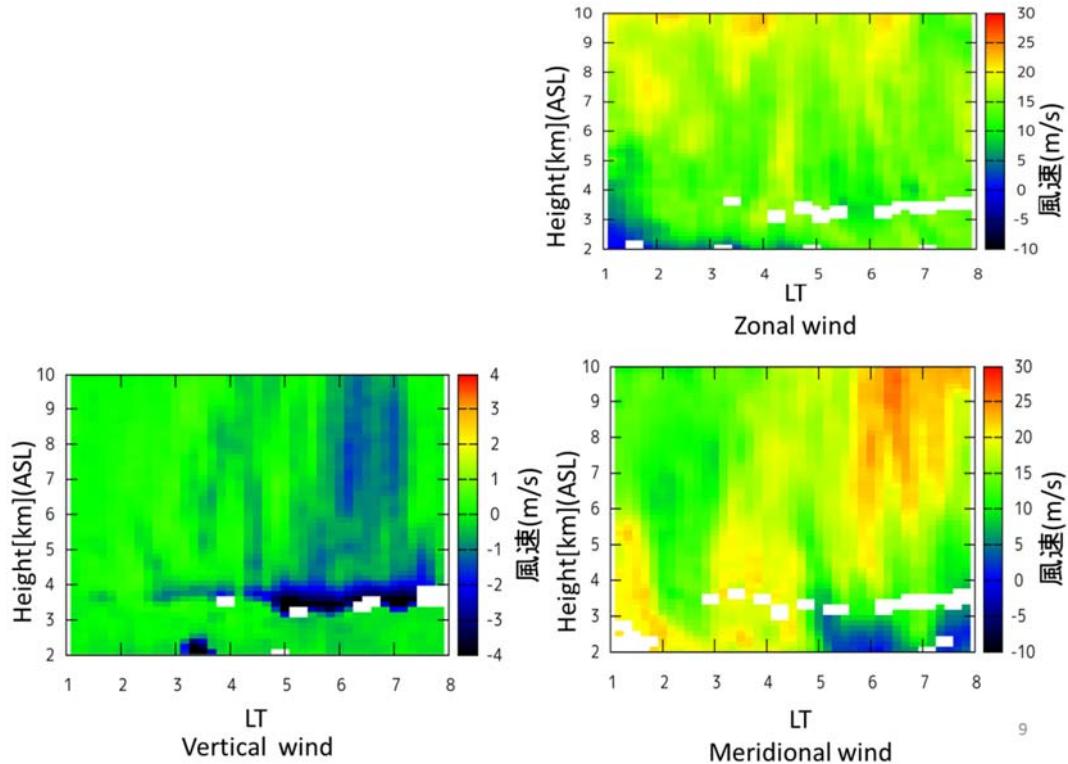


図 4 MUR により 2009 年 11 月 11 日 1~8 時に観測された上空の風

BB が発生している間にも上空の風は大きく変化していることが図から分かる。また、5時以降に MUR で下降気流が観測されていることが分かる。これは MUR が BB スペクトルの影響を受けた事によるものか本当に下降気流が発生しているのかについてはまだ分かっていないが今回は下降気流が発生しているものと考える。下降気流が発生している場合、雪が融解する時に周囲から熱を奪うことが原因として考えられる。

今回 MUR により得られた風向きの時間変化を図 5 に示す。

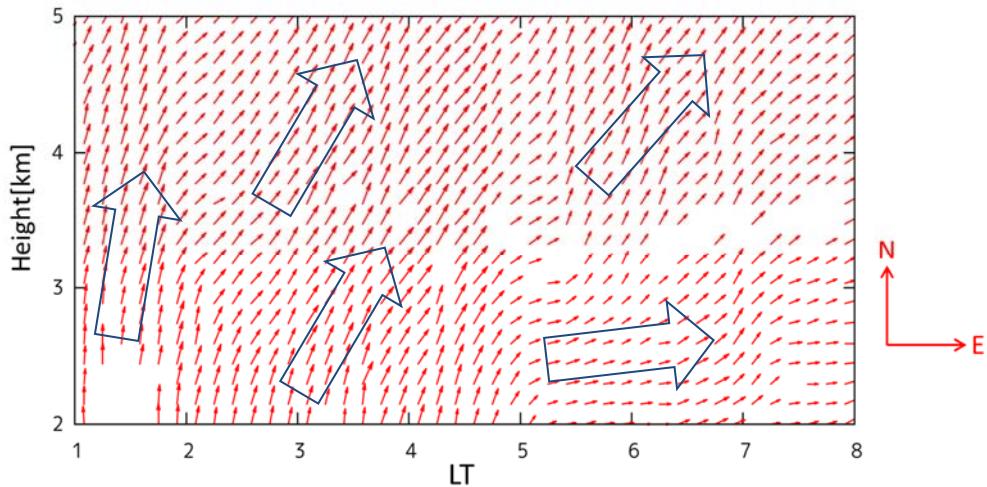


図 5 2~5km の高度の風の方向の時間変化

BB より上の高度では風の向きは 1~8 時の間にほとんど変化していないが MUR で下降気流が観測された 5 時以降に BB より下での風向きが大きく異なっていることが分かる。しかし、ここでは BB の高度での風の性質自体は変化していないと考える。

水平風の強さが BB に及ぼす影響を調べる。図 6 に BB のある高度の水平風の強さの時間経過と ΔZ_e の時間経過を示す。

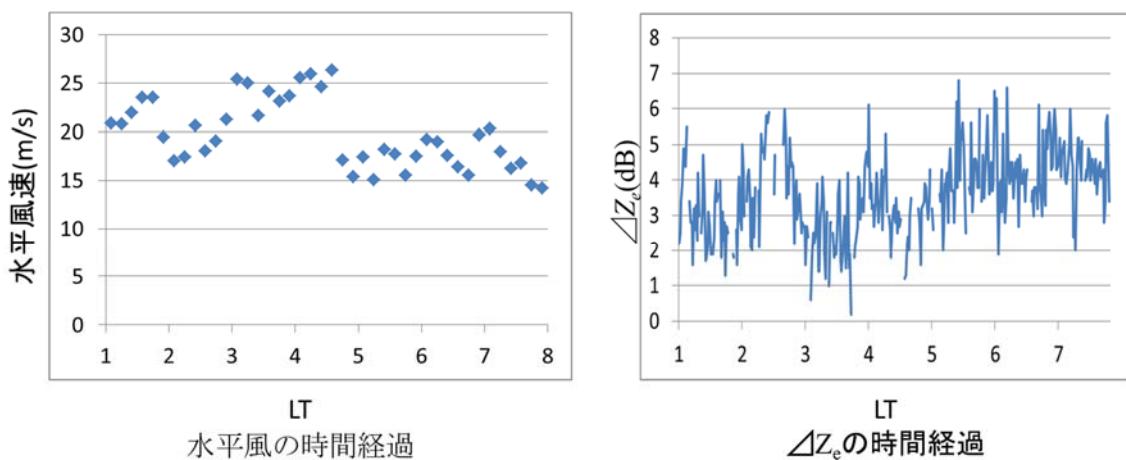


図 6 BB 高度の水平風と ΔZ_e の時間経過

また、MRRにより得られた ΔZ_e をMURと同じ10分平均にしたものとMURにより得られた水平風の風の関係を図7に示す。

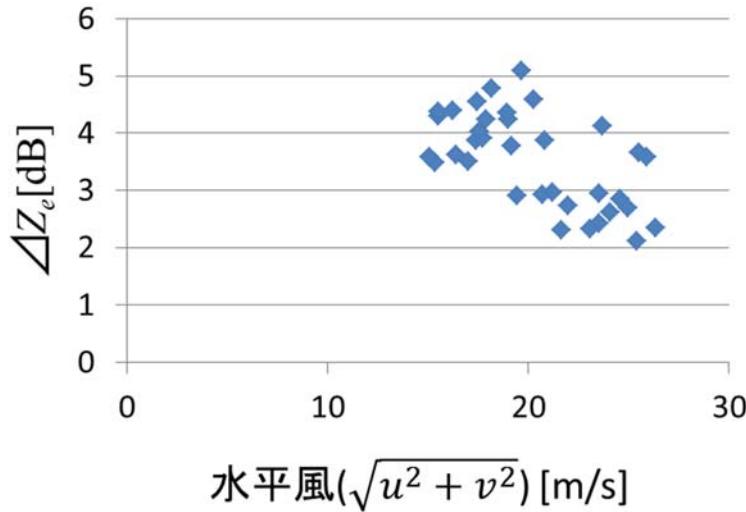


図7 水平風速と ΔZ_e の関係

図7の相関係数は-0.62となり、水平風速が大きくなるほど ΔZ_e は小さくなる傾向が見られた。これは水平風が強いことによる空気の循環で雪の融解熱が流されて融解を促進し、結果的に体積中に存在する融解中の雪片が減ることが原因の一つとして考えられる。

図4の鉛直風で5時以降に強い下降気流が観測されたことからMRRにより観測されたBB直下の平均ドップラ速度の10分平均の時間経過を図8に示す。

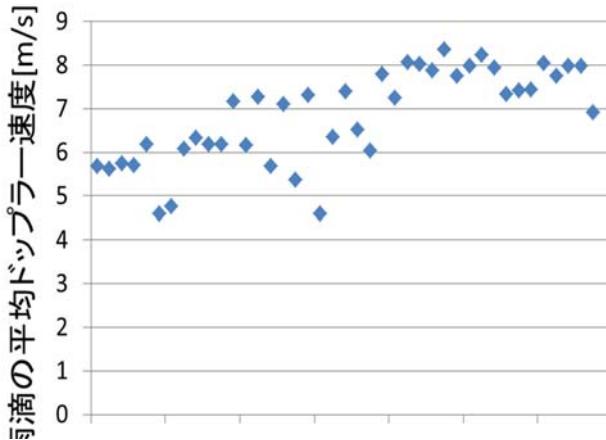


図8 MRRで観測されたBB直下の平均ドップラ速度の時間経過

3~4時で短時間に平均ドップラ速度が大きく変化している理由は、今回用いたBB直下の定義ではまだ完全に融解していなかった事が原因であった。

図から 5 時以降の平均ドップラー速度 7~8m/s となりとても速くなっていることが分かる。これが下降気流の影響であるとすると MRR のような鉛直風を考慮していないドップラーレーダでは DSD の推定にも大きな影響を及ぼすことが予想される。

結論・まとめ

MRR と MUR による観測で上空の水平風が強い時 $\angle Z_e$ は小さくなり、水平風が弱い時 $\angle Z_e$ は大きくなる傾向が見られた。また、水平風が弱くなった時に MUR により強い下降気流が観測され、下降気流が観測されている間 BB 直下の平均ドップラー速度は 7~8m/s となり下降気流が観測されない場合と比べて大きくなる傾向が見られた。これが下降気流の影響であるなら ドップラーレーダによる DSD 推定に大きな影響を及ぼすため BB の研究には上空の風を考慮する必要があることが分かる。

課題・今後

現在は観測データベースの値を用いているため実際にスペクトルを見て風が生じているか確かめる必要がある。また、今回のデータは一例でありデータをさらに増やす必要がある。BB は風の影響を受けることが示唆されたので今後 MUR と MRR を用いて鉛直風を考慮して MRR での過大評価を校正し、実際に $\angle Z_e$ が大きい時と小さい時で DSD がどうなるかを調べる。

参考文献

- [1] A. Huggel, W. Schmid, and A. Waldvogel, 1996: Raindrop Size Distributions and the Radar Bright Band. *J. Appl. Meteor.*, 35, 1688–1701.
- [2] Tomoki KOSHIDA, Shin MIYAZAKI, Daisuke KOMORI, Masahiro KOIKE, Shinjiro KANAE, and Taikan OKI, 2009: Estimation of the vertical profile of precipitation particles under melting condition by combining the observation of 1-D Doppler radar and melting calculation model. *水工学論文集* 53.367-372.
- [3] Wim Klaassen, 1988: Radar Observations and Simulation of the Melting Layer of Precipitation. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3741–3753.
- [4] Frederic Fabry and Isztar Zawadzki, 1995: Long-Term Radar Observations of the Melting Layer of Precipitation and Their Interpretation. *J. Atmos. Sci.*, 52, 838–851.

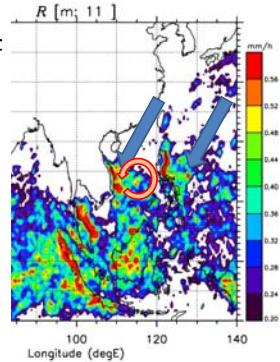
2012年12月のコールドサージに伴うフィリピン海での大気海洋相互作用

荻野慎也(JAMSTEC・神大)・伍培明・服部美紀・遠藤伸彦・久保田尚之・井上知栄(JAMSTEC)・松本淳(JAMSTEC・首都大)

1. 背景と目的
2. 観測・データ
3. 結果
 - i. 総観場
 - ii. ゾンデ観測結果
 - iii. 海洋からの熱輸送
- 4.まとめ

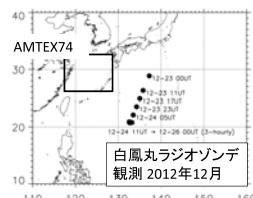
背景

- 冬期シベリア高気圧からの寒気吹き出し → コールドサージとして南下しインドシナ半島やフィリピンなど東南アジア域に達し、そこで強い降水をもたらすことがある。
- メカニズム
 - コールドサージと地形との相互作用
 - 西進渦擾乱との相互作用
 - 洋上での気団変質
- インドシナ東岸ではコールドサージと西進擾乱による強い水蒸気収束の重要性が指摘されている(ref. Wu et al., 2011, Chen et al., 2012)。



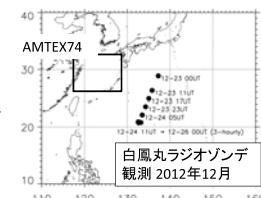
背景

- 洋上での気団変質の現地観測は少ない。
- 今回我々は2012年12月下旬の寒波をフィリピン沖の洋上で捉えることに成功した。
 - コールドサージに伴うフィリピンでの降水のケーススタディー
 - フィリピン沖での気団変質の実態
- AMTEX'74: 気団変質の観測的研究。東シナ海周辺。大陸から吹き出した直後の気団変質。
- 本研究は、東シナ海通過後の気団がどのように変質するかを調べるものと位置づけられる。



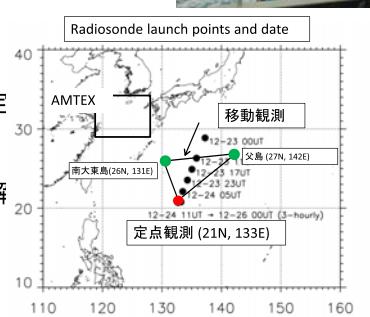
目的

- コールドサージに伴う沿岸降水のケーススタディー
- 沿岸部から離れた場所での大気海洋相互作用の定量化。AMTEX'74による東シナ海の結果との比較。
- フィリピン沿岸部での降水活動におけるコールドサージの役割の議論



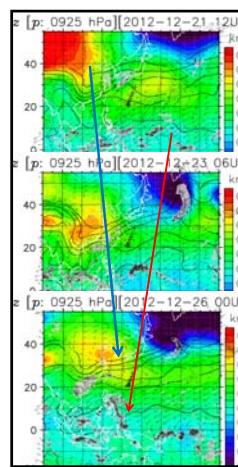
観測・データ

- KH-12-6 Leg1
- 12/24 12UT～26 00UT 3時間間隔定点観測
- 南大東島、父島と合わせて熱収支解析
- NCEP Reanalysis2
- TRMM 3B42



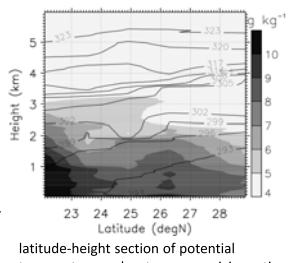
総観場の変動

- 高気圧の張り出し → 東進 → フィリピン海コールドサージ (c.f. 南シナ海コールドサージ)
- 赤道域では渦擾乱が西進 (~5度N)
- 両者が関わっているフィリピン沿岸降水
- インドシナ半島東岸豪雨メカニズムと同様(ref. Wu et al., 2011, Chen et al., 2012).



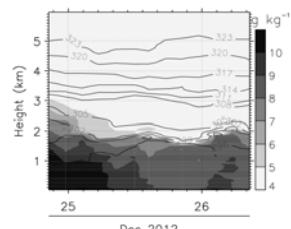
ラジオゾンデ観測結果(移動観測)

- 下層(地表～およそ2km)に寒気が流入していることが捉えられている。
- 寒気の上端(高度2km付近)には安定層が形成されている。
- この高度領域では南ほど高温で高湿度である。これが、海洋との熱、水のやり取りの結果と解釈できるか、周辺のラジオゾンデ観測データや衛星データを用いた熱収支解析などを通して今後検討したい。



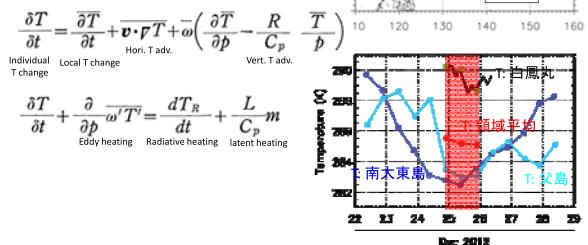
ラジオゾンデ観測結果(定点観測)

- 25日後半から26日にかけては高度2kmの安定層がシャープになり、その下の層では温位、水蒸気混合比ともに一様なプロファイルを示している。
- これまで報告されている寒気吹き出し時のよくかぎ混ざった混合層と矛盾しない構造である。
- 24日から25日にかけては、そのような典型的な混合層構造への遷移が3時間間隔という高時間分解能で捉えられており、その遷移の際に起こる物理過程を今後明らかにしたい。

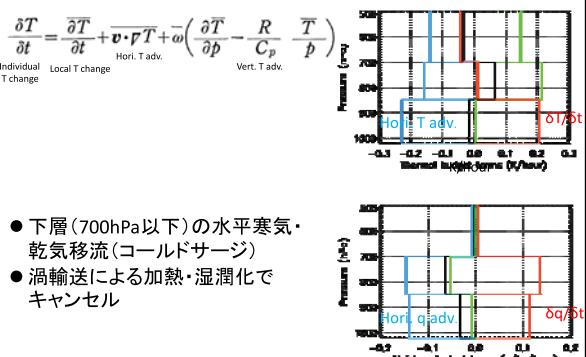


熱収支解析

- 方法: Ninomiya 1975(JMSJ)と同じ。
- 白鳳丸、南大東島、父島



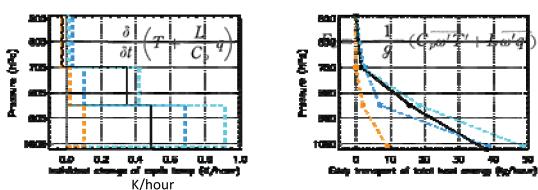
熱収支解析の結果



- 下層(700hPa以下)の水平寒気・乾気移流(コールドサーチ)
- 渦輸送による加熱・湿潤化でキャンセル

Equivalent Temperature (熱+水) 渦輸送フラックスとその収束

- 海面から大気への渦輸送フラックスはAMTEX'74よりも小さいが同程度。
- 海面～850 hPaの渦輸送フラックス収束は半分～2/3
- 850 hPa 面を通ってさらに上空へ抜ける輸送量は同程度。抜ける割合はAMTEX'74よりも大きい。 \rightarrow 850 hPa 安定層が弱いため？



議論: コールドサーチの役割

- 寒気・乾気を赤道向きに輸送 \rightarrow 対流活動を抑制する働き
- 海洋からのエネルギー輸送で補償 \rightarrow 気団変質、ローカルな気温・水蒸気を変えない \rightarrow 対流不安定性を変えない
- 力学効果・西進擾乱とのカップリング \rightarrow 対流活動を活発化

まとめ

- ・コールドサージに伴う海洋から大気への熱輸送を2012年12月フィリピン海白鳳丸ラジオゾンデ観測により捉えた。
- ・コールドサージと赤道域西進擾乱とのカップリング→フィリピン東海岸域での降水。インドシナ半島域と同じメカニズム。
- ・過去の東シナ海観測AMTEX'74との比較
 - 強い寒気・乾気移流→海面からの熱・水蒸気輸送で補償→気団変質。定性的にAMTEX'74と同じ
 - 热輸送: AMTEX'74の半分程度
 - 水輸送: AMTEX'74と同程度
 - 鉛直により高高度まで輸送
- ・コールドサージの役割に関する議論
 - 寒気・乾気輸送→対流を抑制
 - 海洋からのエネルギー輸送で補償
 - 力学効果・西進擾乱とのカップリング→対流活動を活発化

謝辞

- ・白鳳丸KH-12-6航海におけるラジオゾンデ観測の実施にあたり、白鳳丸乗組員各位、主席研究者川幡穂高氏(東京大学大気海洋研究所)、亀尾桂氏(東京大学大気海洋研究室)および畠山映氏(マリンワークジャパン)のご支援を頂いたことに感謝致します。
- ・また、佐藤薰氏(東京大学大学院理学系研究科)および平沢尚彦氏、富川喜弘氏(国立極地研究所)には放球装置を貸与下さったことに感謝致します。

熱帯対流圏界面領域にみられる赤道ケルビン波の経年変動

*鈴木順子¹、藤原正智²、西憲敬³、米山邦夫¹
(1:JAMSTEC・DCOP、2:北大院・環境、3:福岡大・理)

1. はじめに

西半球の上部対流圏にみられる赤道ケルビン波は、インドネシアから西部太平洋の対流活動を主な励起源として発生し、強い背景西風中を伝播する(Suzuki et al., 2010)。この励起源と背景風は、ENSO やウォーカー循環の経年変動にともない変化する。Flannaghan and Fueglistaler (2012) は、上部対流圏から対流圏界面における赤道ケルビン波の通過領域がエルニーニョ期とラニーニャ期で異なること、その通過領域の変動性は主に背景風の状況によること、さらに励起源となる対流活動による影響は少ないことを示した。また Yang and Hoskins (2012) は、中央・東太平洋上の赤道ケルビン波は、エルニーニョ期に活動性が強まることを示した。しかし、これら赤道ケルビン波の経年変動性に関する先行研究は、いずれもエルニーニョ・ラニーニャ時の平均的な描像は記述しているものの、ENSO の位相ピーク前後で徐々に変わる背景風にしたがい、赤道ケルビン波の通過領域がどのように変動するかは依然として不明のままである。またこれら先行研究では、ENSO の指標として SST をもちいているため、赤道ケルビン波の活動性に最も影響をあたえる背景風との関係を直接的に示してはいない。今回、赤道ケルビン波の背景風への影響を調べるため、経年変動性を示す指標について背景風をもちいて作成した。赤道ケルビン波の主な励起源である西部太平洋に近く、東西風の経年変動性が最も大きい、西半球に注目して解析した結果を報告する。

2. データと解析手法

1957 年から 2002 年について、ECMWF 客観再解析データ(EAR-40)の東西風および温度場のデータをもちいた。また、対流活動の指標として、1979 年から 2002 年について、NOAA の OLR データをもちいた。時空間スペクトルにもとづいたフィルタで抽出した赤道ケルビン波の東風成分に注目し、閾値が超えた波を解析にもちいた。背景東西風が赤道ケルビン波へ与える影響を調べるために、中央～東太平洋上(150° W～ 90° W) 200hPa の東西風の月平均からの偏差を指標(ZWI: Zonal Wind Index)として作成した。

3. 解析結果

ZWI と Nino 3.4 SST のラグ相関係数は -0.77 (SST が 2 ヶ月先行) であった。平年より西風が強い時期 (ZWI+) と弱い時期 (ZWI-) として 9 例ずつ選んだ事例は、北半球の冬季に集中していた。一部を除き、ZWI+はラニーニャ期、ZWI-はエルニーニョ期に発

生していた。図 1 は、ZWI+期と ZWI-期のピーク月における背景東西風の状況を描いたものである。ZWI+期(ラニーニャに対応)には、西半球の西風は強まり、西風は最大 20 m/s 以上となる。いっぽう ZWI-期には、全体的に風は弱まる。

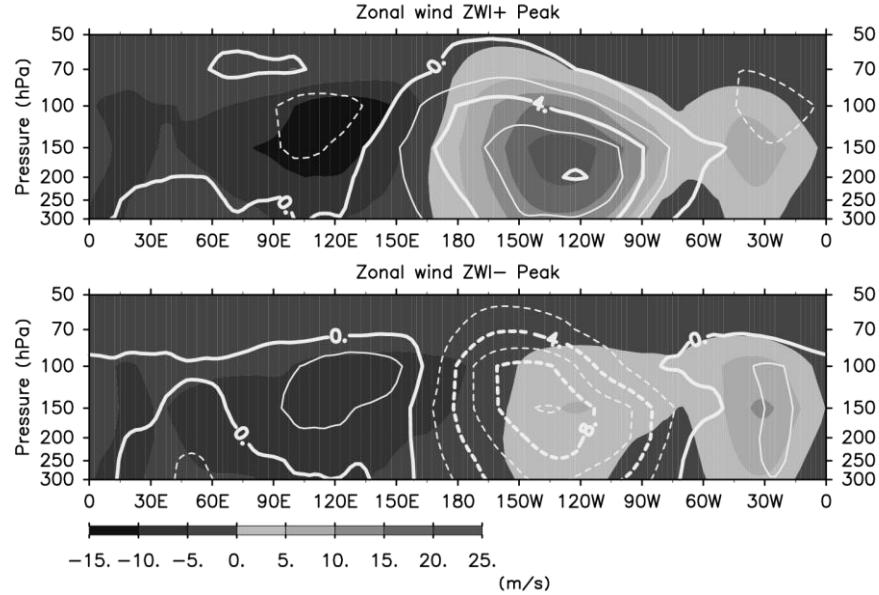


図 1: ZWI+ピーク月(上)と ZWI-ピーク月(下)における背景東西風の経度・高度断面図。陰影部は平均値、等值線は気候値からの偏差を示す。等値線間隔は 2 m/s ごと。

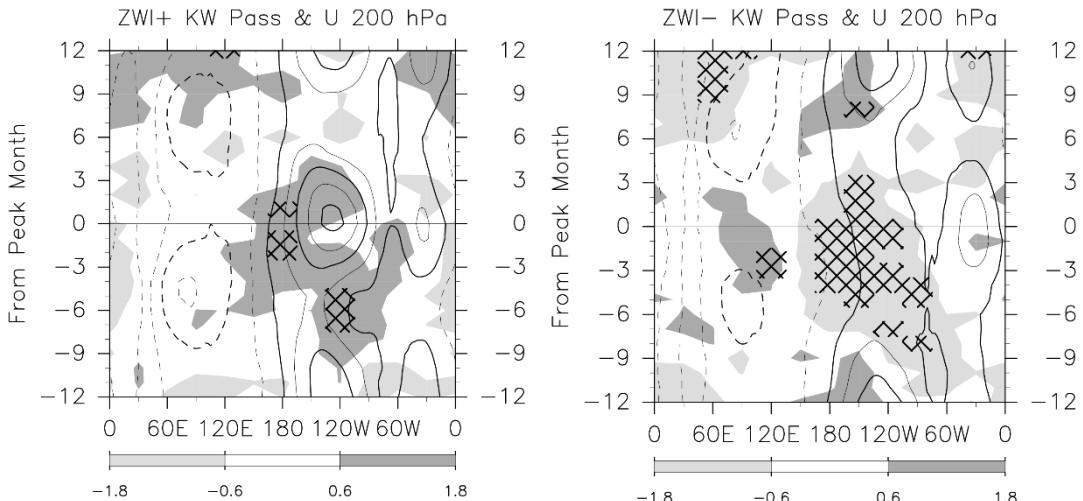


図 2: ZWI+期(左)と ZWI-期(右)の赤道ケルビン波の 200 hPa における通過数の偏差(陰影部)と背景東西風の偏差(等值線)の相対月・経度断面図。ハッチは、有意水準 0.1 を満たす(90%以上の)領域。等値線間隔は 5 m/s ごと。

図 2 は、200 hPa における赤道ケルビン波の通過数(各地点を通過した波のうち、振幅が閾値を超えた波の数で定義)の偏差と、背景東西風の時間経度分布を描いたものである。ここでは ZWI がピークとなる月を基準(図中 0 month)とした。ZWI+期には、200 hPa における赤道ケルビン波は増加した。西半球で顕著であり、とくに背景風最大

となる時期・領域の西側で増加がみられた。この時期、西部太平洋上の対流活動は活発化していることから、波は多く励起され、200 hPaに到達するものが増えたと考えられる。いっぽう ZWI-期には、西半球の赤道ケルビン波は 200 hPa では減少している。

図 3 は、ZWI+期における-3～+3 month 時の赤道ケルビン波の通過数について描いたものである。-3 month 時には、西風強風域(180～60° W)の下層 300～200hPa で赤道ケルビン波の増加がみられ、また、60° W 付近の西風の弱い領域では上層へ伝播する波は増加する。しかし、-1, +1 month で西風が強まると上層伝播する波の増加はみられなくなる。つまり、200～100 hPa(上部対流圏～対流圏界面領域)の背景風は赤道ケルビン波の障壁としてはたらくことが分かる。ZWI-期には、全体的に背景風が弱まり、赤道ケルビン波の通過領域も熱帯域全体に広がっている。また 100 hPa では増加している(図なし)。

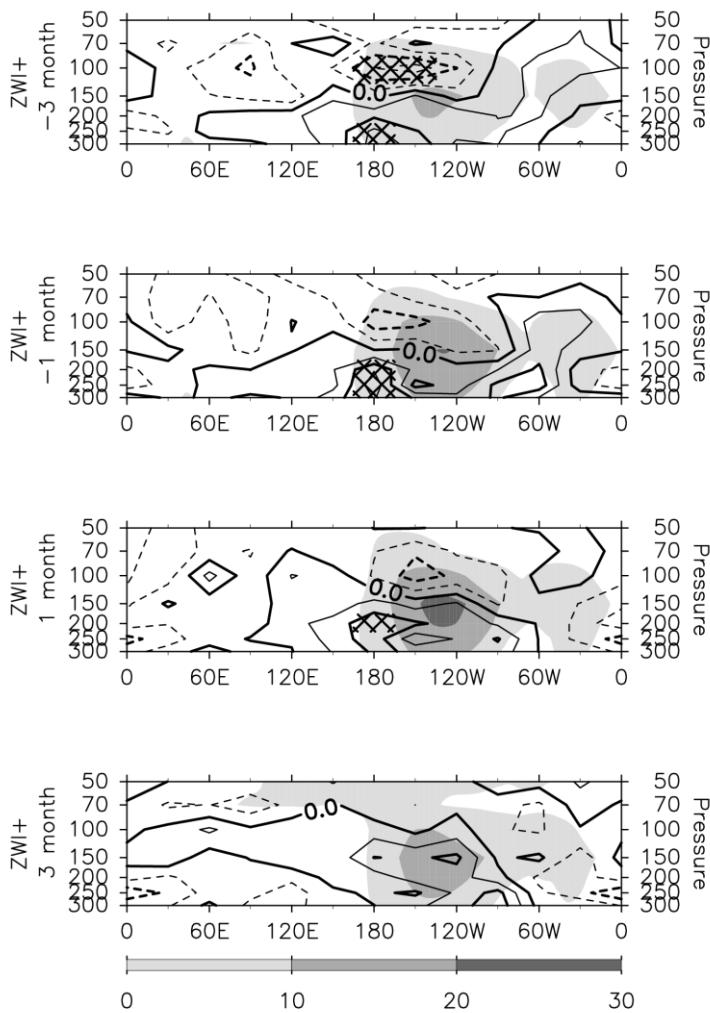


図 3: ZWI+時における赤道ケルビン波の通過数偏差と背景東西風の高さ・経度分布図。等値線は通過数偏差、等値線間隔は 0.3 ごと。ハッチは、有意水準 0.1 を満たす(90%以上の)領域。陰影部は背景東西風。

図4は、200～70 hPaの東西風における波数・周波数分布を示している。200 hPaではZWI+期のほうが赤道ケルビン波領域(波数1～10、周期4～23日、等価深度8～240 m)のピークは多く見られる。しかしその上層100、70 hPaでは、ZWI-期のほうが赤道ケルビン波領域のピークは明瞭である。100、70 hPaの等価深度70 mの線付近の領域に注目すると、ZWI+期ではピーク値が70 m線上付近にみられるが、ZWI-期にはスペクトルピークは70 mよりも等価深度の小さい(位相速度の遅い)領域に分布している。なお、等価深度70 mは、位相速度26 m/sに対応する。つまりZWI+期には、西半球の上部対流圏～対流圏界面領域における強い背景西風(図1)の中を通過する際、等価深度の小さい(位相速度の遅い)波は上方伝播するのを背景風により妨げられたことを示唆する。

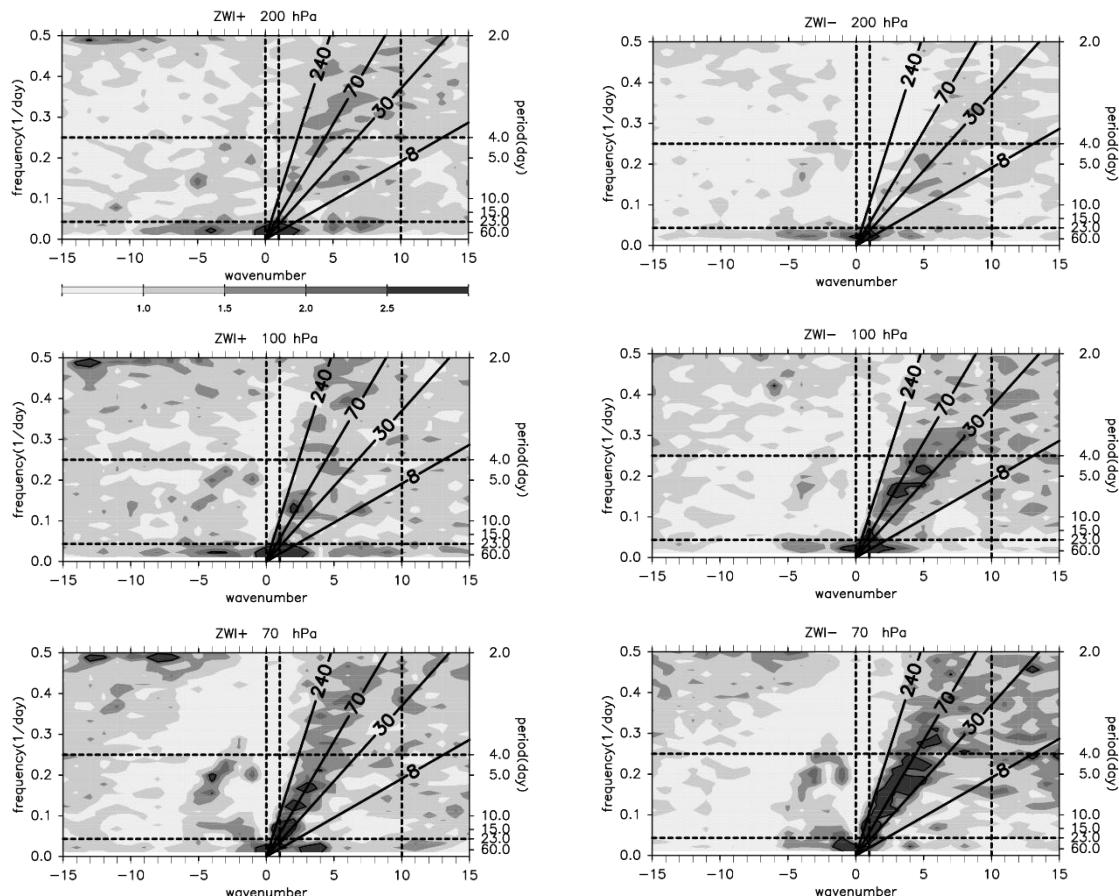


図4: 赤道対称成分の波数・周波数スペクトル。各高度の全成分(対称成分+反対称成分)の値で正規化してある。左はZWI+期、右ZWI-期のいずれも-1～+1 monthの平均値を示す。上から、200、100、70 hPaの各高度を示す。赤道ケルビン波は(波数1～10、周期4～23日、等価深度8～240 m)の領域。

4. まとめ

背景東西風の強度に注目して指標を作成し、赤道ケルビン波が通過する領域について、とくに西半球に注目して解析をおこなった。西半球の西風が強化する時期、200 hPa では西風強風域の西側で赤道ケルビン波は増加する。さらに、上層への伝播経路を調査すると、背景西風の弱い 60° W 付近を通過する波が増えることがわかった。しかし、背景西風が強まるにしたがい、上部対流圏～対流圏界面領域で波は捕捉されていた。さらに、対流圏界面領域 100 hPa と下部成層圏 70 hPa に伝播した波を調べると、等価深度 70 m 以上の位相速度の速い波が残っていた。つまり、上部対流圏～対流圏界面領域の強い西風は、赤道ケルビン波の上方伝播にとって障壁としてはたらくことが分かった。

スマトラ島 Pre-YMC2015 集中観測計画について

森 修一¹, 勝俣昌己¹, 米山邦夫¹, Fadli Syamsudin²
1 JAMSTEC 2 BPPT

1. Years of the Maritime Continent (YMC)

インドネシアを中心とする東部インド洋から西部太平洋にかけての海と陸(島)が混在する「海大陸」域の気象・気候現象に対する理解を深め、さらには海大陸気候が日本を含む中・高緯度や全球の気象や気候変動に与える影響を探るため、2017年夏から2019年夏までの2年間に及ぶ国際キャンペーンYears of the Maritime Continent (YMC)が計画されている(図1)。海大陸域において変動が顕著な、日変化対流、MJO、モンスーン、インド洋ダイポール、インドネシア通過流などの現象を主な観測対象として表層海洋から対流圏、成層圏に至るまで観測し、データ解析とともに数値モデルを用いて特徴を明らかにし、さらには中・高緯度への影響も調べる計画である。具体的には、現地海大陸周辺国が実施しているルーチン観測や人工衛星や係留系網など長期モニタリングシステムの活用に加え、各現象に適した観測を国際共同により集中的に行う予定である。現在、日本豪仏が中心になり実行に関する議論を進めるとともに、特にインドネシア現地機関の関係する主要官庁を巻き込み国際的な調整が開始されたところであり、2015年9月末時点で20ヶ国以上の研究者が参加すべく議論に参加している。YMCが対象とする研究範囲は極めて広いが、我々の主要研究テーマは以下の通りである。

- 1) 热帶大気対流現象(日変化、MJO、モンスーン、およびこれらの相互作用)
- 2) インドネシア通過流やIODなど、海洋表層特性および大気-海洋相互作用
- 3) 成層圏-対流圏相互作用
- 4) エアロゾル
- 5) 数値モデルによる予測技術の向上

2. Pre-YMC2015 集中観測の概要

2-1. 背景と目的

YMC本観測に向けたFeasibility Studyとして、JAMSTECでは2015年11-12月にスマトラ島南西沿岸域(Bengkulu)において海洋地球研究船みらい(MR15-04航海)と共にキャンペーン観測を実施予定である。YMCとしての大目標の他、本キャンペーン観測の主たる科学的疑問点は以下の通りである。

- a) スマトラ島南西沿岸豪雨帯の形成過程および維持機構について、特に
 - ①沿岸日変化対流の果たす役割、および
 - ②重力波、重力流(ガストフロント)、スコールライン、バックビルディング、雲微物理(Feeder-Seeder)過程の役割。
- b) 海大陸通過中のMJOなど東進SVCの一時変調に対する西進日変化対流の果たす役割(スケール間相互作用)。
- c) 20世紀最大であった1997-1998年イベントを越える強さと予測されているエルニーニョ現象(および正のインド洋ダイポール現象)が日変化沿岸対流やMJO/ISVおよび沿岸豪雨帯形成に与える影響。

2-2. 期間および主たる観測項目

2015年11月09日～12月25日(ただし、みらい定点観測期間:11月22日～12月17日)

- a) 二重偏波ドップラーレーダー(MPR)観測: 陸上(Xバンド:2地点)および海上(みらいCバンド)
- b) ドップラーレーダー観測: 陸上(BMKG Cバンド)
- c) レーウィンゾンデ観測(3時間毎): 陸上および海上(Vaisala RS92-SGPD)
- d) ビデオゾンデ観測(山口大学): 陸上(25回)および海上(5回)
- e) ディスクロメータ: 陸上および海上(Parsivel2, LPM, MRR2)
- f) 一般地上(海上)気象観測: 陸上(Vaisala MAWS201)および海上(SOJ)
- g) その他海洋表層観測: 海上のみ(TRITON係留ブイ、ADCP、CTD、Underway CTD、Wave Glider等)

2-3. 観測地点

図2に示すように、スマトラ島南西沿岸にあるBengkuluに陸上観測サイトを設け、Selex MPR(観測半径:100km)、Furuno MPR(観測半径:30km)、およびBMKG Cバンドドップラーレーダー(観測半径:120km)による連続観測を行うと共に、レーウィンゾンデ(3時間毎)およびビデオゾンデ観測(25回)を実施する。また、Bengkulu沿岸洋上の定点(距離:約50km)に「みらい」を配し、CバンドMPRによるデュアル観測を行うと共に、陸上観測サイトから放球されるビデオゾンデの追跡観測を行い、みらいMPRに対する船体動揺補正の検証や、各MPRによる降水粒子判別アルゴリズム高度化に資すると共に、GPM衛星DPR観測に対する地上検証(GV)への貢献も計画されている(図3、図4)。



Year of the Maritime Continent (YMC)

is an international framework for international collaboration on field observations and modeling to better understand the role of the Maritime Continent on the global weather-climate continuum. More information on YMC in the about page.



Scientific Background

The Maritime Continent (MC), a unique mixture of land and ocean straddling the equator between 100° - 160°E, is the largest archipelago on Earth. It is known for its complex geographical setting, its marine and land biodiversity, and its rich human history and cultures. Sitting between the Indian and Pacific Oceans and in the mid of their warmest body of water known as the warm pool, the MC plays a unique role in the weather-climate continuum of the region and the world. This white paper briefly summarizes this role and advocates the idea of the "Year of the Maritime Continent".

[More Information](#)

Recent events

| | |
|--------------------|---|
| 23-25 July 2014 | CINDY/DYNAMO MJO Symposium |
| 28 July-1 Aug 2014 | AGOS Meeting |
| 25 Sept 2014 | ASEAN Sub-committee for Met & Geophysics (First formal Announcement to all ASEAN countries) |
| 5 Sept 2014 | Kick-off Meeting in Jakarta, Indonesia Inter-agencies consortium in Indonesia and International relationship |
| 15-19 Dec 2014 | AGU Fall Meeting in San Francisco Session on the Maritime Continent |
| 27-30 Jan 2015 | |

Upcoming events

| | |
|----------------|---|
| 24-27 Nov 2015 | YMC Implementation Plan Workshop, Jakarta Indonesia |
|----------------|---|

図1 Years of the Maritime Continent (YMC) 公式ホームページ (<http://www.bmkg.go.id/ymc/>) 表紙.

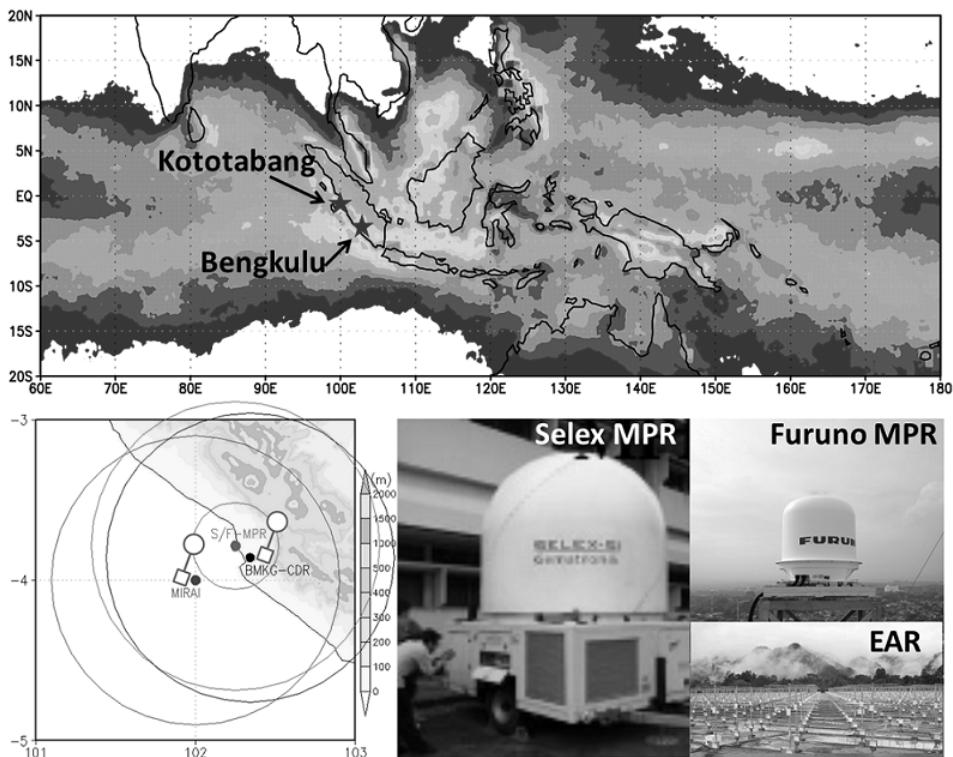


図2 スマトラ島Bengkulu陸上観測サイト(上図), みらい定点観測予定位置および各レーダー配置図および観測範囲(大円:半径100km, 小円:半径30km)(左下図), 各レーダー外観写真(右下図).

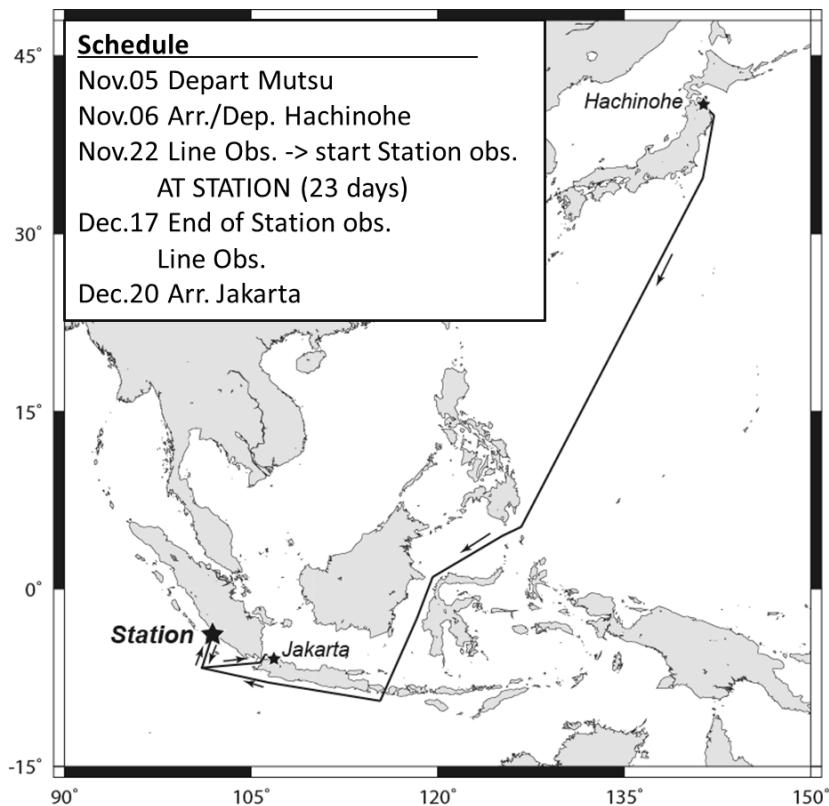


図 3 Pre-YMC2015 における海洋地球研究船みらい(MR15-04 航海)の予定航路および航海スケジュール。

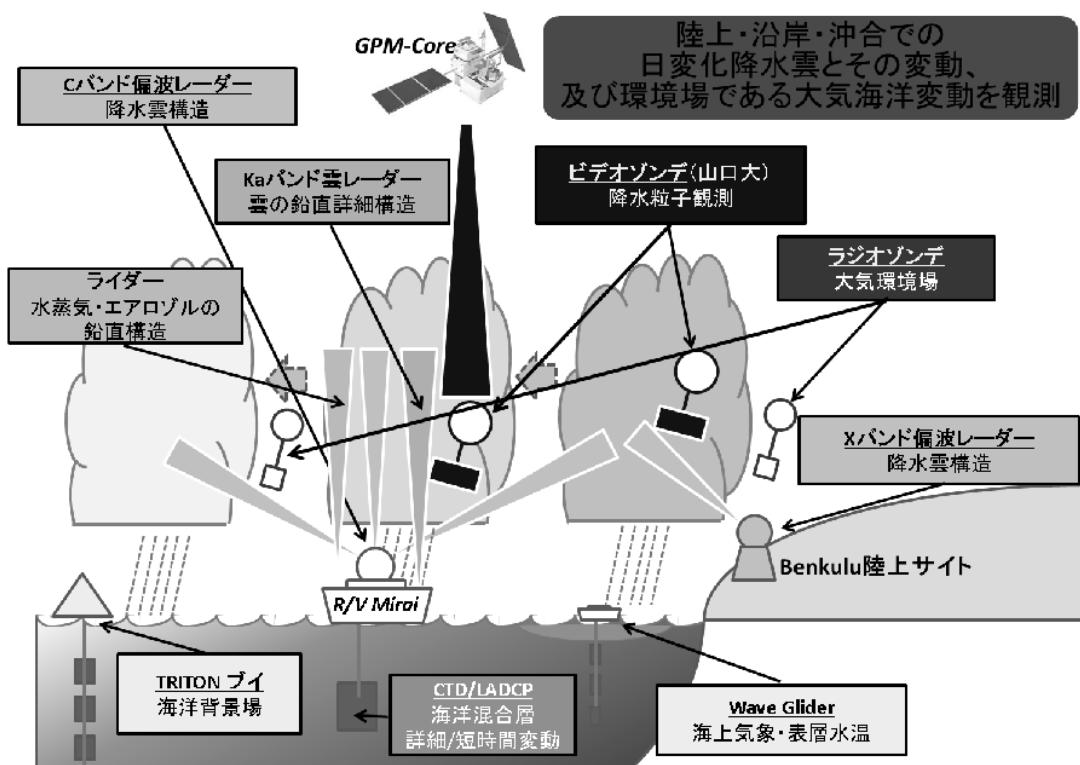


図 4 Pre-YMC2015 観測体制概念図。東インド洋上の海洋地球研究船みらい(MR15-04 航海), およびスマトラ島南西沿岸にあるBengkulu観測点を模式的に示す。

EAR 及び BLR 観測から推定した雨滴粒径分布と降雨減衰係数の変動

島根大学総合理工学研究科

Tengfei Ou・下舞豊志(島根大)・橋口浩之(京大 RISH)

2015年9月10日(木)

1. 背景

降雨減衰の実測データが完璧に揃っているのは稀である、無線通信に対する実際の降雨減衰の影響をより正確に把握するためにも解析データの数を増やす必要がある。

降雨強度の実測データを用いて降雨減衰を推定するのは広く利用されている方法である。これは降雨減衰にダイレクトに影響を与えるのは降雨である。しかし、この推定方法だと降雨の実際のDSDを用いずに仮定したDSDより降雨減衰を推定するため、実際の降雨減衰とは異なる可能性がある。何らかの方法でDSDの情報を得ることが出来れば、正確な降雨減衰を推定することが出来る。

2. 目的

本研究の目的はインドネシアに設置して運営されている赤道大気レーダおよび境界層レーダから観測値を用いて2周波法によるDSDの高度プロファイルから降雨減衰の推定を行ない、降雨減衰の高度分布プロファイルを計算し、雨滴粒径分布から雨滴の変化を考察し、降雨減衰が変動した原因を推測する。

3. 方法

本研究では大気レーダ2周波法を用いて、EAR上空で水平方向に一様な降雨が観測された2004年04月23日23時00分から2004年04月23日23時59分までのDSD鉛直プロファイル推定し、それに基づいて降雨減衰を推定した。この推定法ではより精度の高いDSDが推定することができるので、精度の高い降雨減衰係数を推定することを試みた。これにより詳細な降雨減衰係数の高

度分布プロファイルから雨滴の変化と伴う降雨減衰変化の解析が可能となる。

4. 結果と考察

4.1 大気レーダ 2 周波法による雨滴粒径分布の推定

EAR, BLR 共に天頂方向の観測データを用いて、EAR の大気, BLR の降雨ドップラースペクトルから DSD を推定する。大気運動の影響を受けるため、その補正を行なう必要がある。そこで大気スペクトル及び、降雨スペクトルをそれぞれモデル式で表わし、モデル関数と観測された大気と降雨のスペクトルを非線形最小二乗法で用いてフィッティングさせる。その結果からガンマ関数(式(1))でモデル化した DSD($N(D)$)のパラメータ(m_6 , μ , Λ)を求める。

$$N(D) = \Lambda^{\mu+7} m_6 D^\mu e^{-\Lambda D} \quad (1)$$

ここで m_6 , μ , Λ , D はそれぞれ規格化 6 次モーメント、形状パラメータ、スケールパラメータ、雨滴直径を表わしている¹¹。

4.2 DSD 鉛直プロファイルによる降雨減衰係数の推定

電波の減衰を与える減衰係数 (specific attenuation) を次式に示す。

$$k = 4343 \int \sigma_t(D) N(D) dD \text{ [dB/km]} \quad (2)$$

となる^[3]。求めた DSD を式 (2) に代入し、2004 年 04 月 23 日 23 時 00 分及び 2004 年 04 月 23 日 23 時 59 分の平均降雨減衰係数 k [dB/km], 平均降雨強度 R [mm/h], 平均レーダ反射因子 Z [dBZ] の推定結果を図 1, 及び図 2 に示す。

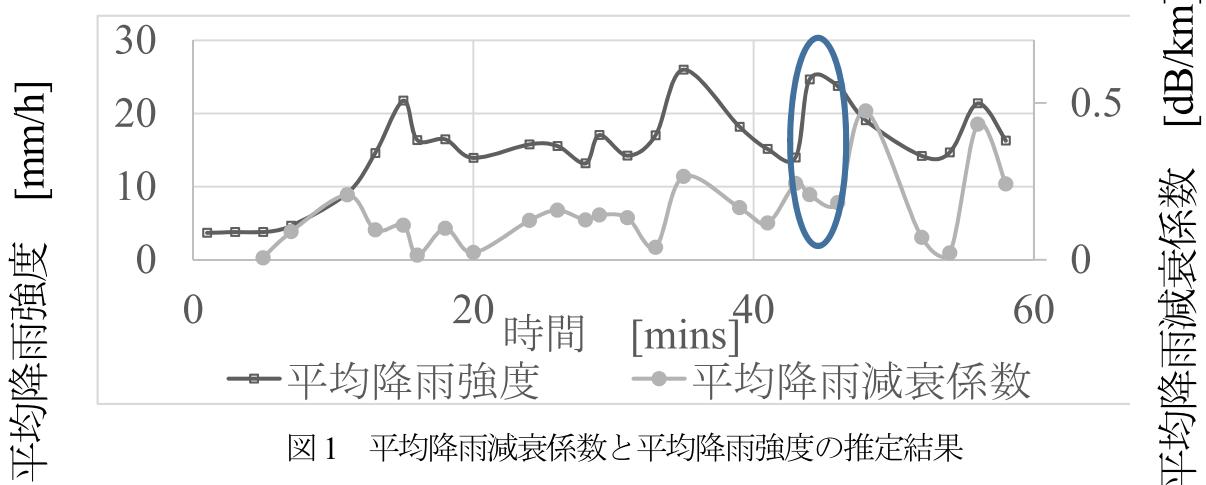


図 1 平均降雨減衰係数と平均降雨強度の推定結果

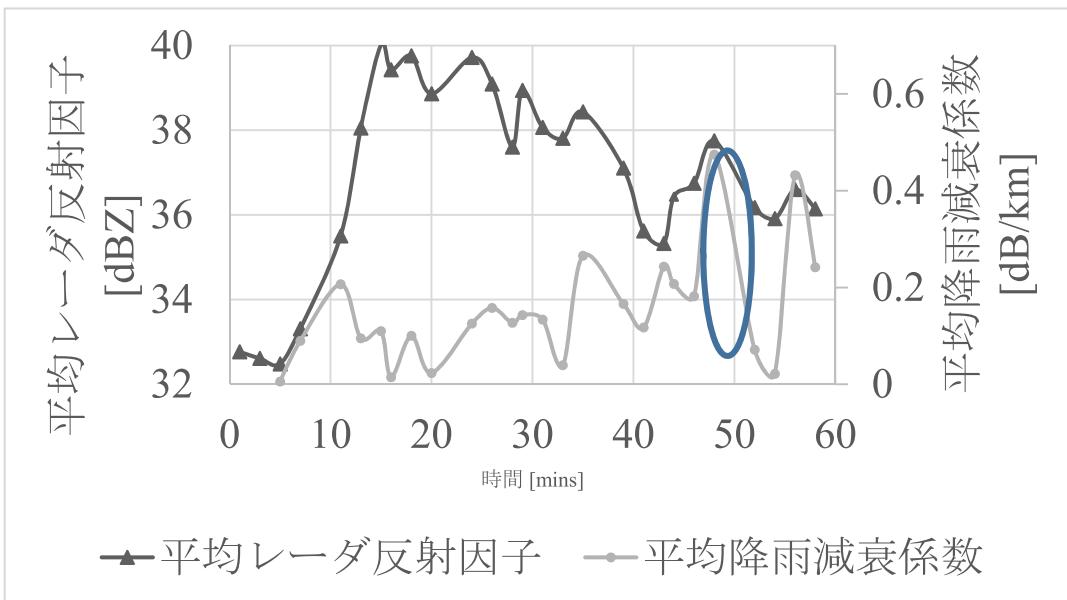


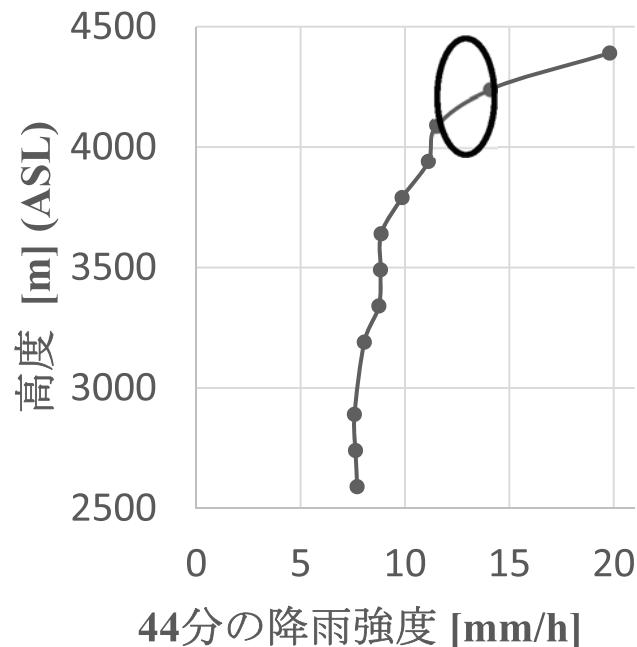
図2 レーダ反射因子と平均降雨減衰係数の推定結果

k は、 R 及び Z とも同様の変化をする傾向がある。しかし、楕円に囲まれている23時43分から23時44分では、 k は Z 、 R と逆の増減していることが見られた。

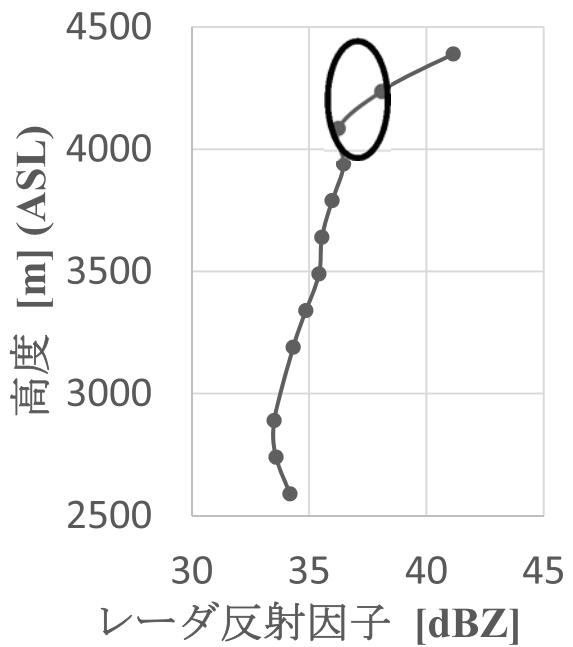
4.3 高度分布プロファイル

23時44分の平均降雨減衰係数 k は Z 、 R と反対の方向に減少した原因を調べるために、23時44分の降雨強度、レーダ反射因子及び係数を調べた。その結果は図3に示す。

a. 23時44分における降雨強度



b. 23時44分におけるレーダ反射因子



c. 23時44分における降雨減衰係数

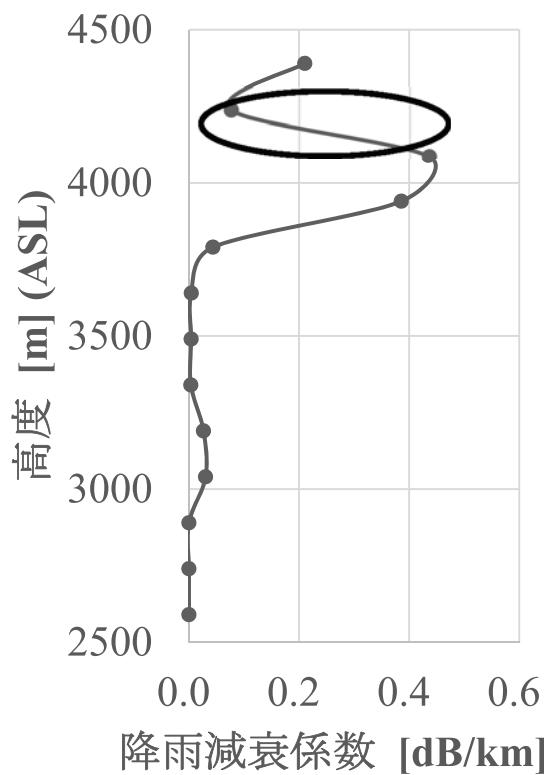


図3 23時44分の高度プロファイル,
aは降雨強度の高度分布プロファイル,
bはレーダ反射因子の高度分布プロファイル,
cは降雨減衰係数の高度分布プロファイル

図3において、楕円に囲まれている4090[m]から4240[m]までは、 k は Z , R と逆の増減していることが見られた。4240[m]について調べた結果を表4に示す。

表4 高度 4090 [m], 4240 [m], 4390 [m]の推定結果

| 高度 [m] | 4090 | 4240 | 4390 |
|----------------|------|------|------|
| 降雨減衰係数 [dB/km] | 0.43 | 0.08 | 0.21 |
| 降雨強度 [mm/h] | 12 | 14 | 20 |
| レーダ反射因子 [dBZ] | 36.2 | 38.1 | 41.2 |

表4において、高度が上がることについて、 Z 及び R は強まるが、 k は4240 [m]のところでは弱まる。

4.4 ΔZ_{MP} の解析

Z_{MP} はマーシャルパルマー (MP) の Z - R 関係^[8]を基準にして、同じ R に対する Z の誤差を dB 偏差で表わしたものである。雨の平均粒径の大小を相対的に表すことができる^[1]。 ΔZ_{MP} を求める式は次式に示す。

$$\Delta Z_{MP} = dBZ(\text{measured}) - 10\log_{10}(200R^{1.6}) \quad (4)$$

となる。4390 [m]の ΔZ_{MP} の計算結果は-2.6[dB]である。4240 [m]の ΔZ_{MP} の推定結果は-3.3 [dB]である。4390 [m]から 4240 [m]の ΔZ_{MP} の値が小さくなったことは、4240 [m]は 4390 [m]より多くの小さい雨滴が存在することを意味する。

4.5 DSD の解析

高度 4390 [m]から 4240 [m]のトータル DSD は表5に示す。

表5 $\log_{10}(N(D))$ の

| 高度 [m] | 4240 | 4390 |
|-----------------------|-------|-------|
| $\log_{10}(N(D))$ の積分 | 47.92 | 58.19 |

表5において、より高いところの雨滴の数は低いところの雨滴の数より少ないことが判明した。これは雨が降下している間に小さな雨滴が蒸発したと考えている。

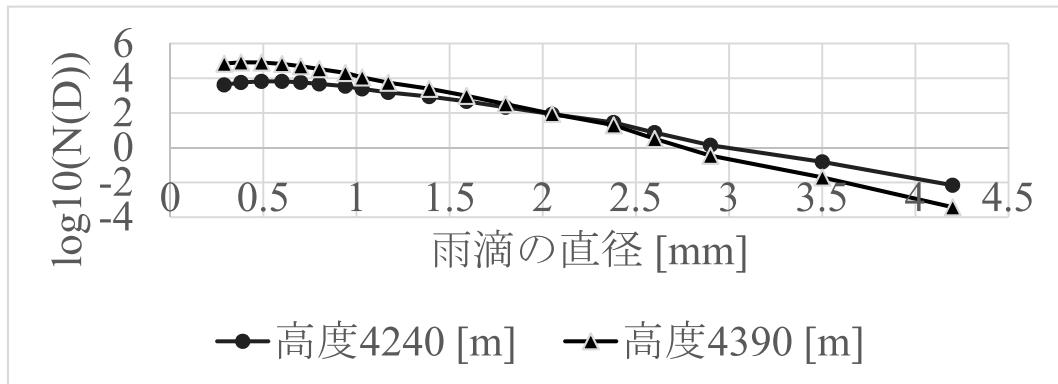


図5 23時44分高度4240[m]のDSD

図5における4240[m]のDSDのパラメータは $\Lambda = 6.0 \text{ [mm}^{-1}]$, $m_6 = 1.87 \times 10^{-3}$, $\mu = 3$ である。4390[m]のDSDのパラメータは $\Lambda = 7.79 \text{ [mm}^{-1}]$, $m_6 = 3.65 \times 10^{-4}$, $\mu = 3$ である。

5. まとめ

23時44分における高度4390[m]から4240[m]の雨滴が分裂する及び蒸発すると考えるのは妥当である。このようなことが起きているため、通信電波の伝搬する経路上の障害物が少なくなり、伝搬しやすくなったと考えて矛盾しない。

参考文献

- [1] 入江浩一：「衛星放送受信による電波の降雨減衰の推定—衛星通信における降雨減衰と地点降雨強度との関係—」，岡山理科大学工学部電子工学科，（1988）
- [2] Toshiaki Kozu, Toyoshi Shimomai, Zainul Aramin, Marzuki, Yoshiaki Shibagaki and Hiroyuki Hashiguchi: “Intraseasonal variation of raindrop size distribution at Koto Tabang, West Sumatra, Indonesia”, Geophys.ResLett., 32, L07803, 32(2005)32, 4 (2005).
- [3] 岡本謙一：「地球環境計測」，Ohmsha, pp.185～186(1999).

赤道域における Ku 帯衛星回線の降雨減衰継続時間と 上空の風速および降水量との関係について

前川泰之・竹本圭吾・田間章宏・柴垣佳明(大阪電気通信大学)

1. はじめに

東南アジアのような多雨地域では 10GHz 以上の周波数を用いる衛星回線の降雨減衰は大きな問題となる。降雨減衰とは、電波伝搬路上に存在する降雨により、電波が吸収及び散乱し、減少する現象である。高い周波数を用いると、電波の波長が雨滴の直径と同程度となり、降雨減衰が発生する。大阪電気通信大学では 2003 年より京都大学生存圏研究所 (RISH、宇治市) の赤道大気レーダー(EAR、インドネシア西スマトラ州)共同利用により、赤道域における Ku 帯衛星通信上下回線 (14/12GHz、スーパーバード C) の降雨減衰測定を行ってきた[1]。本研究では EAR で測定された上空の風速と同観測所に設置されている X 帯気象レーダで測定された降水雲分布を用い、Ku 帯衛星回線の降雨減衰特性をさらに詳しく検討した。また、EAR で測定された上空の風向関係についても検討したので報告する。

2. 解析方法

本研究では、島根大学が EAR に設置して観測している X 帯気象レーダ水平面内エコ一分布図を用い、雨域の大きさと移動方向を求め、雨域の移動距離・速度・降雨減衰継続時間を求めた。これらのデータを乾季においては 2004~2006 年、雨季については 2005~2006 年の期間について月毎あるいは年毎の特徴的な値について検討を行った。

まず各降雨事象について、衛星回線受信レベルデータのグラフから降雨減衰が発生している時間を見つける。続いて MATLAB 上にてその時間帯の EAR による対流圏、成層圏標準観測の風速風向データを解析する。そして X 帯気象レーダのレーダエコー画像と比較し、風向風速データと比較した。MATLAB にて解析するときは次式(1)、(2)を用いる。ここで、 $avel$ 、 $ave2$ 、 $ave3$ は EAR による降雨事象中の東西、南北、鉛直風の平均値である。

$$\theta = 90 - \tan^{-1}(ave2 / avel) \times (180 / \pi) \quad [\text{deg}] \quad (1)$$

$$V = \sqrt{(avel)^2 + (ave2)^2 + (ave3)^2} \quad [\text{m/s}] \quad (2)$$

3. エコー画像による解析結果

図1と図2は 2006 年 1 月 7 日に X 帯気象レーダから得られた高度 2km の CAPPI 図である。観測時刻はそれぞれ 14:48:08–14:54:44 と 15:00:00–15:06:54 である。これらのレーダ画像から、降水雲のコア部分が、EAR 上空を通過する距離は 4.08km、速度は 5.730m/s で角度は -73° (287°)、降水の継続時間は約 15 分となった。一方、衛星回線で測定された降雨減衰と降雨強度を図 3 に示す。同様に 14 時 30 分頃から約 20 分程度降雨減衰が発生していることが分る。

2005年から2006年の間に同様にして求めたレーダエコーの移動距離、速度、およびそれから推定される減衰継続時間を月別、年別に平均した結果を表1、表2に示す。

雨域の移動速度は平均5m/sで、日本での測定例に比べずっと小さく、その結果赤道域では減衰継続時間が長くなる傾向が示される。また、月別平均を見ると、いずれの年も3月と4月は比較的移動速度が遅く、減衰継続時間が長いことが分る。

表3は2006年1月7日の同時間帯にEARで実際に測定された上空の風速と風向であり、降水雲が存在する2-3km付近ではやはり5m/s程度に止まり、風向もほぼ一致することが分る

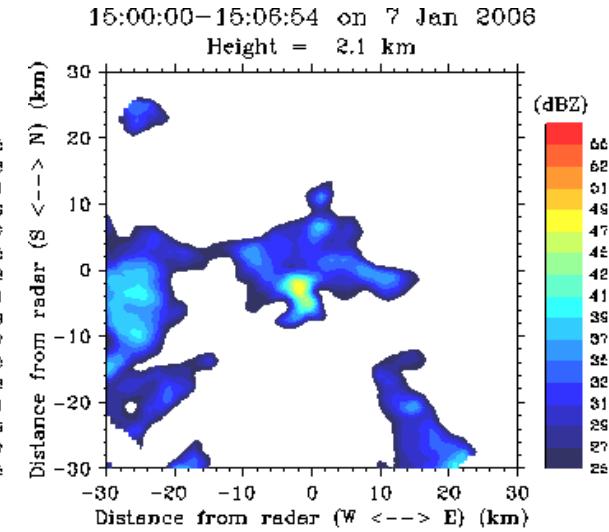
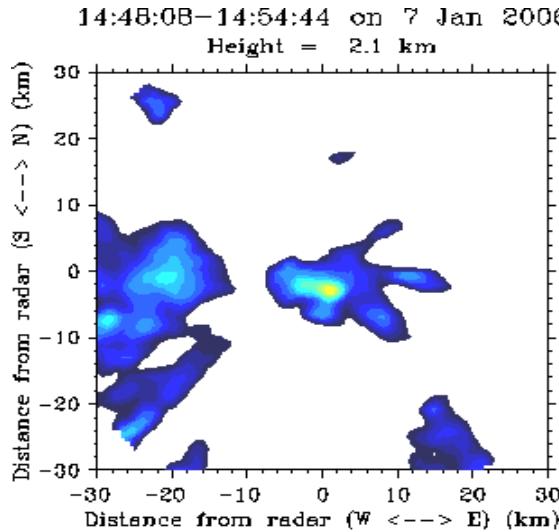


図1. X带気象レーダ画像(14:48:08-14:54:44)

図2. X带気象レーダ画像(15:00:00-15:06:54)

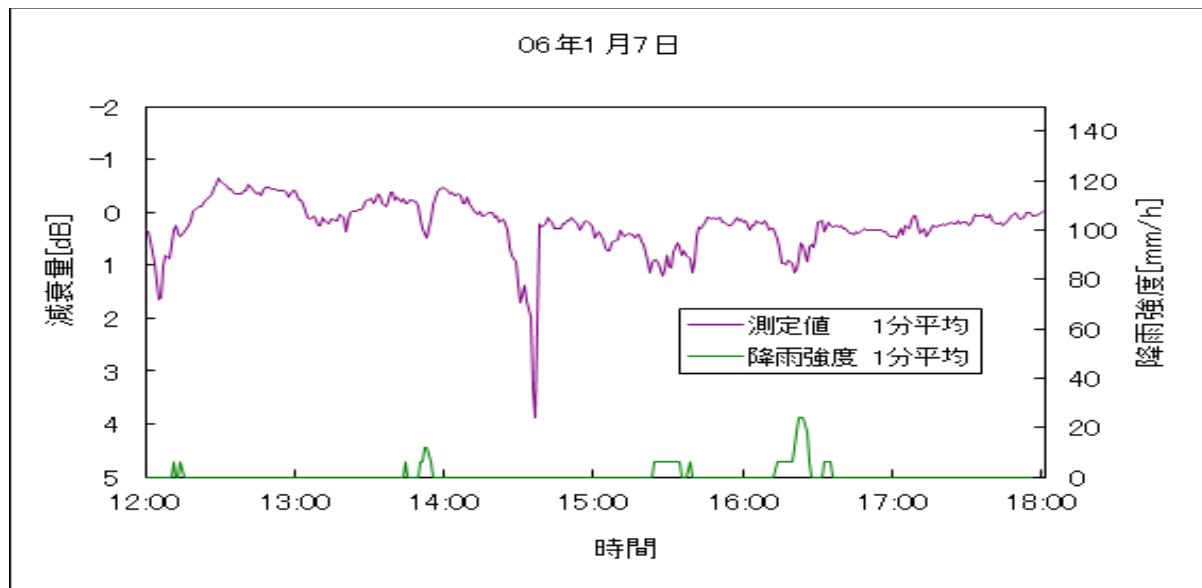


図3. 2006年1月7日の1分間隔降雨減衰量のグラフ

表1. 22005 年における移動距離、速度、減衰時間の平均

| | 距離[km] | 速度[m/s] | 継続時間[分] |
|---------|--------|---------|---------|
| 2月平均 | 1.77 | 3.350 | 30.3 |
| 3月平均 | 2.34 | 4.985 | 52.5 |
| 4月平均 | 1.66 | 3.549 | 53.2 |
| 11月平均 | 2.59 | 5.064 | 30.5 |
| 12月平均 | 2.73 | 5.477 | 30.1 |
| 2005年平均 | 2.22 | 4.485 | 39.3 |

表2. 2006 年における移動距離、速度、減衰時間の平均

| | 距離[km] | 速度[m/s] | 継続時間[分] |
|---------|--------|---------|---------|
| 1月平均 | 4.34 | 6.811 | 18.0 |
| 2月平均 | 5.85 | 12.000 | 27.8 |
| 3月平均 | 1.67 | 3.376 | 118.1 |
| 4月平均 | 1.86 | 3.819 | 39.8 |
| 2006年平均 | 3.08 | 5.578 | 62.3 |

表3. 2006 年 1 月 7 日 EAR 局の高度別の風速と風向

| 高度 | 2-3km | 6-7km | 10-11km |
|---------|----------|----------|----------|
| 風速[m/s] | 5.8297 | 7.1149 | 12.1741 |
| 風向[角度] | 213.0122 | -45.8782 | -70.0413 |

4. EAR における風向解析

次に、2005 年に EAR 局で観測された雨季における高度 2-3km 地点の風向について、降雨強度別に比較を行った。その結果を表 4 に示す。この時、 0° 以上 180° 未満を東、 180° 以上 360° 未満を西としている。これより、50mm/h 未満のデータに関しては、西方向に風が吹いているデータが多数見られたのに対して、50mm/h 以上のデータでは西方向に風が吹いているデータは得られなかった。これは、インドネシア西スマトラ州の位置が関係していると検討を行っている。

表 4. 2005 年の EAR における風向の関係

| 風向 | 50mm/h 未満 | 50mm/h 以上 | 全事象 |
|-------|-----------|-----------|-----|
| 東向き | 25 | 21 | 46 |
| 西向き | 11 | 0 | 11 |
| データなし | 5 | 5 | 10 |
| データ合計 | 41 | 26 | 67 |

5. おわりに

今赤道域では温帯に比べ、雨域移動速度が小さく降雨減衰継続時間が長くなることが、X帯気象レーダ観測とEARによる上空の風速測定によって確かめることが出来た。また、EARによる上空の風向測定によってインドネシアにおける降雨強度と風向の関係について調べることができた。雨季においては、今赤道域では温帯に比べ、雨域移動速度が小さく降雨減衰継続時間が長くなることが、X帯気象レーダ観測とEARによる上空の風速測定によって確かめすることが出来た。また、月別の傾向についても確認することが出来た。これからはこれらのデータを合わせ、1年間のデータを比較し検討を行いさらなる関係性を調べる必要がある。

謝辞

研究にご協力頂いた京都大学生存圏研究所並びに赤道大気レーダーの関係者に感謝致します。また、X帯のレーダデータのご提供を頂いた島根大学の研究グループに感謝致します。

参考文献

- [1] 前川、竹本、田間、柴垣、信学技報、”赤道域における Ku 帯衛星回線の降雨減衰継続時間と雨域通過速度の関係について”、AP2014-29、沖縄産業支援センター、2014.

Spectral parameters estimation in precipitation for 50 MHz band atmospheric radars

Tong Gan¹, Masayuki K. Yamamoto², Hajime Okamoto³, Hiroyuki Hashiguchi¹,
and Mamoru Yamamoto¹

¹Research Institute for Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Kyoto, Japan.

²National Institute of Information and Communications Technology, Tokyo, Japan.

³Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, Fukuoka, Japan.

Summary

50 MHz band atmospheric radars (ARs) can detect clear air echoes and hydrometeor echoes simultaneously. However, in order to calculate spectral parameters (i.e., echo power, Doppler velocity, and spectrum width) of the clear air echo accurately, the clear air echo must be separated from the hydrometeor echo well. In this study, we propose methods (top method and two-echo method) for calculating the spectral parameters in precipitation region. The top method is used when raindrops or solid hydrometeors with small echo intensities exist. The top method sets an echo cut level by using the peak intensity of the clear air echo. The echo cut level is used for separating clear air echoes from hydrometeor echoes. The two-echo method is used when solid hydrometeors with large echo intensities exist. The two-echo method sets the echo cut level by using the local minimum of echo intensity between the clear air echo and the hydrometeor echo. Measurement results obtained by the vertical beam of the middle and upper atmosphere radar (MU radar) during a precipitation event on 26 October 2009 were used for evaluating the performance of the top and two-echo methods. The echo cut levels of the top and two-echo methods were determined from numerical simulation. The measurement results demonstrate that the top and two-echo methods are useful for reducing errors of spectral parameters (see Figure).

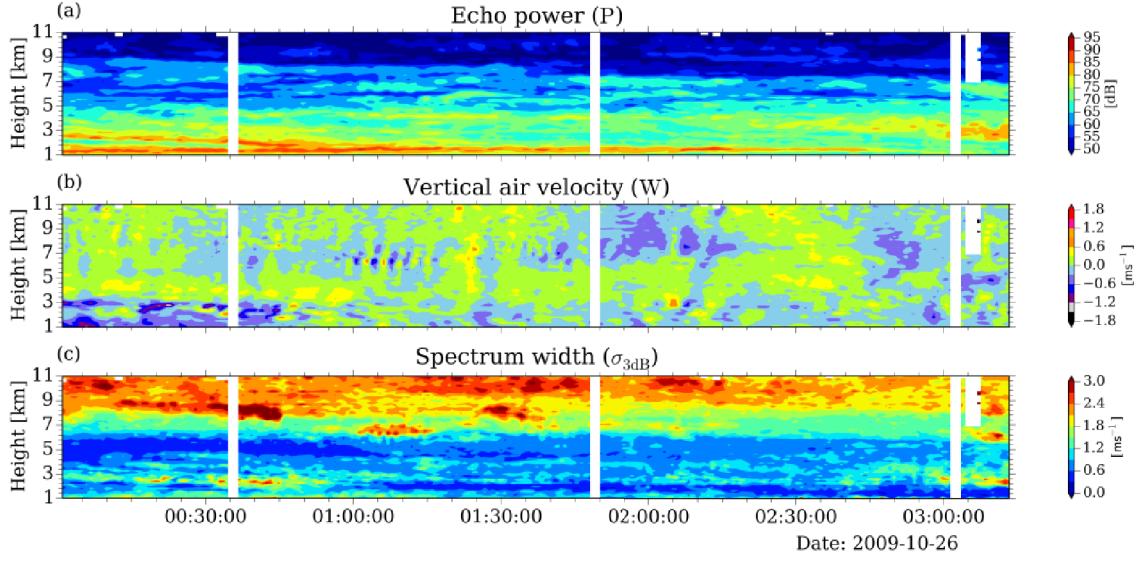


Figure (a)-(c) Time-height plot of echo power, vertical air velocity, and spectrum width processed by using the top and two-echo methods^[1].

References

- [1] Gan, T., M. K. Yamamoto, H. Hashiguchi, H. Okamoto, and M. Yamamoto (2015), Spectral parameters estimation in precipitation for 50 MHz band atmospheric radars, *Radio Sci.*, in press, doi: 10.1002/2014RS005643.
- [2] Gan, T., M. K. Yamamoto, H. Hashiguchi, H. Okamoto, and M. Yamamoto (2014), Error estimation of spectral parameters for high-resolution wind and turbulence measurements by wind profiler radars, *Radio Sci.*, 49, 1214–1231, doi: 10.1002/2013RS005369.

MU レーダー実時間アダプティブクラッター抑圧システムの開発

*万城 孝弘¹ 橋口 浩之¹ 山本 衛¹

¹京都大学生存圈研究所

1 はじめに

大気レーダー観測において、しばしば強いクラッターエコー(山や建物からのエコー)が問題になることがある。そのクラッター抑圧法として NC-DCMP (Norm Constrained-Directionally Constrained Minimum Power)法[2, 3]が提案され、MU レーダー(Middle and Upper atmosphere Radar)による実観測データに適用し、効果があることが実証されている[2]。この処理は、これまでオフラインで実施されていた。そこで本研究では、NC-DCMP 法によるクラッター抑圧処理を MU レーダーのオンライン処理システムとして実装する。これにより、観測データの容量を数十から数百分の 1 程度に削減でき、外部記憶装置などの制約の少ない標準観測を行うことが可能になる。

2 NC-DCMP 法

通信分野などでよく用いられる単純な DCMP(Directionally Constrained Minimum Power)法では、大気エコーの SN 比が良いときにエコーを抑圧し過ぎる結果、アンテナパターンのメインロープを崩してしまうという問題がある。この問題を解決するため、Nishimura et al.[2]により疑似雑音を加えることで、クラッターを抑圧しながらメインロープ形状を維持可能な NC-DCMP 法が提案され、大気レーダー観測に有効であることが示されている。図 1 に DCMP 法、NC-DCMP 法を 2014 年 8 月 18 日 17 時 28 分 50 秒に取得された観測データに対し適用した結果を示す。

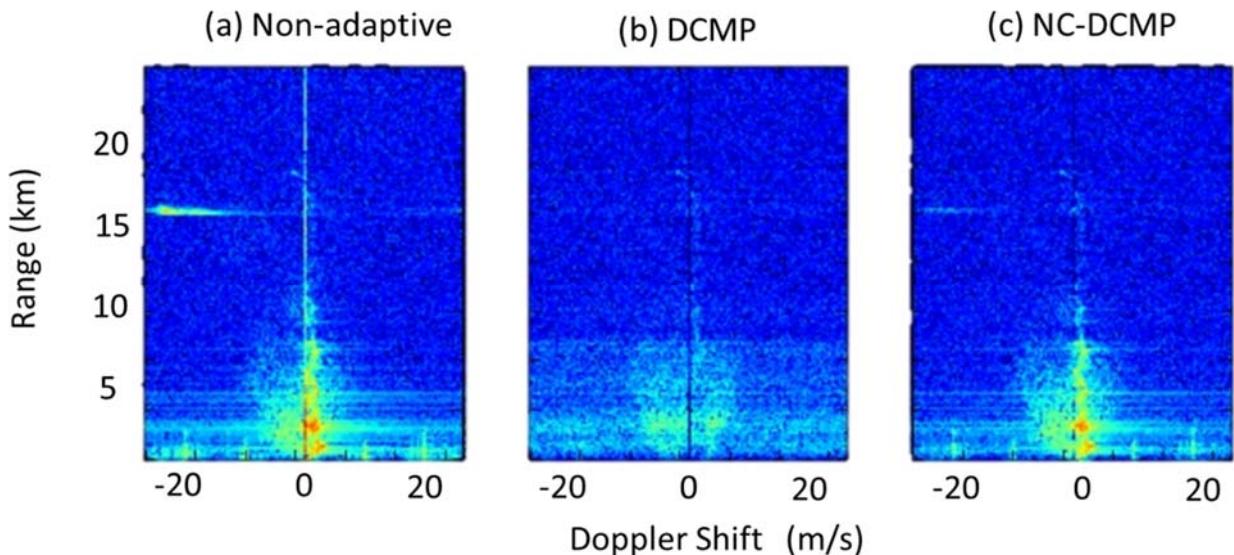


図 1 クラッター抑圧処理を行ったドップラースペクトル
(a) クラッター抑圧処理前、(b) DCMP 法、(c) NC-DCMP 法

NC-DCMP 法では、下記の制約条件付最適化問題を解く。

$$\begin{aligned} \text{minimize} \quad & P = \frac{1}{2} w^H R_{xx} w \\ \text{subject to} \quad & C^T w^* = N \text{ and } |w^H w| \leq \delta N \end{aligned}$$

P は信号電力、 w はウエイトベクトル、 R_{xx} は入力信号の共分散行列、 C は所望信号の方向ベクトル、 N はアレーの数、 δ はノルム拘束値、 H はエルミート演算子、*は複素共役を表す。ノルム拘束値は、下記の式により決定できる。

$$G_{SNR} = \frac{(1 + \alpha \sqrt{\delta N / (N - 1)})^2}{1 + \delta N}$$

G_{SNR} は許容される SN 比の損失、 α は位相回転を表す定数を示す。本稿では G_{SNR} を-1.8 dB と設定し、 $\delta = 0.05$ を用いた。

3 処理時間の検討

MU レーダーの対流圏・成層圏観測モードでは、観測データ(コヒーレント積分後の 128 点時系列データ)が 8 秒に 1 回取得される。そのため、実時間でクラッター抑圧を行うためには全ての信号処理を 1 つの観測データあたり 8 秒以内に行う必要がある。

本稿では、過去の観測データを用い、実際の観測を模して開発を行った。処理方法の工夫により、NC-DCMP 法の処理時間を、C 言語を用いた実際の観測システムと同じ環境において平均 1.2 秒にまで高速化した。

また、Python 2.7 を用いて、同じ信号処理を実装したところ平均 2.8 秒まで高速化できた。現在、観測システムは C 言語により実装されているが、将来的に可読性・移植性の高い Python により書き換えを行っても、信号処理の部分においては実時間処理が可能であることが示唆された。

4 ウエイトベクトルの時間依存性の検討

山や建物からのエコーは時間的にあまり変化しないと考えられる。すなわち、所望信号の真の到来方向が変化せず、MU レーダーシステムの位相変化によるビームパターンの変化がないと考えられる時間内では、ウエイトベクトルは再利用できると考えられる。図 2 は 2014 年 8 月 18 日 19 時 9 分 52 秒から 2014 年 8 月 19 日 0 時 34 分 16 秒までの観測データから 70 個を無作為に選出し、ウエイトベクトルを求め、各チャンネルの成分の絶対値と偏角を計算し、描画したものである。

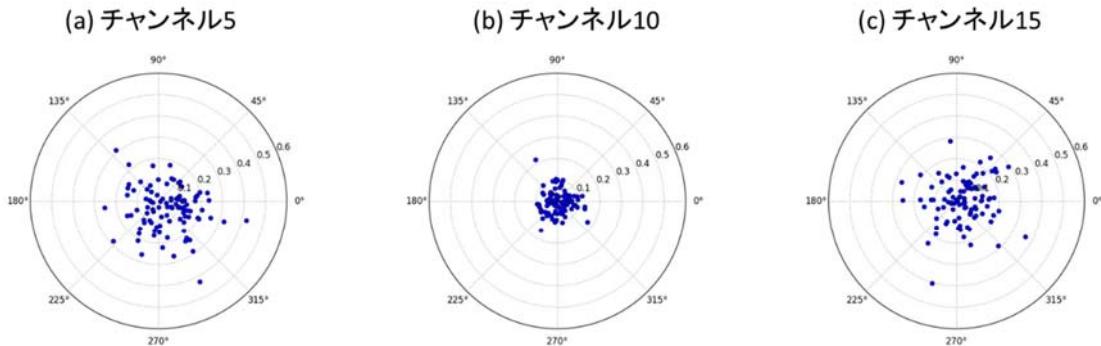


図2 70個のウエイトベクトルの各成分の絶対値と偏角をプロットしたもの
25成分のうち3成分を示した。左からチャンネル5,10,15である。

図2により、ウエイトベクトルの経時変化は比較的大きいことが示唆された。また、(b)チャンネル10のように特定のチャンネルにおいては常にウエイトが小さかった。これは、このチャンネルのサイドローブ特性が悪化し、クラッターエコーを特に強く受信していることなどが原因として考えられる。

上記の70個の観測データを用いて、時刻の若い順に7個の観測データを時間領域において平均した信号からウエイトベクトルを求め、図2と同様に描画し図3が得られた。

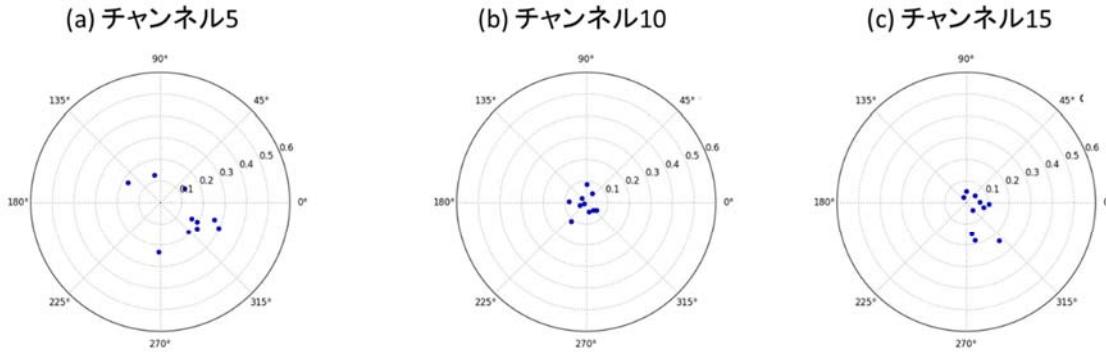


図3 70個のウエイトベクトルの各成分の絶対値と偏角をプロットしたもの
25成分のうち3成分を示した。左からチャンネル5,10,15である。

図2に比べると、偏りが見られるようになった。これにより、長時間平均することでウエイトベクトルが安定性を示すことが示唆された。

5 ウエイトベクトルの再利用

2014年8月18日19時9分52秒から2014年19時10分41秒までに8秒毎に取得された7個の観測データを時間平均したものから計算されるウエイトベクトルを2014年8月18日19時9分52秒の観測データに適用し、2014年8月18日19時9分52秒の観測データから計算されるウエイトベクトルを適用したものと比較を行った。2.2 km付近のスペクトル図を図4に示す。

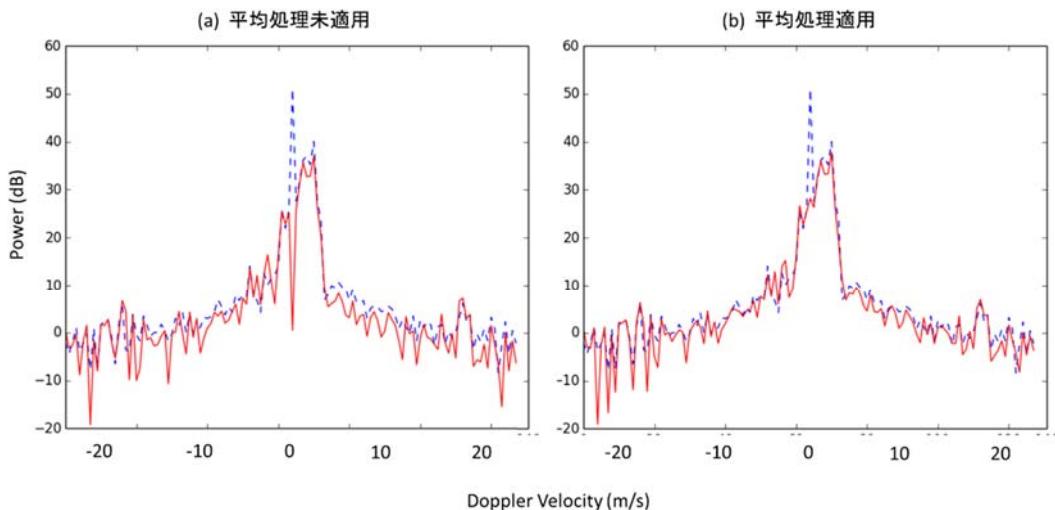


図4 長時間平均をとりウエイトを求めたものとの比較
破線が抑圧前、実線が抑圧後のスペクトルを示す。

図4から、長時間平均を取ることによりSN比の損失が低減されることが示唆される。このことから、長時間平均をとり求めたウエイトベクトルを再利用することにより、SN比の損失を抑え、かつ、信号処理時間を短くできると考えられる。今回用いたデータにおいては、7個の観測データからひとつのウエイトベクトルを計算すれば良いと言える。MUレーダーの標準観測モードではインコヒーレント積分数が7であるので、7個の平均は実時間処理システムに実装するのに適当である。今後、どのような場合においてウエイトベクトルの再利用が可能かどうか検討を行う必要がある。

6 まとめ

NC-DCMP法を実装し、要求される時間内で処理が完了する可能性が高いことを確認した。さらに高速化を図るため、ウエイトベクトルの再利用の可能性について検討する。また、図5に示すとおりNC-DCMP法では飛行機エコーなどのクラッターは除去できない。これらのクラッター除去を行う、さらに高度な信号処理を実時間処理システムに組み込むことを検討する。

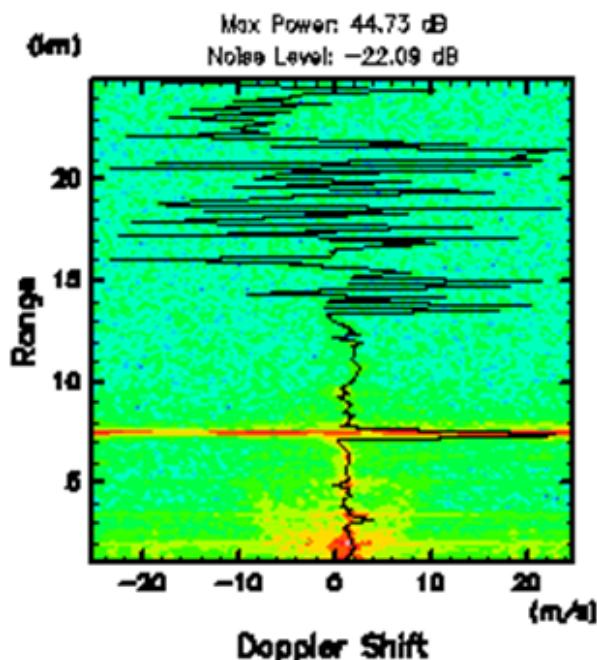


図5. 距離7.5km辺りに飛行機エコーの存在する観測データのNC-DCMP処理後のドップラースペクトル

参考文献

- [1] 菊間信良, アレーアンテナによる適応信号処理, pp.87-114, 1998
- [2] K. Nishimura, T. Nakamura, T. Sato, and K. Sato, "Adaptive Beamforming Technique for Accurate Vertical Wind Measurements with Multichannel MST Radar", Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Volume 29, Issue 12, pp.1769-1775, December 2012
- [3] K. Kamio, K. Nishimura, and T. Sato, "Adaptive sidelobe control for clutter rejection of atmospheric radars.", Electronics and Communications in Japan, Volume 87, Issue 3, pp.11-18, March 2004

関東落雷観測網の構築と今後の課題

山下幸三(サレジオ高専)・高橋幸弘(北大)・濱田純一・松本淳(首都大)

1. 序論

近年、雷雨による水害や落雷による停電といった甚大な社会的被害が国内外において多数報告されている。雷雨被害の原因となる積乱雲の監視法確立は都市機能の維持、人的被害の回避の為に喫緊の研究課題といえる。

積乱雲は、強い上昇気流により地表付近の大量の水蒸気が持ち上げられることで形成される。上空の水蒸気が降雨となる際、雲内に下降気流が生じる。雲内では上下方向の対流により様々な粒子同士がぶつかり合い、電荷分離が生じる。電荷分離で生じた雲内電荷は雷放電として中和される事から、雷活動の詳細観測は、雷活動を生み出す積乱雲内の電荷量に対する定量評価、そして積乱雲発生の原因となる大気の鉛直対流の定量評価に繋がるものとなると考えられる。

既に国内外において、落雷頻度情報を提供する観測網は構築されている。しかし、雷放電には 1 発で平均的な放電の 100 倍以上の電荷を中和するものが存在する。鉛直対流の定量評価を目的とした雷観測を実施する場合では、落雷の頻度に加えて、個々の落雷の放電規模（中和される電荷量）まで推定する必要があると考えられる。

本研究は、ELF 帯 (3kHz 以下) および VLF 帯 (3–30kHz) における電磁界計測に基づき、落雷の空間分布・放電規模分布の導出を検討するものである。ELF・VLF 帯の電磁界は長距離伝搬が可能なため、他の雷観測網に比べ少数観測点で高感度な雷活動監視を可能とする。また、これらの周波数帯の電磁界は非常に単純な伝搬路を形成することから、放電規模の推定に必要不可欠である電流波形の推定が容易であるという特徴がある。

本稿では、関東圏に展開した ELF・VLF 帯電磁界計測網の概要と共に、初期結果として 2015 年 8 月 10 日に取得された同領域における落雷分布を示す。

2. ELF・VLF 帯電磁界計測に基づいた雷観測

本研究にて展開した、ELF 帯・VLF 帯電磁界計測システムに基づく関東圏落雷観測網を図 1 に示す。6 点の観測点において、山梨県甲府市・千葉県大網白里市・群馬県前橋市の観測サイトには北海道大学の研究グループが自作した受信システムを、東京都八王子市、東京都江東区、神奈川県横須賀市には東北電子産業株式会社により製造された受信システムを設置している。本研究では、前者の北海道大学の研究グループにより製作された観測システムの取得データを取り扱う。

観測システムの概要を下記の図 2 に、観測システムの諸元を下記の表 1 にまとめる。観測システムはダイポールアンテナを用いた鉛直電場計測システムと、直交ループアンテナを用いた水平磁場計測システムで構成されている。受信された電場・磁場はプリアンプ・メインアンプで構成される受信回路にて

増幅され、データ記録 PC に入力される。サンプリング周波数は 100kHz である。また、多点観測データの時刻同期のため、各点には GPS 受信機（白山工業株式会社製、型番：LS-20K）を設置している。GPS 受信機により出力される得られる Irig-B タイムコードにより、高精度（誤差 10 マイクロ秒以下）な時刻同期が実現されている。

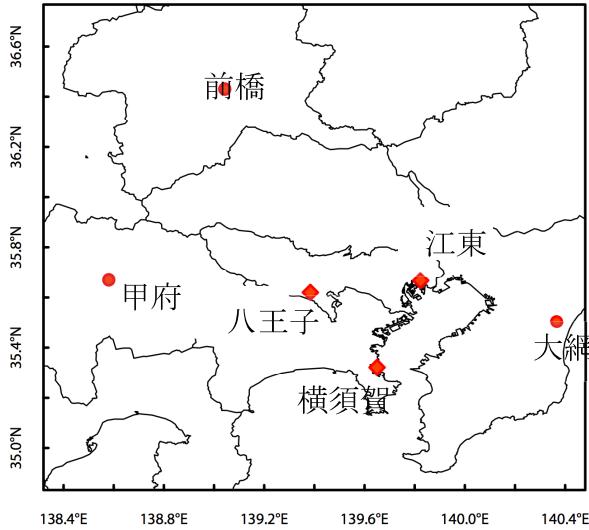


図 1 ELF・VLF 帯電磁界計測に基づいた関東圏落雷観測網

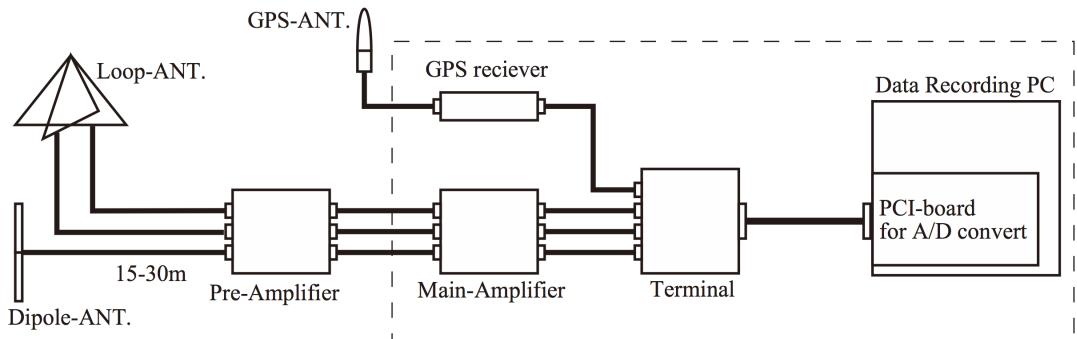


図 2 観測システムの概要

表 1 観測システム諸元

| VLF observation system made by Hokkaido Univ. group | |
|---|--|
| Antenna Type and observation target | Dipole Antenna (To measure vertical electric field.) Orthogonal Loop Antenna (To measure horizontal magnetic field) |
| Observation frequency | 2.0–35 [kHz] for both electric and magnetic fields |
| Accuracy of time | Each observatory is synchronized by GPS receiver. |
| Sampling | 100kHz sampling, 16-bit resolution |
| Data recording system | Desktop PC and external HDD |

2015 年度夏季観測では、記録データの容量低減のため鉛直電場成分と時刻精度保証のための Irig-B タ

イムコードの連続波形のみを記録し、水平磁場成分の記録は省略した。1観測点において1日に蓄積されるデータ量は70GB程度である。

3. 多点VLF帯電界計測による落雷位置の導出

3.1. 到来時間差法を用いた落雷位置の推定

本研究では落雷位置の推定法として到来時間差法を用いる。同手法では、各観測で検出される落雷信号の到来時刻の差により落雷の位置を推定する。解析事例を図3に示す。

各観測点における落雷信号の検出を示した図が図3右図である。上段・中段・下段の波形はそれぞれ前橋市・大網市・甲府市の観測サイトで得られた落雷信号波形である。信号検出の際には1秒毎に標準偏差 σ を計算し、 20σ を超える振幅値をもつパルス波形を落雷信号と見なしている。各観測点における落雷信号の到来時刻に差異が生じていることが見て取れる。

落雷信号の到来時刻の差を参照し、落雷の位置を推定したものが図3左図である。図中の赤線・青線・緑線は、各観測点間における落雷信号の到来時刻の差を生み出す地点の集合である。3本の線の交点が落雷位置として導出される。

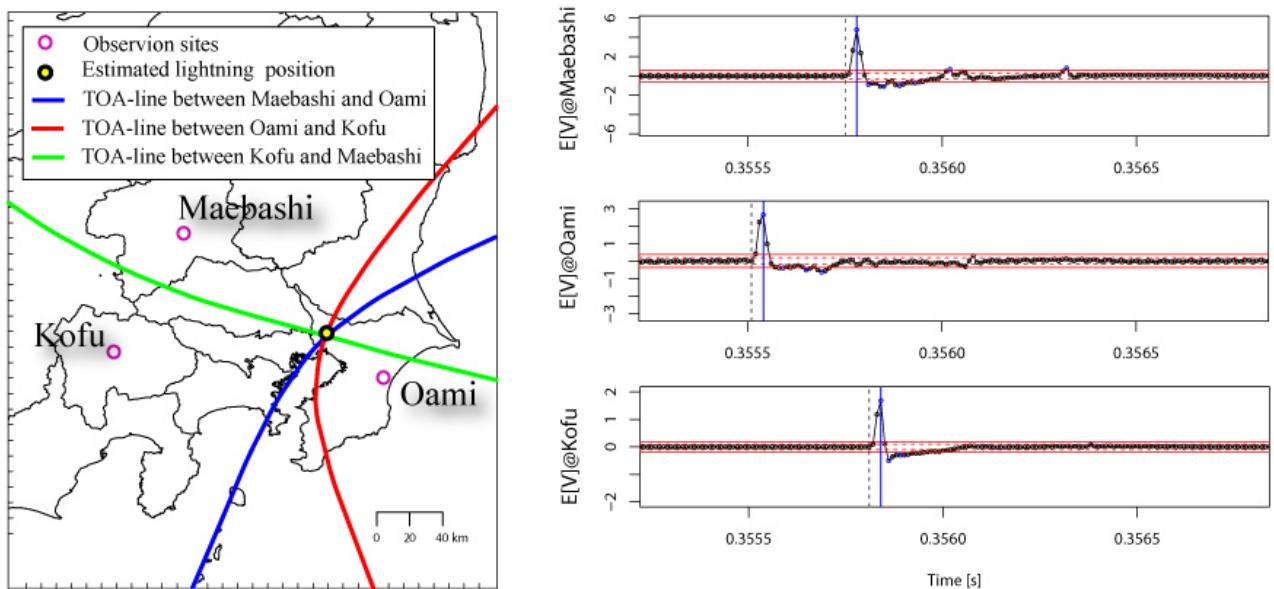


図3 各観測点における落雷信号の検出(左図)と到来時間差法を用いた落雷位置の推定(右図)

3.2. 到来時間差法を用いた落雷位置推定の精度評価

落雷位置の推定精度を評価するため、ウェザーサービス株式会社の雷データとの比較を行った結果を図4に示す。同社の雷データは、100kHz付近のLF帯電磁界計測に基づいた雷観測データである。同データセットの位置推定精度は1km以内とされている。

2015年8月10日15:00-16:00に千葉県船橋市周辺で確認された雷データセット(計11イベント)との比較を行った結果、我々の観測網では9イベントを取得した。各イベントの位置推定誤差は、平均値

3.0km、中央値 2.6km であった。今回のデータ比較を参考する限り、水平スケールが 5-10km の積乱雲の評価を行う上では十分な精度と考えられる。

本研究において雷位置の決定に用いた到来時刻差法の精度は、落雷信号の到来時刻、つまりは各点に設置された GPS 受信機の精度（誤差 $10[\mu\text{s}]$ 以下）により決定される。電磁波の伝搬速度が光速であることから、図中の赤線・青線・緑線は $3[\text{km}]$ の精度で描かれることが推定されるところからも、今回の比較により算出された位置推定誤差は妥当なものと考えられる。

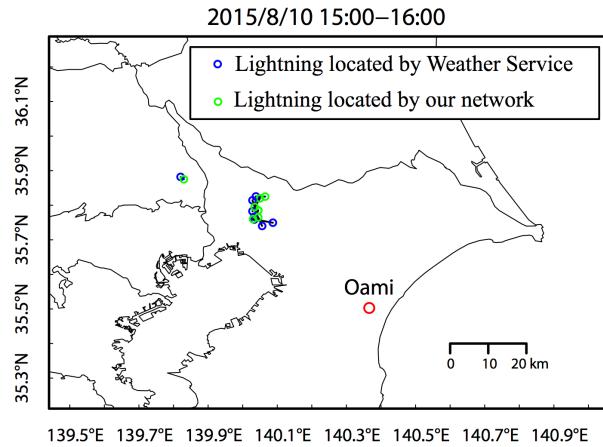


図 4 ウェザーサービス株式会社の雷データとの比較（青丸：ウェザーサービス株式会社データによる落雷位置、緑丸：本観測網により同定された落雷位置）

4. 落雷分布の導出

2015 年 8 月 10 日 15:00-16:00 を解析期間とした落雷分布の導出結果を図 5 に示す。図 5 において、各グリッドの色は検出したイベント数を示している。また、各グリッドの大きさは $0.03[\text{deg}]$ である。

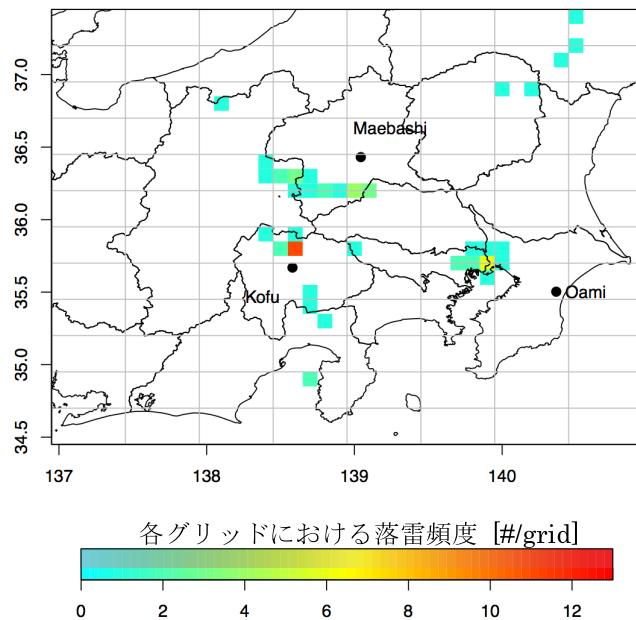


図 5 2015 年 8 月 10 日 15:00-16:00 の関東圏における落雷分布

山梨県北部や千葉県西部において落雷の集中が見られた。同地域は、レーダ雨量（日本気象協会の提供データを参照）においても強い降雨が確認されている地域である。両者は同一の積乱雲による落雷・降雨活動であると考えられる。

5. まとめ・今後の予定

本稿では、山梨県甲府市、千葉県大網白里市、群馬県前橋市の3地点で構成される関東圏落雷観測網の取得データを用いた落雷分布導出の初期結果を報告した。落雷信号の到来時間差を用いた落雷位置推定アルゴリズムを開発・適用し、2015年8月10日15:00-16:00には64イベントを取得し、落雷の空間分布を導出した。導出データは、下記の2データとの比較を行った。

①他の雷観測データとの比較

観測網の位置推定精度を評価するため、ウェザーサービス株式会社が提供する雷データとの比較を行った。位置推定誤差は3[km]程度と見積もられた。水平スケールが5-10kmの積乱雲の評価を行う上では十分な精度と考えられる。

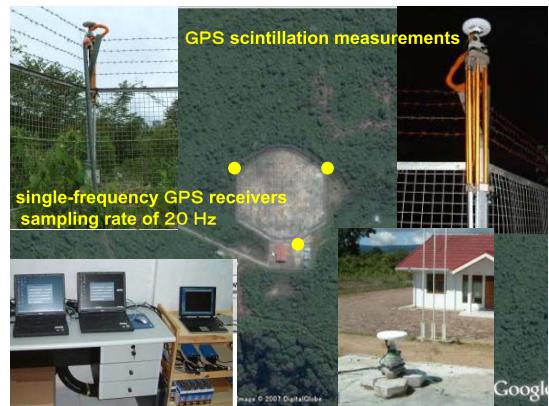
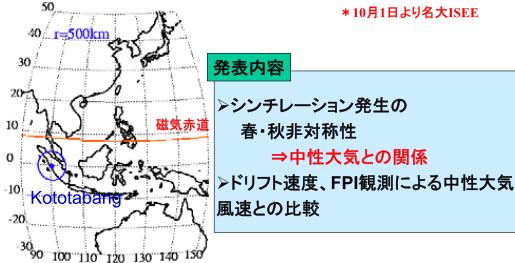
②他の雷観測データとの比較

同時刻・同地域における降雨データとの比較を行った。多くの一致が見られたことから、両者は同一の積乱雲による落雷・降雨活動であると考えられる。

今後、解析期間の拡大により、更なる詳細な比較、より詳細な観測網の性能評価を実施する必要があると考えられるが、今回実施した落雷位置評定が妥当なものであることを示す結果が得られた。

インドネシアにおける電離圏擾乱のGPS観測

大塚 雄一、Prayitno Abadi、塩川 和夫(名大STE研*)、
小川 忠彦(NICT)、Effendy (LAPAN)



シンチレーション

シンチレーションを起こす電子密度の疎密構造の空間スケール

$$D_F \approx \sqrt{2\lambda z}$$

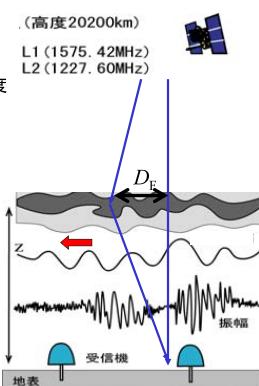
(λ :電波の波長 z :電離層高度)

GPSの場合は、 $D_F \sim 300m$

複数点でのシンチレーション観測

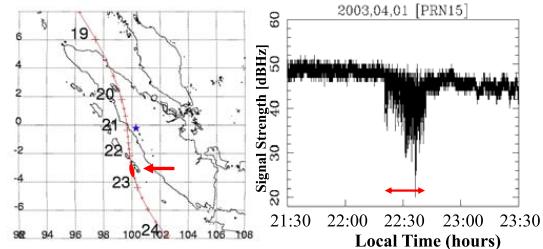
↓ 信号強度変動の時間差

↓ 疎密構造の移動速度を算出

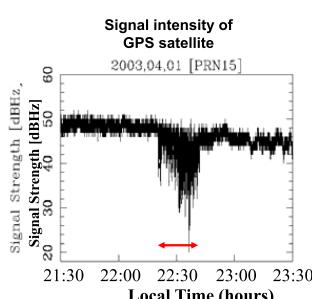
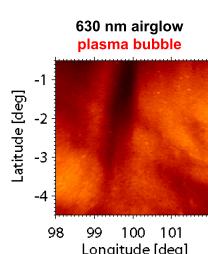


scintillation EAR Site 2003.4.1

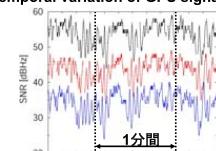
trajectory of GPS satellite
(PRN15) (alt. of 300 km)



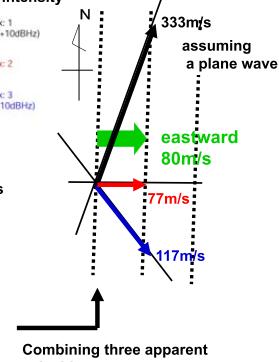
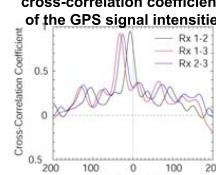
Scintillation EAR Site 2003.4.1

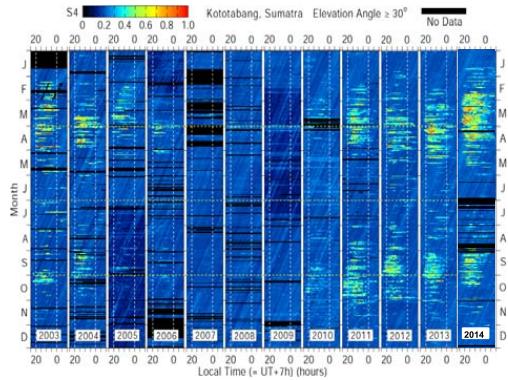


Temporal variation of GPS signal intensity



cross-correlation coefficients of the GPS signal intensities





Plasma bubble occurrence (seasonal and longitudinal variations)

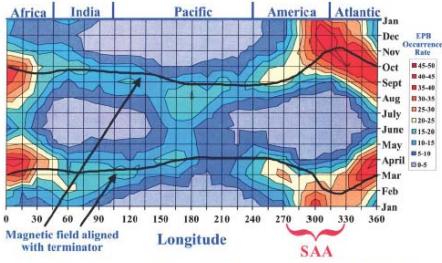
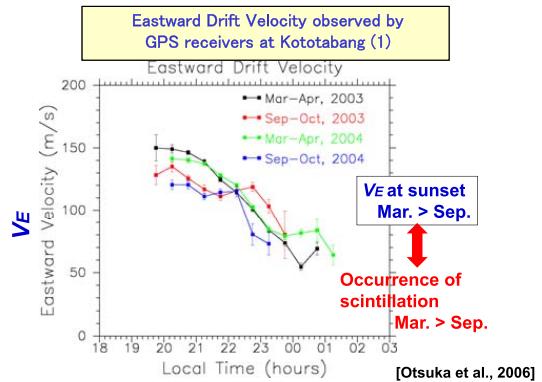
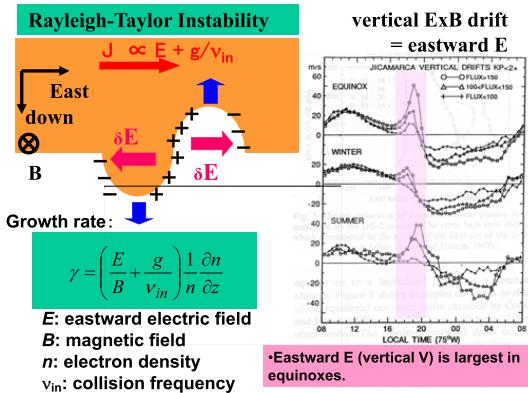


Figure 1. Contours of equatorial plasma bubble (EPB) occurrence rates measured by DMSP satellites between 1989 and 2002 plotted on a month versus longitude grid in nine 5° increments. The solid lines indicate the two times per year when $\alpha = 0^\circ$ at given longitudes.

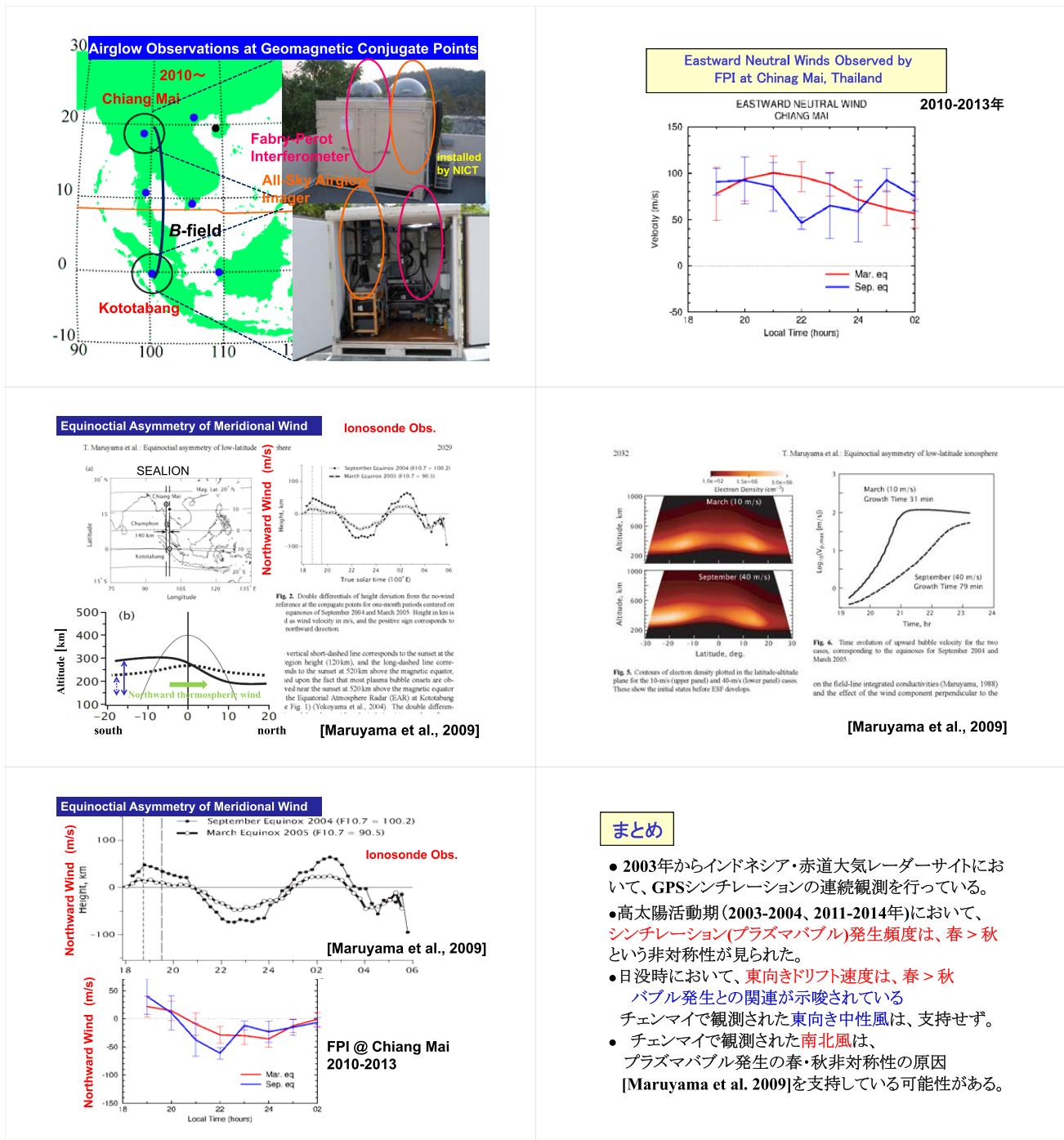
[Burke et al., 2004]



日没時における東向き電場生成メカニズム

[Farley et al., 1986]





Altitude Development of F-region Field-aligned Irregularities at Post-midnight in Comparison with post-sunset time based on Equatorial Atmosphere Radar Observations in Indonesia

Tam Dao^{1,2}, Yuichi Otsuka¹, Kazuo Shiokawa¹, S. Tulasi Ram³, Mamoru Yamamoto⁴

1, STEL, Nagoya University, Japan; 2, VAST, Vietnam;

3, IIG, India; 4, RISH, Kyoto University, Japan.

1. Introduction

The EAR is located at Kototabang (0.2° S, 100.3° E; 10.4° S geomagnetic latitude), Indonesia. With the operating at 47.0 MHz, it can observe 3-m-scale FAIs in the ionosphere [Fukao et al., 2003].

Using multiple beam measurements of the EAR in F-region FAIs, Yokoyama et al. [2004] revealed that the onset of FAIs during high solar activity conditions mainly occurred at sunset at the altitude of the apex of the geomagnetic field line connected with the observed area. Yokoyama and Fukao [2006] investigated the rise velocity of the FAI region at post-sunset and noted that the observed rise velocity is consistent with the nonlinear evolution of plasma bubbles as simulated by previous numerical studies. With regard to post-midnight FAIs, Ajith et al. [2015] showed that FAIs appearing around midnight grow to higher altitudes in the field of view (FOV) of the EAR. However, the rise velocities of post-midnight FAIs have not been studied systematically.

In this study, we have investigated the rise velocity of F-region FAI echoes observed with the EAR for 3 years, from May 2010 to June 2013. We found a clear difference between the rise velocities of the post-sunset and the post-midnight FAIs. We will discuss possible generation mechanisms for post-midnight FAIs.

2. Observational Results and Discussion

We conducted 16-beam measurements for the F-region and plot the FAI echo intensity for a fan-shaped range-azimuth sector (fan sector) map. The fan sector map is obtained at \sim 2-min intervals. We selected the event in which the FAIs with the signal-to-noise ratio larger than 0 dB continued more than 10 min. We refer to the evolving FAIs appearing between 19:00 and 21:00 LT in March, April, September, and October as post-sunset and those appearing after 22:30 LT from May to August as post-midnight FAIs.

Figure 1 shows a typical example showing the onset and development of post-midnight FAIs in the fan sector map. A small echo region appears at 00:16 LT at an altitude of \sim 270 km, and it successively grows to higher altitudes and reaches the top of the radar's FOV at 01:15 LT. To estimate the vertical rise velocity of the FAI structure, the top altitude of the FAI echo with signal-to-noise ratio exceeding -3 dB is determined within each fan sector map during its growth phase until the FAI reaches the maximum altitude of the FOV, stops extending in altitude, or drifts out of the radar FOV. The mean vertical rise velocity of the FAI region is estimated from the temporal variation of the top altitudes obtained at 2-min intervals by using the least squares method for each event.

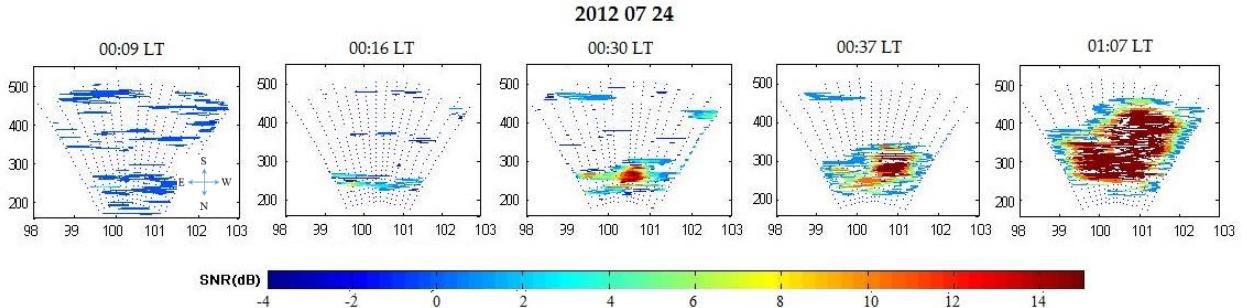


Figure 1: Time sequence of two-dimensional maps of the F -region FAI echo intensity observed with the EAR between 00:09 and 01:07 LT on July 24, 2012.

The temporal evolution of the top altitudes of 15 post-midnight and 50 post-sunset FAI events during their growth phases is showed in Figure 2. The left vertical axis shows the altitude of the location where the EAR radar beam is perpendicular to the magnetic field line. The right axis shows the apex altitude of the geomagnetic field line connecting to the point measured with the EAR, using the International Geomagnetic Reference Field (IGRF) model [Thébault et al., 2015]. The horizontal axis shows the time in seconds from the onset of FAI. This figure shows that most post-sunset FAIs (red curves) start at altitudes higher than 320 km. They extend rapidly to higher altitudes and quickly reach the maximum detectable altitude of the EAR (~ 515 km) within a short period of ~ 2000 s from the onset.

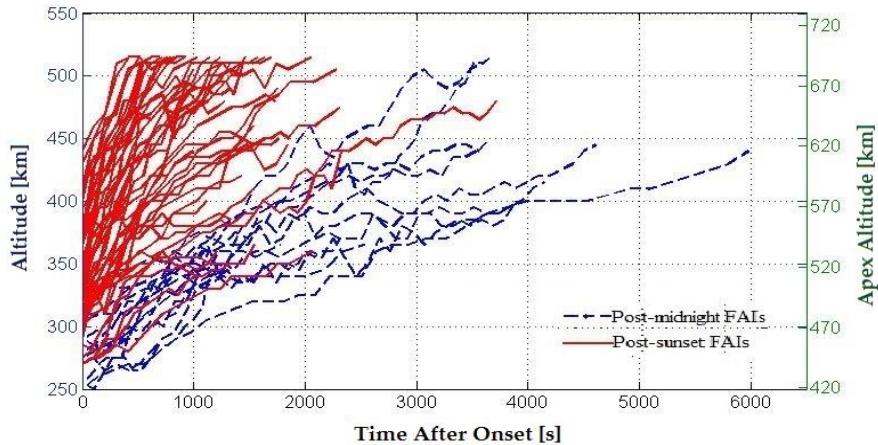


Figure 2: Temporal variation of the top altitude of the FAIs observed with the EAR.

In contrast, the initial top altitudes of post-midnight FAIs (blue dashed curves) are mostly seen below 320 km. The growth of the post-midnight FAIs continues slowly for more than 1 h, and most of them do not exceed an altitude of 450 km. This result suggests that the polarization electric fields within the plasma bubbles are smaller at post-midnight than at post-sunset. The FAIs within plasma bubbles could be caused by the coupling processes between the lower-hybrid drift and the low-frequency-drift instabilities, in which electric fields play an important role in generating meter-scale irregularities [Ossakow, 1981]. The large electric fields could induce more active instability. Therefore, weak polarization electric fields at

post-midnight could reduce the echo intensity of the FAIs. In fact, based on the 30.8-MHz radar measurements of the FAIs in Indonesia, Otsuka et al. [2009] reported that the echo intensity of the FAIs is weaker at post-midnight than at post-sunset.

In Figure 3, the rise velocities of the post-sunset (red diamonds) and post-midnight (blue squares) FAIs during their growth phase are plotted as a function of the initial altitude of the FAIs. The initial altitudes of the post-midnight FAIs are mostly below 320 km, whereas those of the post-sunset FAIs exhibit a large variability, from 270 to 440 km. The rise velocities of post-sunset FAIs tend to increase linearly with their initial altitudes. The positive correlation between the initial altitude and the rise velocity could be consistent with the linear growth rate of the Rayleigh-Taylor instability. This is probably because eastward electric fields play an important role not only in generating plasma bubbles but also in lifting up the F-region plasma to higher altitudes. Electric fields are transmitted along the magnetic field line and raise the F layer to higher altitudes at off-equatorial regions (e.g., Kototabang). The initial altitude of the observed FAIs could represent the altitude of the F layer above Kototabang because we cannot detect the FAI echo coming below the bottomside of the F layer, where the plasma density is low owing to rapid recombination. Therefore, we can consider that the eastward electric field pushes up the F layer over Kototabang and induces a larger growth rate of the Rayleigh-Taylor instability, in turn causing the rapid growth of plasma bubbles at post-sunset. In contrast, the initial altitude and rise velocity for post-midnight FAIs show no clear correlation. This is consistent with the idea that the electric field is not a dominant factor for the generation of the post-midnight plasma bubbles. As discussed before, the F layer uplift related to MTM may be an important factor for generating post-midnight plasma bubbles. Considering our results, we suggest that the F layer uplift at midnight could not be caused by the electric fields.

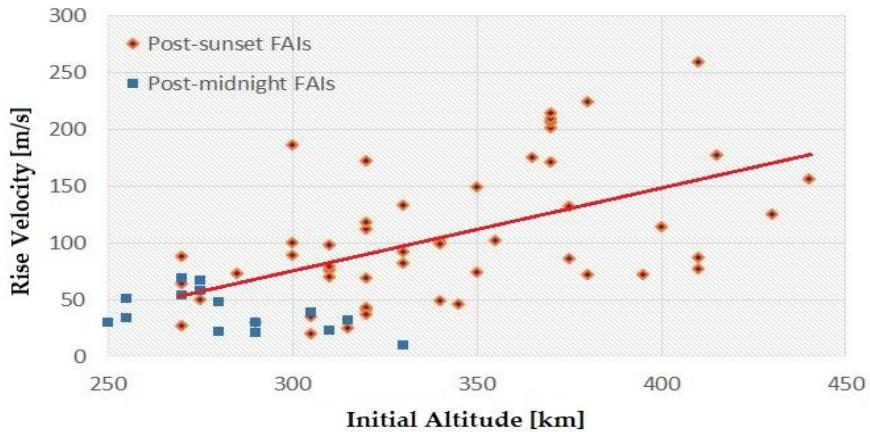


Figure 3: Relationship of rise velocity of the FAIs and their initial altitude observed with the EAR for post-sunset and post-midnight FAIs. A solid line indicates the regression line for post-sunset FAIs.

Figure 4 shows the local time variation of FAI rise velocities for 15 post-midnight and 50 post-sunset FAI events. We observe that the rise velocities of post-midnight FAIs vary between 10 and 70 m/s, whereas post-sunset FAIs show large variability of between 25 and 260 m/s. The large rise velocities of post-sunset FAIs at around 19:30 LT are mainly attributable to PRE of the eastward electric field at post-sunset hours.

The PRE causes large uplift of the equatorial F-layer and substantially enhances the growth rate of the Rayleigh-Taylor instability. The post-sunset FAIs mostly appear for 2 h, from 19:00 to 21:00 LT, whereas the appearance of post-midnight FAIs is widely distributed between 22:30 and 02:30 LT. Evolving FAIs were not observed between 21:00 and 22:30 LT. The local time of the post-midnight plasma bubble occurrence is widely distributed from 22:30 to 2:30 LT. Nishioka et al. [2012] suggested that the F layer uplift may be caused by the equatorward thermospheric winds. The convergence of the equatorward thermospheric wind at the equator near the local midnight is responsible for the midnight temperature maximum (MTM). Nirajan et al. [2006] found that a significant temperature gradient and an F layer uplift occurs above the equator between around 22:00 to 24:00 LT during the summer solstice months with low solar activity. Neutral winds related to the MTM could play an important role in the uplift of the F layer and result in FAIs around midnight. MTM is driven by tidal waves; in particular, the terdiurnal tide propagates upward from the lower atmosphere [Akmaev et al., 2010]. The day-to-day variability of the tides may also be responsible for the wide distribution of the local time when the post-midnight FAIs occur.

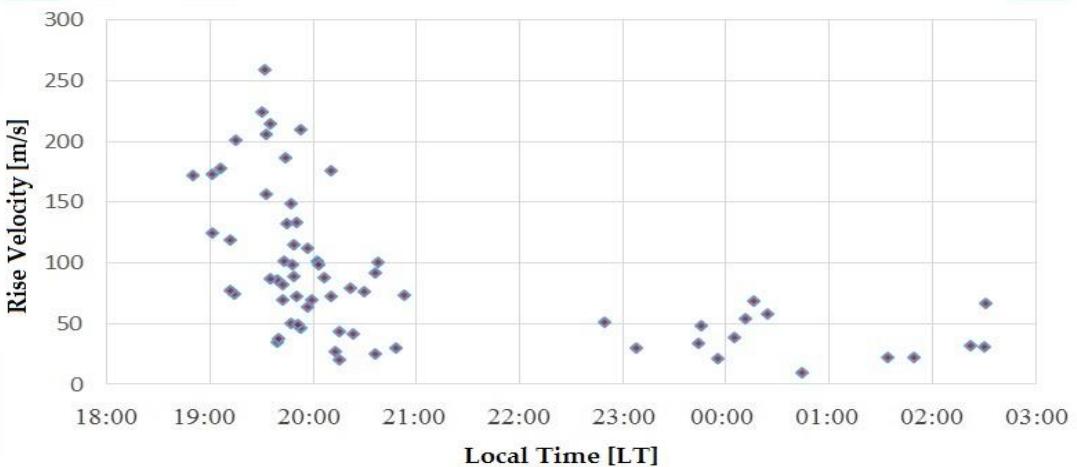


Figure 4: Local time variation of the rise velocity of post-sunset and post-midnight FAIs observed with the EAR.

Kototabang is located approximately 10 degrees south of the magnetic equator. In order to determine the time when post-midnight plasma bubble is generated, we have estimated local time when the plasma bubbles are initiated at the magnetic equator. Using the IGRF model, we calculated the apex altitude (h_a [km]) of the magnetic field line connecting to the region where the post-midnight FAIs were initially observed using the EAR. The rise velocity of the post-midnight FAI (plasma bubble) over the equator (v_a [m/s]) is calculated from the rise velocity of the observed FAIs along the radar beam, assuming that plasma bubbles are elongated along the magnetic field line. We also assumed that the plasma bubble is initiated at an altitude of 250 km at the magnetic equator and that it grows to higher altitudes at a constant rise velocity (v_a). The period of the plasma bubble growth from its initial altitude (250 km) to h_a is obtained by the following formula: $t = [(h_a - 250) \times 1000] / v_a$ [s]. We calculated the period t for each post-midnight event and estimated the local time when the plasma bubble is initiated at the magnetic equator (Table 1).

We found that t ranges from 45 to 165 min and that plasma bubble initiation could occur between 21:14 to 01:43 LT, except for an event on May 19, 2010. As seen in Figure 2, the rise velocities of the FAIs tend to decrease with time as the bubble grows. The rise velocities immediately after plasma bubble generation could be larger than the velocities estimated above. Consequently, the local time of plasma bubble generation at the magnetic equator could be later than the estimated time shown in Table 1. Therefore, these results could suggest that most post-midnight FAIs observed with the EAR are accompanied by plasma bubbles initiated after the PRE cease.

Table 1: List of evolving post-midnight FAIs observed with EAR

| Date | Initial time at EAR (LT) | Initial altitude at EAR (km) | Apex altitude at ME (km) | Rise Velocity at ME (m/s) | Estimated initiated time at ME (LT) |
|-----------|--------------------------|------------------------------|--------------------------|---------------------------|-------------------------------------|
| 2010 5 19 | 0:44 | 330 | 501 | 10 | <u>17:23</u> |
| 2010 7 09 | 23:08 | 250 | 419 | 30 | 21:36 |
| 2010 7 13 | 1:49 | 310 | 480 | 23 | 23:05 |
| 2010 7 15 | 0:05 | 305 | 475 | 40 | 22:31 |
| 2010 8 01 | 0:24 | 275 | 445 | 59 | 23:29 |
| 2011 5 15 | 0:11 | 270 | 440 | 55 | 23:13 |
| 2011 6 10 | 1:34 | 280 | 450 | 22 | 23:01 |
| 2011 6 26 | 23:44 | 255 | 424 | 35 | 22:20 |
| 2011 7 04 | 23:55 | 290 | 460 | 22 | 21:14 |
| 2012 6 04 | 2:22 | 315 | 485 | 32 | 0:21 |
| 2012 6 06 | 23:46 | 280 | 450 | 49 | 22:38 |
| 2012 7 05 | 22:49 | 255 | 424 | 52 | 21:53 |
| 2012 7 24 | 0:16 | 270 | 440 | 70 | 23:31 |
| 2013 6 11 | 2:31 | 275 | 445 | 68 | 1:43 |
| 2013 6 26 | 2:30 | 290 | 460 | 31 | 0:38 |

*ME: magnetic equator

3. Conclusion

We have analyzed the F-region FAIs observed in a mode of 16-beam measurements with the EAR at Kototabang, Indonesia, from May 2010 to June 2013 to study the growth phase of the FAIs using fan sector maps of the FAI echoes. The observed features of the post-sunset and post-midnight FAIs can be summarized as follows: The rise velocities of the post-midnight FAIs are between 10 and 70 m/s and smaller than those at post-sunset FAIs (from 25 to 260 m/s). Most of the post-midnight FAIs do not exceed an altitude of 450 km. The post-midnight FAIs were observed between 22:30 and 02:30 LT, whereas the post-sunset FAIs mostly appeared for 2 h from 19:00 to 21:00 LT. Although the post-sunset FAIs show a clear positive correlation between their initial altitudes and rise velocities, the post-midnight FAIs do not show such a clear correlation.

From these results, we conclude that most post-midnight FAIs observed with the EAR are accompanied by plasma bubbles generated at the magnetic equator after the PRE ceases. The growth rate of the Rayleigh-Taylor instability is smaller at post-midnight than at post-sunset. The post-midnight plasma bubbles could be caused by the F-layer uplift driven by convergence of the thermospheric neutral winds

related to MTM. The day-to-day variability of the tides producing MTM may be responsible for the wide distribution of the local time when the post-midnight FAIs occur.

Acknowledgments

The EAR is operated by the Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University, and the Indonesian National Institute of Aeronautics and Space (LAPAN). This work was supported from the Japan Society for the Promotion of Science as well as by the Leadership Development Program for Space Exploration and Research, Nagoya University, the Inter-university Upper atmosphere Global Observation NETwork (IUGONET) of the MEXT and STEL, Nagoya University.

References

- Ajith, K. K., S. T. Ram, M. Yamamoto, T. Yokoyama, V. S. Gowtam, Y. Otsuka, T. Tsugawa, and K. Niranjan (2015), Explicit characteristics of evolutionary-type plasma bubbles observed from Equatorial Atmosphere Radar during the low to moderate solar activity years 2010–2012, JGR, 120, 1371–1382.*
- Akmaev, R. A., F. Wu, T. J. Fuller-Rowell, H. Wang, and M. D. Iredell (2010), Midnight density and temperature maxima, and thermospheric dynamics in Whole Atmosphere Model simulations, JGR, 115, A08326.*
- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki (2003), Equatorial Atmosphere Radar: System description and first results, Radio Sci., 38(3), 1053.*
- Fukao, S., Y. Ozawa, T. Yokoyama, M. Yamamoto, and R. T. Tsunoda (2004), First observations of the spatial structure of F region 3-m-scale field-aligned irregularities with the Equatorial Atmosphere Radar in Indonesia, JGR, 109, A02304.*
- Niranjan, K., P. S. Brahmanandam, and B. Srivani (2006), Signatures of equatorial midnight temperature maximum as observed from in situ and ground-based ionospheric measurements in the Indian sector, JGR, 111, A07309.*
- Nishioka, M., Y. Otsuka, K. Shiokawa, T. Tsugawa, Effendy, P. Supnithi, T. Nagatsuma, and K. T. Murata (2012), On post-midnight field-aligned irregularities observed with a 30.8-MHz radar at a low latitude: Comparison with F-layer altitude near the geomagnetic equator, JGR, 117, A08337.*
- Ossakow, S. L. (1981), Spread-F theories—A review, J. Atmos. Terr. Phys., 43, 437–452.*
- Otsuka, Y., T. Ogawa, and Effendy (2009), VHF radar observations of nighttime F-region field-aligned irregularities over Kototabang, Indonesia, EPS, 61, 4, 431-437.*
- Thébault et al. (2015) International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation, Earth, Planets and Space, 67:79.*
- Yokoyama, T., S. Fukao, and M. Yamamoto (2004), Relationship of the onset of equatorial F region irregularities with the sunset terminator observed with the Equatorial Atmosphere Radar, Geophys. Res. Lett., 31, L24804.*
- Yokoyama, T., and S. Fukao (2006), Upwelling backscatter plumes in growth phase of equatorial spread F observed with the Equatorial Atmosphere Radar, Geophys. Res. Lett., 33, L08104.*

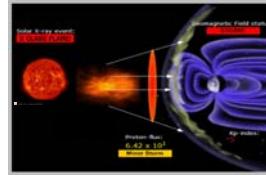


Effect of Geomagnetic Storm on Equatorial Plasma Bubbles

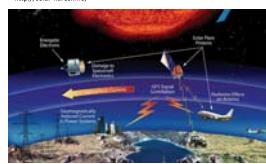
Dyah R Martiningrum^{1,2)}, Mamoru Yamamoto¹, Asnawi², Sri Ekawati²

1) RISH, Kyoto University
2) LAPAN, Indonesia

MOTIVATION AND OBJECTIVES



<http://solar-flares.info/>



Credit : NASA

The Sun is a very active star. It has weather. It also has storms. Sunspots are magnetic storms on the surface of the Sun. In the active regions on the Sun where magnetic fields are much stronger on average, the solar flares typically erupt.

Solar flares can produce streams of highly energetic particles in the solar wind, known as a solar proton event, or "coronal mass ejection" (CME).

At high levels (proton-flux above 10 particles ≥ 10 MeV) we speak of a Solar Radiation Storm.

These particles can impact the Earth's magnetosphere and can cause a geomagnetic storm. Such storms can interfere with modern technology on Earth, such as electrical power grids, communications systems and satellites.

Let us look at the ionosphere region.....

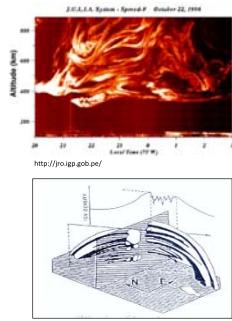
MOTIVATION AND OBJECTIVES

Ionospheric Irregularities :

Equatorial Plasma Bubbles :

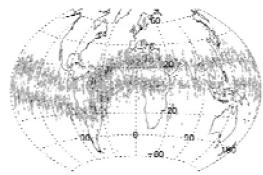
Plasma density depletion region which appear in the equatorial ionosphere. Generated in the bottomside of F region ionosphere. Accompanied by electron density irregularities. Elongated along the geomagnetic field line.

When solar flare occur and triggering geomagnetic storm, what like the response of ionosphere region?



MOTIVATION AND OBJECTIVES

- To understand the response of the equatorial ionosphere during geomagnetic storms
- To understand how geomagnetic storms affect the characteristics of Equatorial Plasma Bubbles/Equatorial Spread F.



Global Distribution of all ESF related magnetic events from CHAMP during 2001-2004; $K_p < 3$ and amplitudes $> LU$ (0.25 nT)
(Stolle et.al., 2006)

→ The ESF events confined to two bands centered $\sim 10^\circ$ N and S of the dip equator.

DATA AND METHOD

- Echoes scatter of Equatorial Atmosphere Radar (FAIs)
VHF radar near geomagnetic equator have been used for observations of intense coherent echoes scatter from field aligned irregularities.
Spatial patterns of backscatter from FAI similar to those of equatorial plasma bubbles (EPB) → Collected FAI data during 2014-2015
- Geomagnetic Activity (Dst , K_p , AE) from <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>
- Electron Density from SWARM Satellite

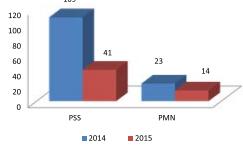
DATA AND METHOD

Method :

- Classified FAIs events : postsunset or postmidnight.
- Plotting geomagnetic activity indices (Dst , K_p , and AE)
 - when geomagnetic storm occur coincide with FAIs events.
 - choose only for Dst indices < -100 nT (Intense storm)
- Analyzed data from other instruments to confirm the effect of geomagnetic storm to ionosphere region.
- Longitudinally variation of electron density from SWARM Satellite

RESULTS AND DISCUSSION

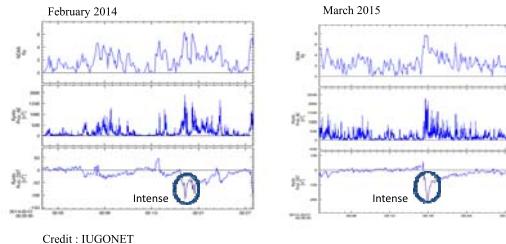
FAI events during 2014-2015 from EAR :



FAIs appeared frequently at postsunset period

RESULTS AND DISCUSSION

Examples of Geomagnetic Activity Parameters :



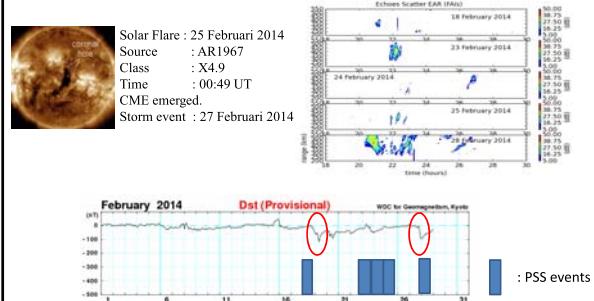
RESULTS AND DISCUSSION



RESULTS AND DISCUSSION

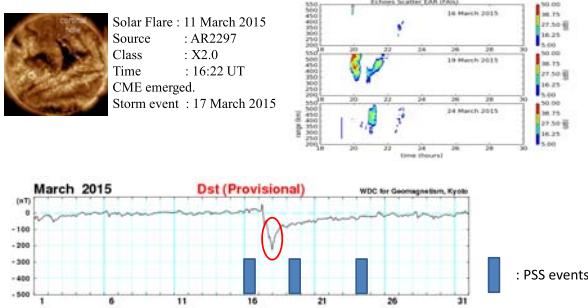
• Based on Dst indices :

- Intense ($Dst < -100$ nT) :



RESULTS AND DISCUSSION

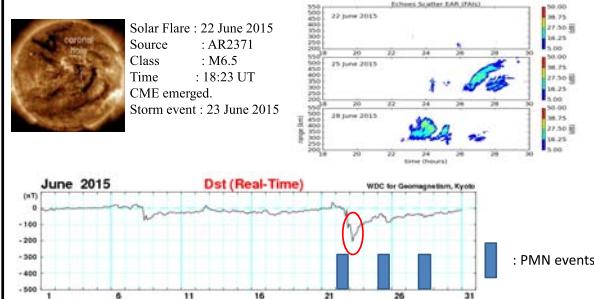
- Based on Dst indices :
- Intense ($Dst < -100$ nT) :



RESULTS AND DISCUSSION

• Based on Dst indices :

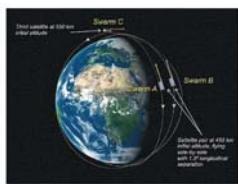
- Intense ($Dst < -100$ nT) :



RESULTS AND DISCUSSION

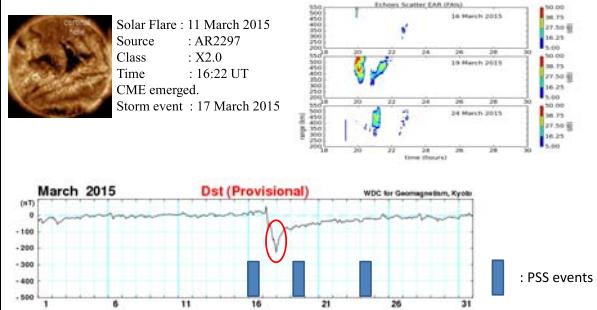
Longitudinally variation of electron density from SWARM Satellite

- Three identical satellites to study the dynamics of the Earth's magnetic field and its interactions with the Earth system.
- The objective :
 - Core dynamics, geodynamo processes and core-mantle interaction
 - Magnetism of the lithosphere and its geological context
 - 3D electrical conductivity of the mantle related to composition
 - Magnetic signature related to ocean circulation.
 - Analysing electric currents in the magnetosphere and ionosphere
 - Understanding the impact of solar wind on dynamics of the upper atmosphere



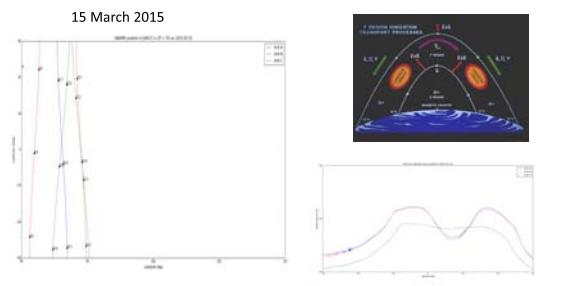
RESULTS AND DISCUSSION

- Based on Dst indices :
 - Intense (Dst < -100 nT) :

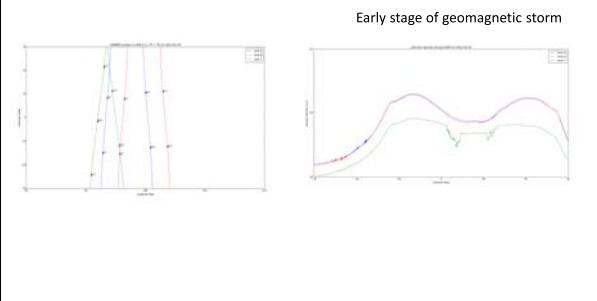


RESULTS AND DISCUSSION

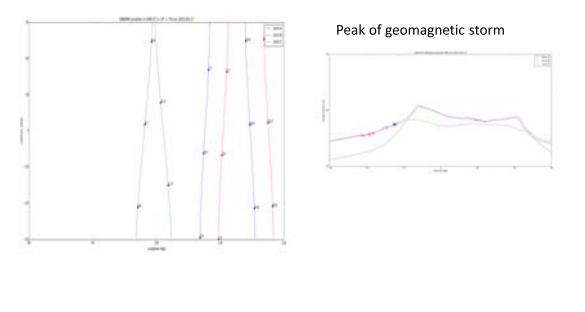
- The SWARM Orbit Counter data → location of Satellite
- The SWARM Plasma Dataset → electron density



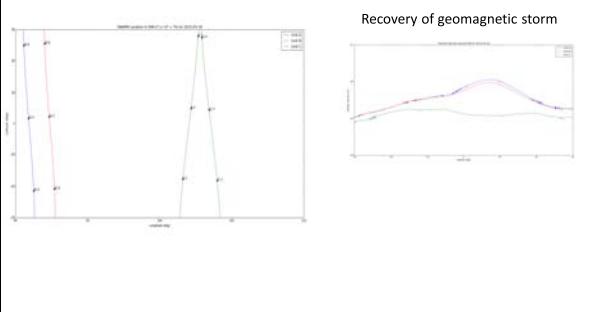
16 March 2015



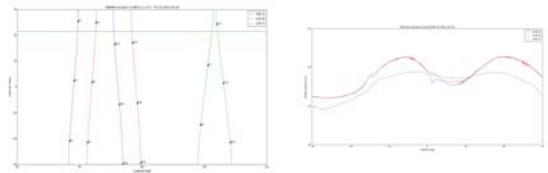
17 March 2015



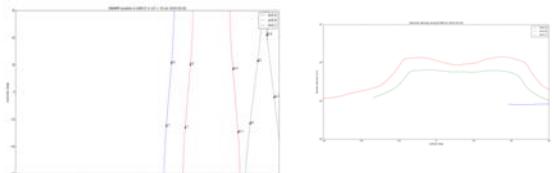
18 March 2015



19 March 2015



20 March 2015



CONCLUSION

- During 2014-2015 we found 150 postsunset FAIs events and 37 postmidnight events; 10 of those coincide with intense geomagnetic storm.
- Only for the intense geomagnetic storm ($Dst < -100$ nT) can inhibit equatorial plasma bubbles
- Variation of electron density data clearly show equatorial ionization anomaly (EIA) and its nighttime variation during the geomagnetic storm.
- During 15-20 March 2015 (intense storm event) showed strong day to day variability at postsunset period (19-22 LT)

Thank you for your attention

プラズマバブルの数値シミュレーションと 近年のEAR電離圏観測成果

横山 竜宏⁽¹⁾, 陣 英克⁽¹⁾, 品川 裕之⁽¹⁾, 山本 衛⁽²⁾, 大塚 雄一⁽³⁾,
S. Tulasi Ram⁽⁴⁾, K. K. Ajith⁽⁴⁾

⁽¹⁾情報通信研究機構, ⁽²⁾京都大学生存圏研究所, ⁽³⁾名古屋大学太陽地球環境研究所,
⁽⁴⁾Indian Institute of Geomagnetism, India

研究目的

電離圏のプラズマは、その運動が中性大気との衝突によって強く支配されているため、中性大気と電離大気の相互作用を解明することは電離圏の物理過程を理解する上で非常に重要である。赤道域電離圏においては、赤道スプレッドF/プラズマバブルと呼ばれる現象の研究が古くから行われている。プラズマバブルに伴う局所的なプラズマ密度の不規則構造が発生した場合には、電波の振幅、位相の急激な変動（シンチレーション）が生じるため、GPS等による電子航法に深刻な障害を及ぼすことが知られており、その生成機構と発生の日々変化の解明が強く求められている。現象の発見当初から、プラズマバブルは電離圏F領域下部におけるRayleigh-Taylor不安定が原因であると予想され、磁気赤道上の2次元断面における数値シミュレーションにより、不安定の非線形成長がプラズマバブル生成の主な原因であることが確認された。2000年代後半以降になると、3次元でのプラズマバブルシミュレーションが一般的となったが、プラズマバブル内部の構造の形成については深く議論されてこなかった。本研究では、プラズマバブルを非常に高い空間分解能で再現できるモデルを新たに開発し、プラズマバブルの非線形成長過程を明らかにすることに成功した。本稿では、数値シミュレーションの概要と結果について紹介する。講演で紹介した近年の赤道大気レーダーによるプラズマバブル観測結果については、参考文献を参照されたい(Ajith et al., 2015; Tulasi Ram et al., 2015)。

研究手法

正イオンとしてNO⁺(E領域)とO⁺(F領域)の2種類を与える。各イオンと電子の連続の式、運動方程式、電流保存の式は以下で与えられる。

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} + \nabla \cdot (N_i \mathbf{V}_i) = S_i \quad (1)$$

$$q_j(\mathbf{E} + \mathbf{V}_j \times \mathbf{B}) + M_j \mathbf{g} - \frac{\nabla(N_j k_B T)}{N_j} + M_j \nu_{jn}(\mathbf{U} - \mathbf{V}_j) = 0 \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = \nabla \cdot \left[e \left(\sum_i N_i \mathbf{V}_i - N_e \mathbf{V}_e \right) \right] = 0 \quad (3)$$

磁気赤道を中心とするダイポール座標系を用い、磁気赤道上で高度88-1270km、緯度方向に±20度、経度方向に3.4度の領域を確保した。プラズマバブルの壁面では密度勾配が非常に急峻となるため、その密度勾配を離散グリッド状で再現するためには、精度の高い数値スキームが必要である。本研究で開発した数値モデルでは、水平方向のグリッド間隔を約1kmとし、移流スキームに時間、空間共に3次精度を持つCIP法を用いた。経度方向に波長267kmの変動を人工的に与え、そこからのプラズマバブルの成長過程について計算を実施した。

結果と今後の課題

図1に計算されたプラズマバブルの電子密度分布を示す(Yokoyama et al., 2014)。電離圏下部では鉛直方向の密度勾配が高く、Rayleigh-Taylor不安定が成長する。電離圏密度がピークとなる高度を越えるころからバブルの先端が二股に分岐し、内部は二次的不安定によって非常に乱れた構造を持ち始める。このような微細な内部構造は、従来のプラズマバブルに関するシミュレーションでは再現されておらず、本研究で開発した高精細モデルによって初めて明らかとなった。再現された構造は、赤道大気レーダー等で観測されているプラズマバブルの空間構造に類似した特徴が見られた。また、最新の研究成果では、プラズマバブルの東西非対称性についても同様の数値シミュレーションで再現することに成功している。

今後は、全球大気圏電離圏モデルから得られる背景の条件を本研究で開発した領域モデルに組み入れ、プラズマバブルの生成条件について検討を進める予定である。

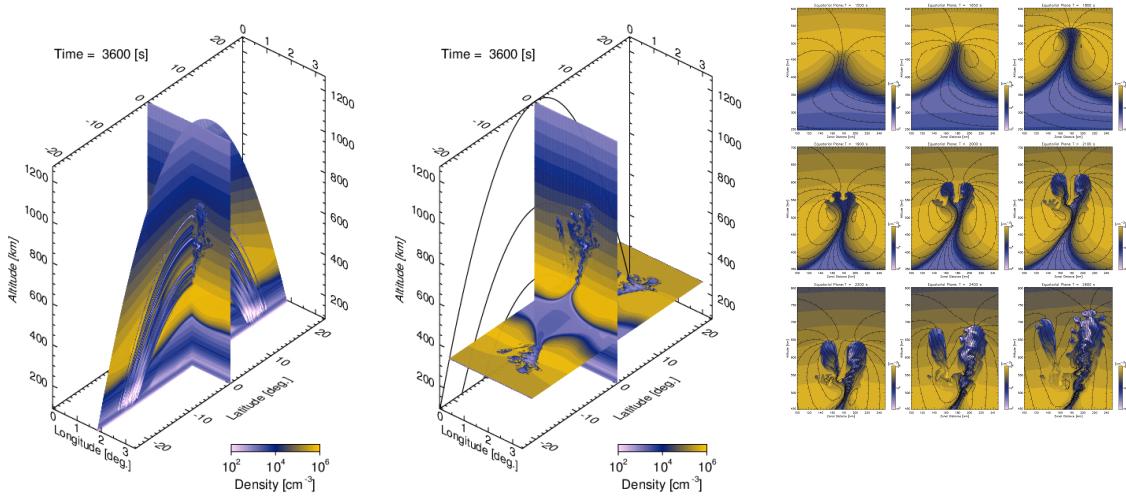


図1: プラズマバブルのシミュレーション結果。右図は東西-鉛直断面におけるプラズマバブルの発達過程(Yokoyama et al., 2014)。

参考文献

- Ajith, K. K., S. Tulasi Ram, M. Yamamoto, T. Yokoyama, V. Sai Gowtam, Y. Otsuka, T. Tsugawa, and K. Niranjan, Explicit characteristics of evolutionary type plasma bubbles observed from Equatorial Atmosphere Radar during the low to moderate solar activity years 2010-2012, *J. Geophys. Res. Space Physics*, **120**, 1371-1382, doi:10.1002/2014JA020878, 2015.
- Tulasi Ram, S., K. K. Ajith, M. Yamamoto, Y. Otsuka, T. Yokoyama, K. Niranjan, and S. Gurubaran, Fresh and evolutionary-type field aligned irregularities generated near sunrise terminator due to overshielding electric fields *J. Geophys. Res. Space Physics*, **120**, 5922-5030, doi:10.1002/2015JA021427, 2015.
- Yokoyama, T., H. Shinagawa, and H. Jin, Nonlinear growth, bifurcation and pinching of equatorial plasma bubble simulated by three-dimensional high-resolution bubble model, *J. Geophys. Res. Space Physics*, **119**, 10,474-10,482, doi:10.1002/2014JA020708, 2014.
- Yokoyama, T., H. Jin, and H. Shinagawa, West wall structuring of equatorial plasma bubbles simulated by three-dimensional high-resolution bubble (HIRB) model, *J. Geophys. Res. Space Physics*, in press, 2015.

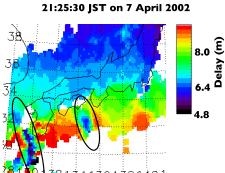
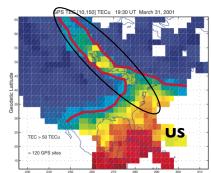
プラズマバブルに伴う極めて大きな電離圏TEC勾配とその衛星航法に対する影響

斎藤 享
電子航法研究所

第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日

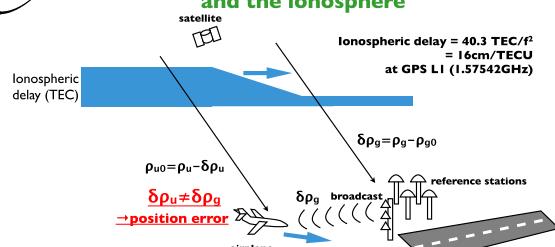
Objectives

- The threat model has been developed based mainly on the observations in the mid-latitudes.
- Ionospheric disturbances associated with severe magnetic storms are considered.
- Plasma bubbles (unique to the low latitude region) has not been well considered.
- * Ionospheric threat model needs to be checked with observations in the low latitude region.



第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日

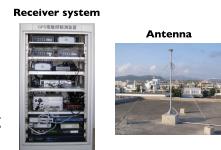
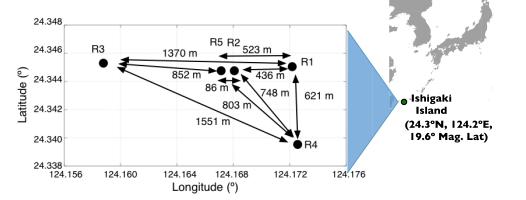
Ground-based augmentation system (GBAS) and the ionosphere



- * GBAS provides guidance for airplane precision approach and landing.
- * Spatial gradient in ionospheric delay (equivalently TEC) can be an error source.
- * Technical standards are defined by ICAO (International Civil Aviation Organization)

第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日

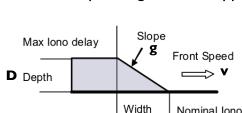
Observation setup



第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日

Ionospheric threat model

- * Ionospheric threat model defines possible ranges of variation in ionospheric delay, ionospheric threat model, must be defined to design safe systems using GNSS.
- * ICAO is developing technical standards for Category-III GBAS based on the following ionospheric threat model where ionospheric gradient is approximated by a linear front.



| Parameter | Range of values |
|-----------------|-----------------|
| Width (w) | 25-200 km |
| Depth (D) | 0-80 m |
| Front speed (v) | 0-1500 m/s |
| Slope (g) | depending on v |

Threat model adopted for GAST-D
[GBAS CAT-II/III Development Baseline
SARPs, ICAO, 2011]

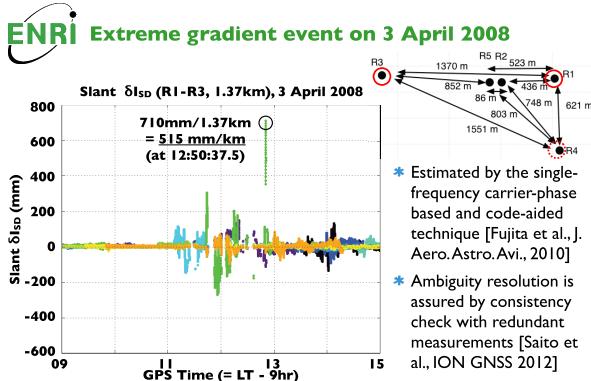
| Front speed (v) | Upper bound on gradient slope (g) |
|--------------------|-----------------------------------|
| v < 750 m/s | 500 mm/km |
| 750 ≤ v < 1500 m/s | 100 mm/km |

第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日

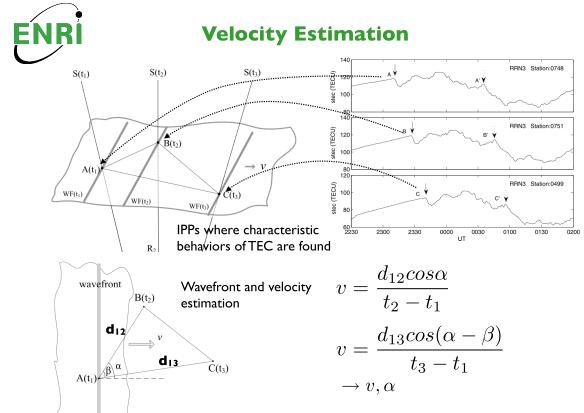
Ionospheric delay gradient estimation for the short baseline case

- * Dual-frequency geometry-free combination
 - Inter-frequency bias error ~ a few TECU = several 100s mm → not acceptable for short baseline cases
- * Single frequency carrier-phase measurements aided by code measurements
 - Fujita et al., J. Aero. Astro. Avi., 2011
 - Estimates ionospheric delay difference between two receivers
 - Free from inter-frequency bias problem
 - More robust in disturbed ionospheric conditions

第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日



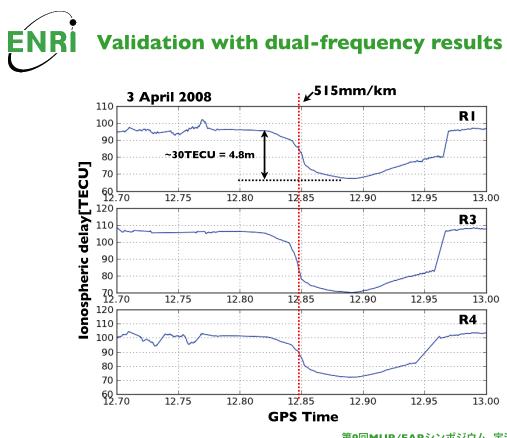
第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日



[Li et al., J. Geophys. Res., 2012]

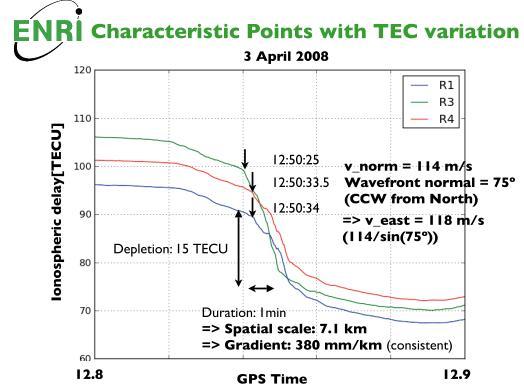
第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日

10



第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日

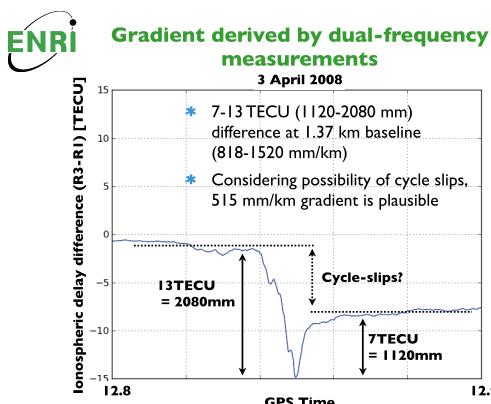
8



* Not easy to determine the characteristic points

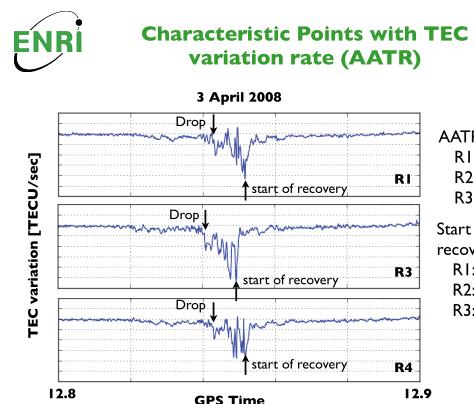
第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日

11



第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日

9



第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日

12

Velocity estimation with TEC variation rate (AATR)

- * AATR drop points (close to the time of largest gradient)
 - $v_{\text{norm}} = 76 \text{ m/s}$
 - wavefront normal = 67°
 - $v_{\text{east}} = 83 \text{ m/s} (= 76/\sin(67^\circ))$
- * Start of AATR recovery points
 - $v_{\text{norm}} = 203 \text{ m/s}$
 - wavefront normal = 94°
 - $v_{\text{east}} = 203 \text{ m/s} (= 203/\sin(94^\circ))$
- * Very sharp TEC drop occurred in about 1 min
 - Spatial scale: 4.6-12.2 km
 - Gradient (1 min average): 200-521 mm/km
 - Obtained gradient is consistent with those obtained with other methods

Summary

- * An extreme ionospheric gradient of 515 mm/km was observed in a plasma bubble event on 3 April 2008 at Ishigaki, Japan
 - Dual-frequency ionospheric delay difference results support the plausibility of the large gradient
 - Wavefront direction and velocity were estimated by using temporal variation patterns of ionospheric delay
 - Eastward velocity: 105 m/s
 - Wavefront normal direction is consistent with the direction of gradient
 - Spatial scale: 6.3 km
- * Two parameters are outside the ionospheric threat model being used in ICAO activities and the threat model should be revised.
 - Gradient: 515 mm/km
 - Width: 6.3 km
- * Short-baseline TEC gradient observations are being conducted in Indonesia (EAR site) and Thailand (Bangkok)

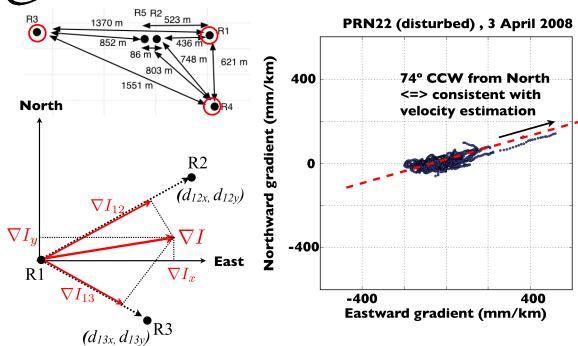
第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日

13

第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日

16

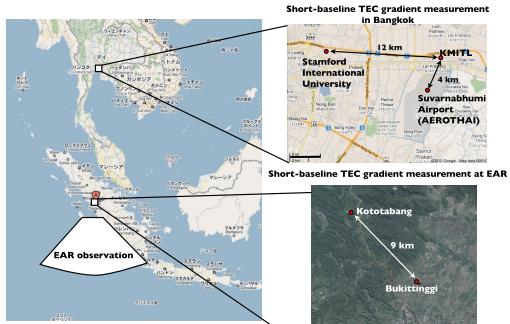
Gradient vector obtained by SF-CBCA



第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日

14

Observations in Southeast Asia



- * Characterizing TEC gradient
 - EAR site (baseline 9km) and Bangkok (baseline 12km)
- * Plasma bubble monitoring by EAR

第9回MUR/EARシンポジウム, 宇治, 2015年9月11日

15

East-west asymmetry of scintillation occurrence in Indonesia using GPS and GLONASS observations

Prayitno Abadi (1), Yuichi Otsuka (1), Susumu Saito (2), Kazuo Shiokawa (1)

(1) Solar-Terrestrial Environment Laboratory (STEL), Nagoya University, Nagoya, Japan

(2) Electronic Navigation Research Institute (ENRI), Tokyo, Japan

Study Motivation

Ionospheric scintillation is one of factors that can reduce quality of GNSS (Global Navigation Satellite Systems) positioning. In equatorial and low-latitude region, ionospheric scintillation is to be known caused by equatorial plasma bubble (EPB) or spread F (ESF). Irregularities inside EPB diffract radiowave of GNSS satellite when propagate to receiver in ground. The result is radiowave of satellite will interference each other, so then, receiver will receive fluctuated signal. In extreme case, ionospheric scintillation can cause loss of lock which means GNSS receiver loses satellite signal, therefore, receiver cannot track the satellite. Losing multiple satellites in the same time can degrade accuracy of positioning because the accuracy needs more satellites and their configuration. Fig. 1 illustrates effects of scintillation on GNSS signals.

For practical use, characterizing scintillation occurrence can be used to know where and when scintillation will highly occur. Even though GNSS recently include many constellation such as GPS (USA) with 31 satellites and GLONASS (Russia) with 24 satellites, characterizing scintillation occurrence for each constellation can be useful for looking what is the strength and the weakness related to scintillation effects for each constellation. In this study, we aim to characterize scintillation at L1 (1.5 GHz), L2 (1.2 GHz), and L5 (1.1 GHZ) frequency for GPS and GLONASS. We use directional (sky plot) analysis to characterize those frequencies for both constellations.

Observation and Methods

We used GNSS receiver that is GPStation-6 which can receive GPS L1/L5 and GLONASS L1/L2. The receiver is installed at Bandung (6.9° S, 107.6° E; 17.5° S magnetic latitude), Indonesia where the location is located under EIA (equatorial ionization anomaly) region, as shown in Fig. 2. We used S4 index which indicate scintillation activity from Jan to Jun 2015. We used scintillation data without elevation angle mask which means elevation angle down to 5 deg. To remove multipath effect, we use sigma-CCD (standard deviation of code-carrier divergence) parameter which can distinguish ionospheric and non-ionospheric effects. For characterizing scintillation occurrences, we use sky plot to better see directional distribution of scintillation occurrences.

Results

Fig. 3 is to show directional occurrence rate of scintillation over Bandung during observation period. Using directional analysis easily to see where scintillation mostly occurs respect to receiver location for each frequency and for each constellation. For example, we can see clearly east-west asymmetry of

scintillation occurrences for GLONASS at both L1 and L2 frequency (Fig. 3c and 3d). we also see larger occurrence rate for lower frequency (L2 and L5) comparing with higher frequency (L1) as shown in Fig.3. Fig.4 shows accumulation of scintillation at L1 frequency for GPS and GLONASS during observation period. We calculated occurrence rate for all scintillations both GPS L1 and GLONASS L1 during observation period in one sky plot. We can see clearly that distribution of scintillations higher in northern sky of receiver location. In addition, we see that the distribution tend to be westward direction respect to the location of receiver.

Discussion

We suggested that scintillation occurrences are likely to be associated with EPB structure and location of EIA. EPB generated at magnetic equator than extend poleward at both hemispheres (to north and south direction) (Abdu et al., 1983). Previous studies suggested that scintillation at L-band caused by 400-m scale irregularities inside EPB. This irregularity exist from post-sunset to pre-midnight (Basu et al., 1978). Furthermore, scintillation amplitude tends to be larger where the background density is high such as EIA region. In Indonesia, Abadi et al. (2014) reported that the average location of EIA crest between Pontianak (0 deg S, North of Bandung) and Bandung (6.9 deg S) based on observation of scintillation occurrence during 2009-2011. Hence, our result of higher scintillation distribution in the northern sky of receiver indicates average location of EIA in the north direction.

Our another finding is scintillation occurrences tend to be westward direction respect to the receiver location. Many attempts reported that plasma bubble grows with tilted westward structure both vertical and latitudinal (see for example Kelley et al., 2003). Thus, the latitudinal structure of EPB is so-called reversed "C" shape. Since latitudinal of EPB is tilted westward, line of sight for GPS/GLONASS from west direction would be more parallel with EPB structure than from east direction. This condition will enhance scintillation. It is why we see east-west asymmetry of scintillation occurrences in sky plots. Particularly, we see more clearly east-west asymmetry of scintillation occurrence for GLONASS. GLONASS has orbital characteristics as follows, 65 deg inclination and the distribution of satellites is evenly spaced at each orbital planes. Those orbital characteristics yield that the distribution of satellites in between western and eastern sky over certain position in equatorial region are similar. Because EPB structure has tilted westward, thus, GLONASS satellites in the western sky could be more parallel with EPB structure.

Summary

We have characterized occurrences of scintillation at L1, L2 and L5 frequency for GPS and GLONASS constellation over EIA region in Indonesia during Jan to Jun 2015. We can summarize our results as follows.

- (1) Larger probability of scintillation occurrence associated with location of EIA and structure of plasma bubble.
- (2) East-west asymmetry of scintillation occurrences is likely to be associated with tilted westward plasma bubble structure
- (3) for GLONASS, line of sight from west direction could be more affected by irregularity inside the bubble

References

- Abadi P, Saito S, Srigutomo W (2014) Low-latitude scintillation occurrences around the equatorial anomaly crest over Indonesia. *Ann Geophys* 32:7–17. doi:10.5194/angeo-32-7-2014
- Abdu MA, de Medeiros RT, Nakamura Y (1983) Latitudinal and magnetic flux extension of the equatorial spread F irregularities. *J Geophys Res.*, 88(A6):4861–4868.
- Basu, S., Basu, S., Aarons, J., MacClure, J. P., and Cousins, M. D (1978) On the coexistence of kilometer- and meter-scale irregularities in the nighttime equatorial F region, *J. Geophys. Res.*, 83, 4219–4226, doi:10.1029/JA083iA09p04219.
- Kelley, M. C., J. J. Makela, L. J. Paxton, F. Kamalabadi, J. M. Comberiate, and H. Kil (2003) The first coordinated ground- and space-based optical observations of equatorial plasma bubbles, *Geophys. Res. Lett.*, 30(14), 1766, doi:10.1029/2003GL017301, 2003.

Acknowledgments

GNSS receiver in Bandung belongs to and is operated by Space Science Center of LAPAN, Indonesia. PA would like to thank Indonesian Ministry of Research and Technology for supporting his doctoral degree at Nagoya University. He also thank RISH, Kyoto University for financial support to attend MU/EAR Symposium 10-11 Sep 2015 in Kyoto.

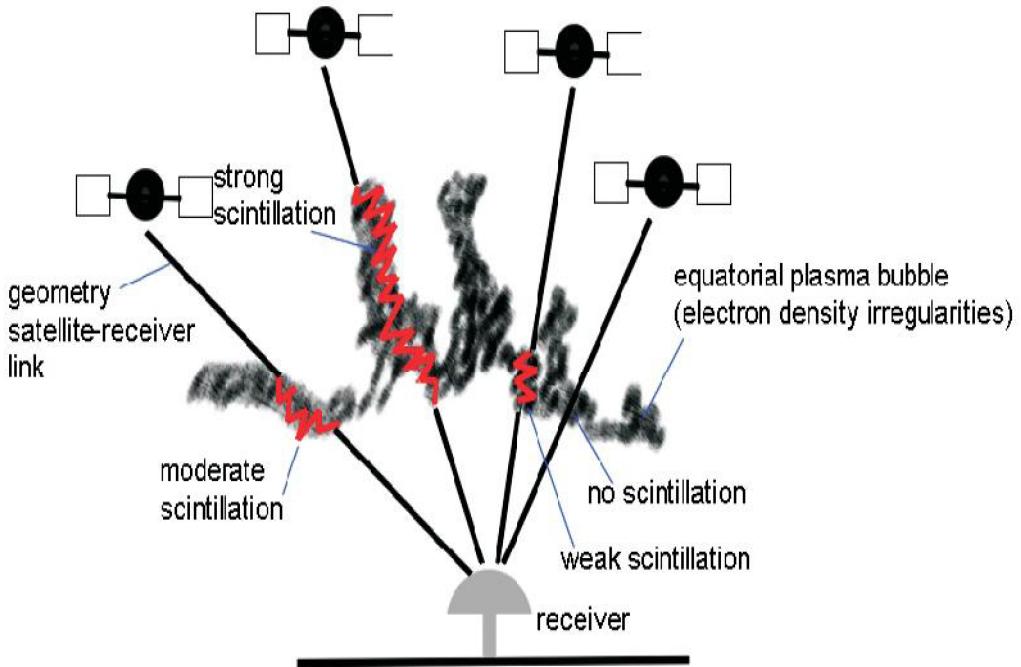


Figure 1 Illustration for effects of ionospheric scintillations (irregularities) on GNSS signal

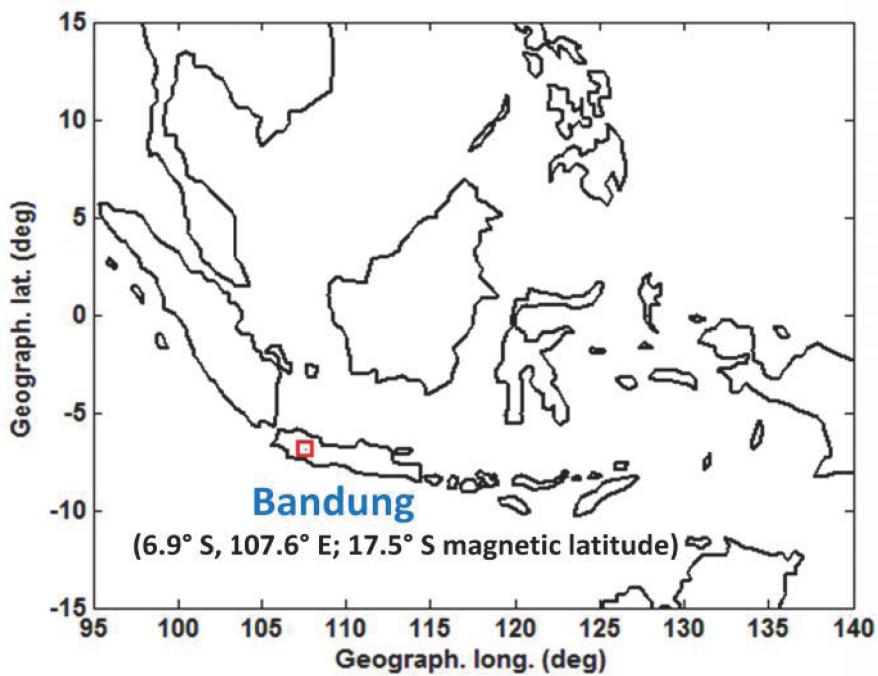


Figure 2 Location of GNSS receiver used in this study

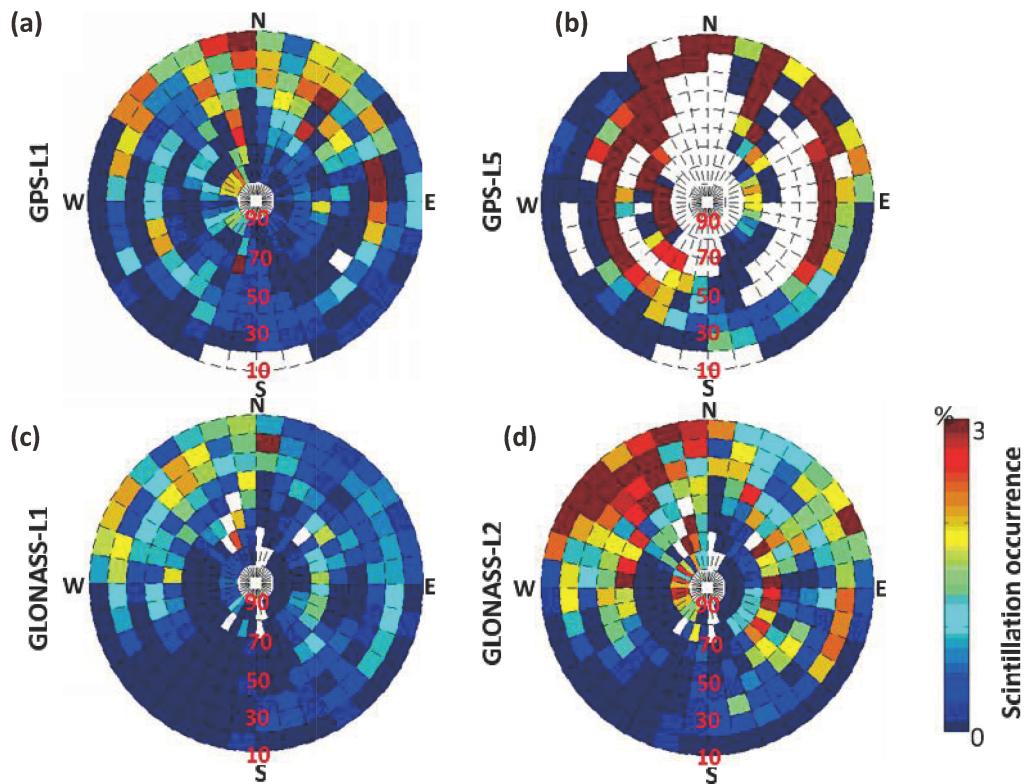


Figure 3 Directional occurrence rate for scintillation at L1, L2, and L5 of GPS and GLONASS

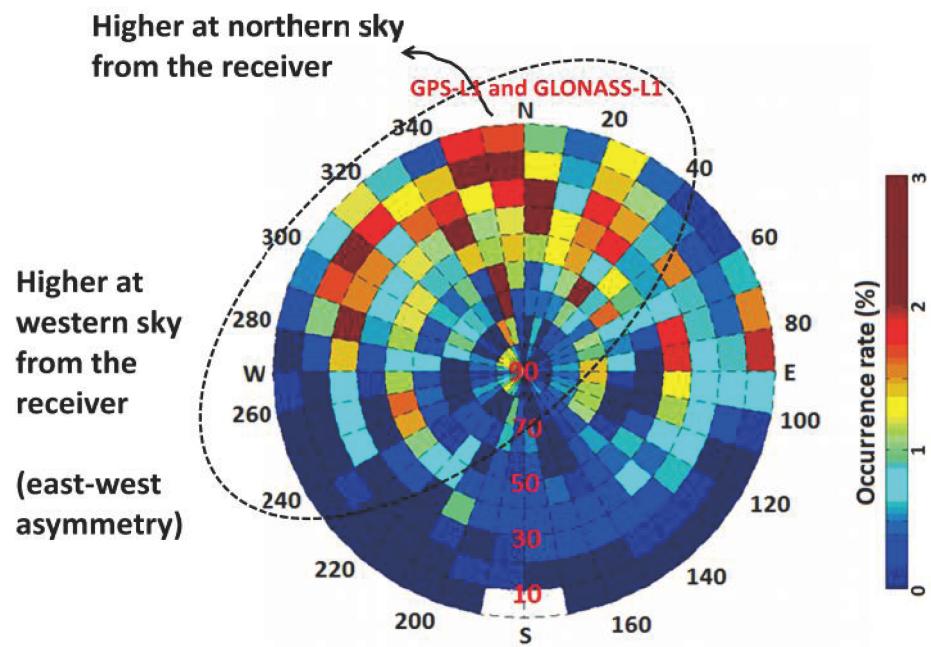
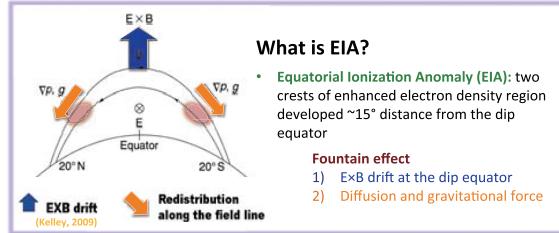


Figure 4 Combination for directional occurrence rate of GPS-L1 and GLONASS-L1 scintillation

Different characteristics of EIA in equinox and solstice obtained from Southeast Asia

K. Watthanasangmechai, M. Yamamoto (京大RISH), Saito (京大理)



Limitations on previous EIA studies

- Low-latitude Ionospheric tomography network (LITN) of Taiwan provided high spatial resolution but was limited only over the northern hemisphere.
- GPS occultation (e.g. FORMOSAT-3/COSMIC or F3/C) provided global scale information including over the ocean but could not provide high spatial resolution in the same longitude continuously.
- Satellite observations (e.g. CHAMP and GRACE) have a drawback on their altitude change. Also they took many months to cover all local times in the same longitude sector.
- Finally, there was no significant study of precise structures of the EIA asymmetry across the geomagnetic equator.

Current study

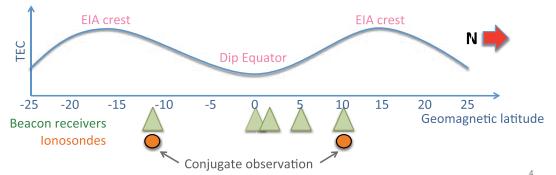
Following aspects of precise EIA structure will be discussed:

- Nature of EIA during daytime/nighttime
- Geomagnetic effect (low/high K_p) on daytime EIA
- Meridional wind effect on nighttime EIA

This study regards to 300 passes in 2012.

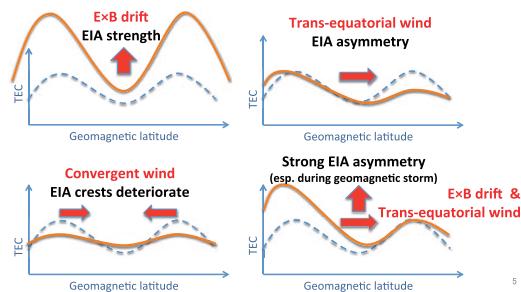
Observation features

- Beacon receiver network receiving signals from polar-orbit satellite observes EIA in narrow longitudinal coverage (~100 km).
- Latitudinal extent at the ionospheric pierce point (IPP) covers ± 25 geomagnetic latitude.
- Each observation has quick scan within 20 minutes on average.



Two main players on EIA structure

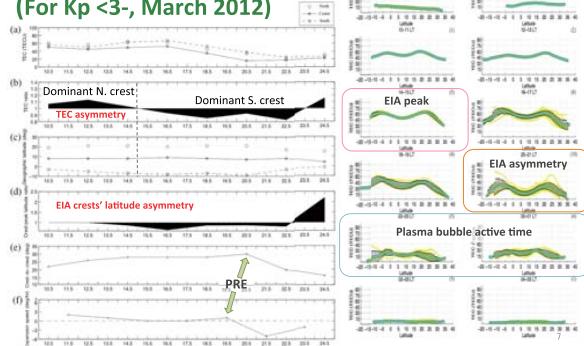
- Electric fields (ExB drift): EIA strength
- Meridional wind: EIA asymmetry



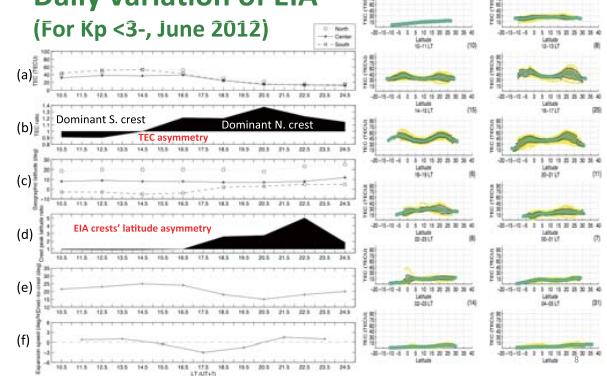
Result I

- Nature of EIA during daytime/nighttime

Daily variation of EIA (For Kp <3-, March 2012)



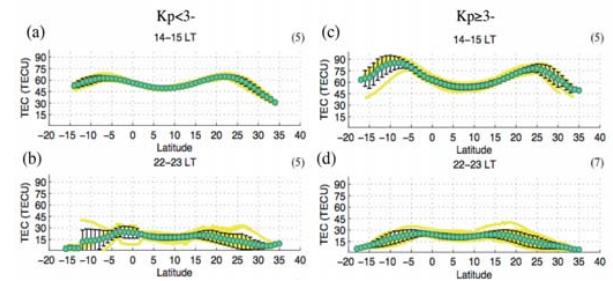
Daily variation of EIA (For Kp <3-, June 2012)



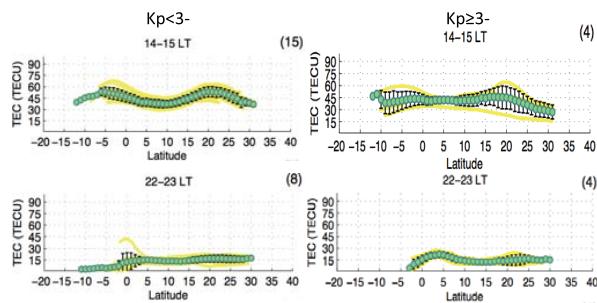
Result II

- Geomagnetic effect (low/high Kp) on daytime EIA

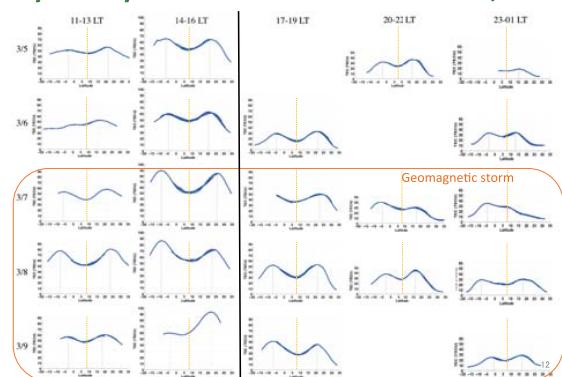
Low/ high Kp effect on TEC: March 2012



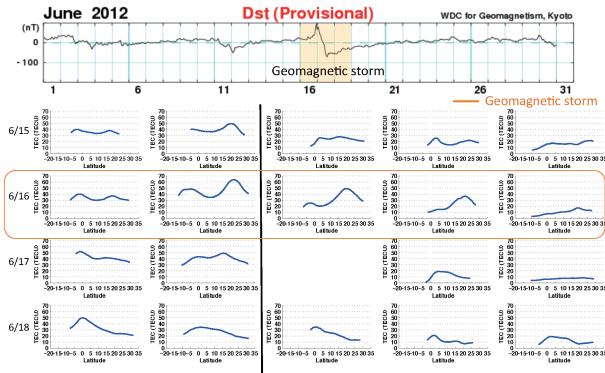
Low/ high Kp effect on TEC: June 2012



Day-to-day TEC variations on March 5–9, 2012



Day-to-day TEC variations on June 15-18, 2012

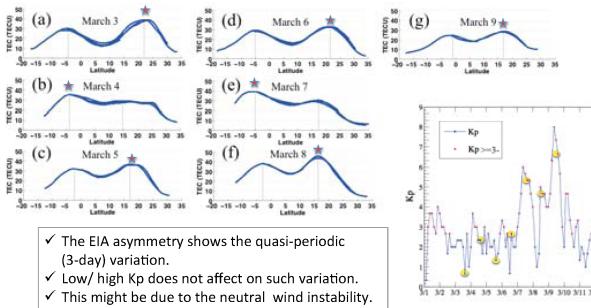


Result III

➤ Meridional wind effect on nighttime EIA

14

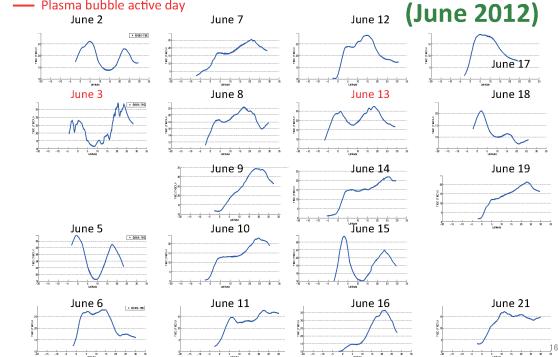
Day-to-day EIA variation: 20 – 22 LT bin (March 2012)



Note: 20-22LT bin is the most asymmetric period.

15

Day-to-day EIA variation: 20 – 22 LT bin (June 2012)



Conclusion

Daytime: Influence from above

- EIA strength is proportional to the enhanced penetrating electric field.
- Penetrating electric field alone cannot form the EIA asymmetry.
- Severe asymmetry is produced by neutral wind and penetrating electric field enhancement.

Nighttime: Influence from below

- No rapid evolution of EIA at night
 - Exception: Storm time in June solstice (TEC rapidly decreases in its value.)
- Meridional wind mainly controls asymmetric structures at night.
- It is an evidence of an influence from bottom-side ionosphere.

17

Observations of tri-band beacon signal scintillation from LITN and GPS data at Taiwan

T. Y. Hsiao¹, L.-C. Tsai^{2,3}, C. H. Liu³

¹ Department of Information Technology, Hsing Wu University

² CSRSR, National Central University

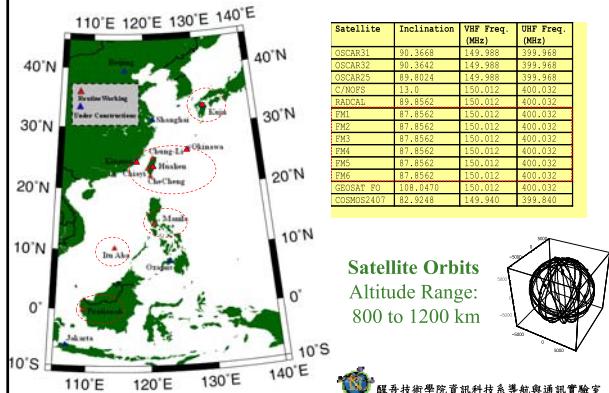
³ Institute of Space Science, National Central University

Outline

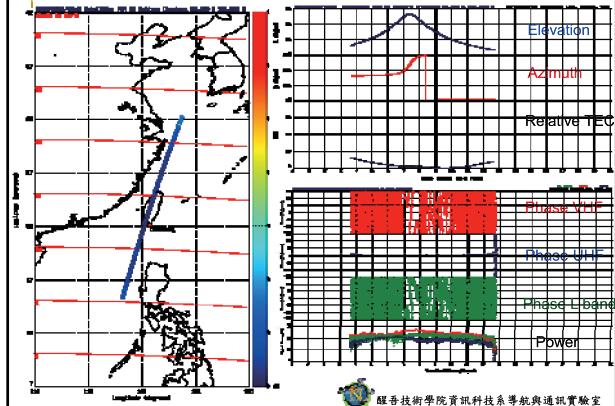
- The New LITN and ITS (Ionospheric Tomography System) Overviews.
- Special Event at Low-latitude Scintillation Near Taiwan at Low Magnetic Activity.
- Special Events at Low-latitude Scintillation near Taiwan at High Magnetic Activity
- The Seasonal Variations of Equatorial Scintillation
- Discussion and Conclusions.

 謝吾技術學院資訊科技系導航與通訊實驗室

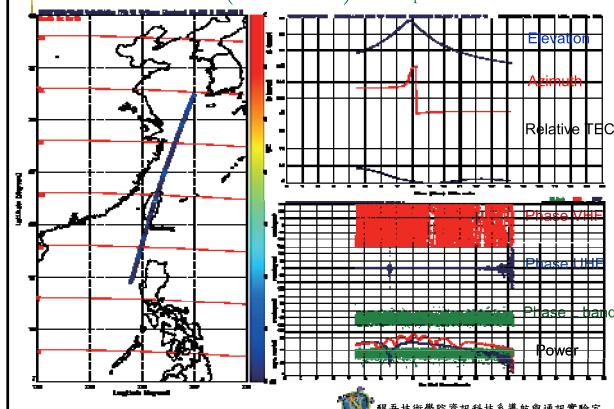
LITN and their beacon frequencies for NWRA ITS receivers



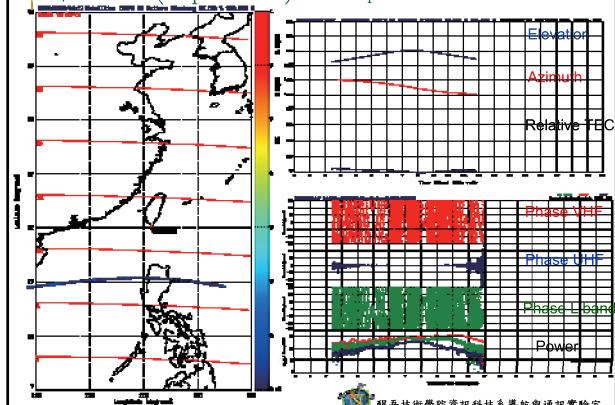
Cosmic TBB FM4 (Triple Bands) 2008 May 31 03:13 UT



Cosmic TBB FM6 (Dual Bands) 2008 Sep 21 06:13 UT

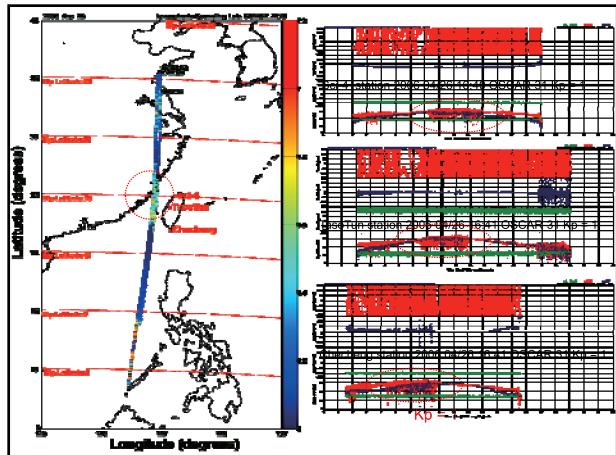
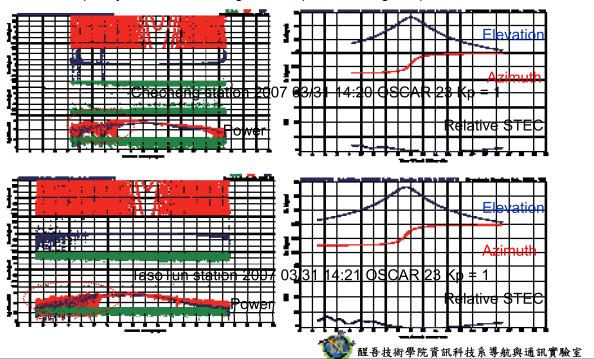


C/NOTS (Triple Bands) 2008 Sep 15 14:17 UT

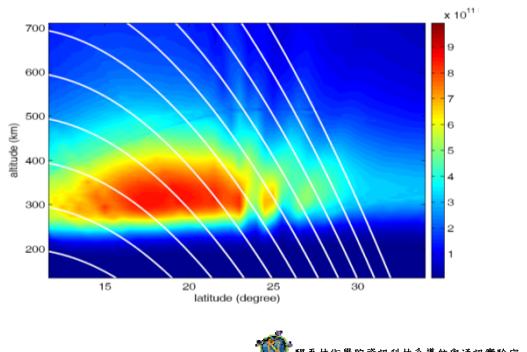


How did we find a scintillation ?

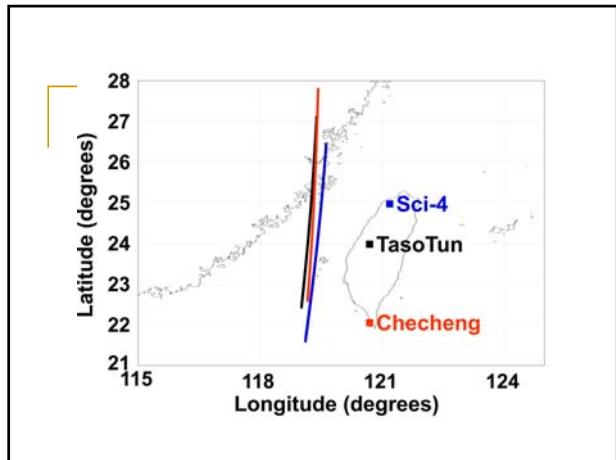
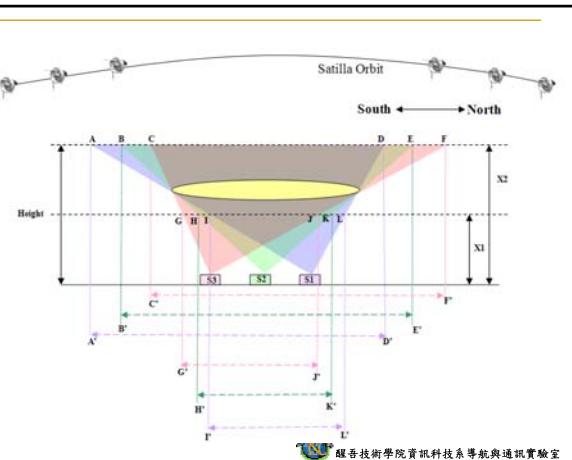
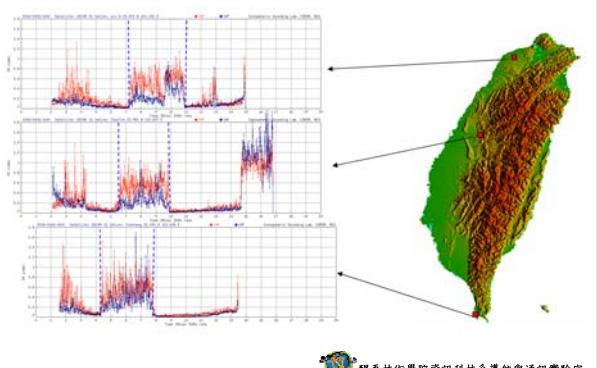
1. The same scintillation event happens in two stations in the same pass ?
2. Two Frequency ? 3. Elevation angle too low(below 15 degrees) ?



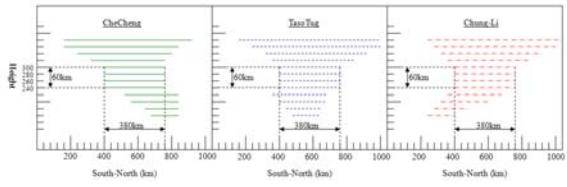
The MART algorithm and resulting tomography



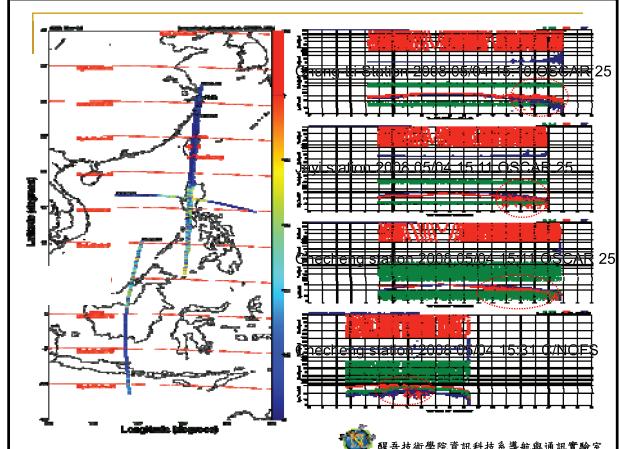
The scintillation Event



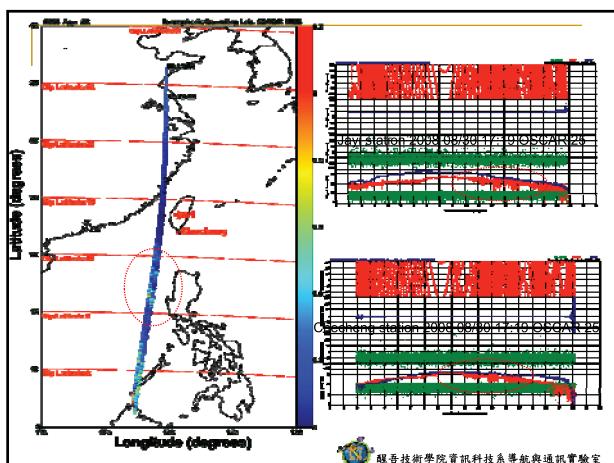
The result from simple optic model



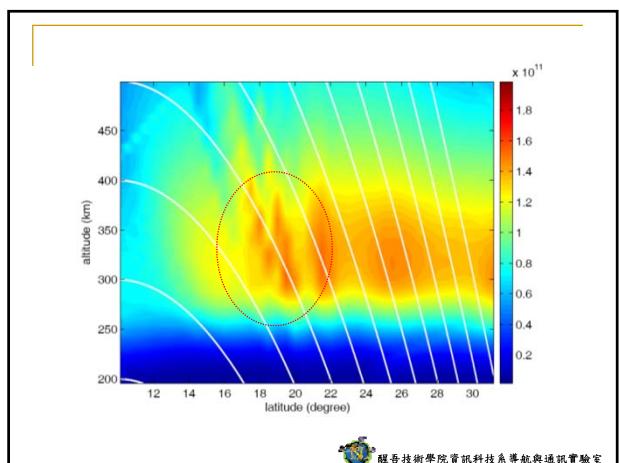
醒吾技術學院資訊科技系導航與通訊實驗室



醒吾技術學院資訊科技系導航與通訊實驗室

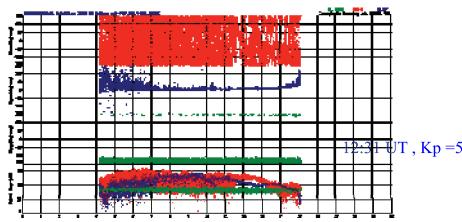
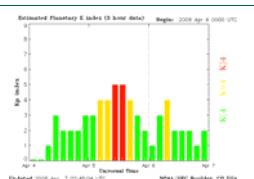


醒吾技術學院資訊科技系導航與通訊實驗室



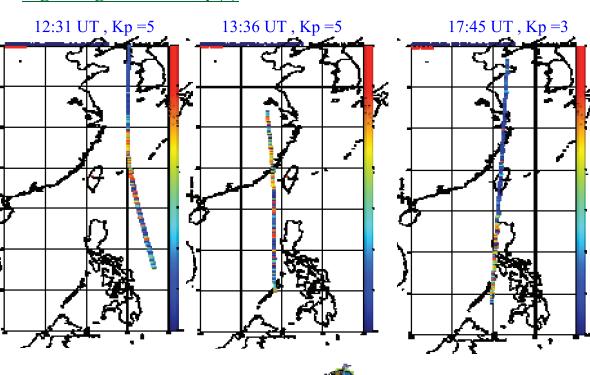
醒吾技術學院資訊科技系導航與通訊實驗室

Special events at low-latitude scintillation near Taiwan at the high magnetic activity(1)

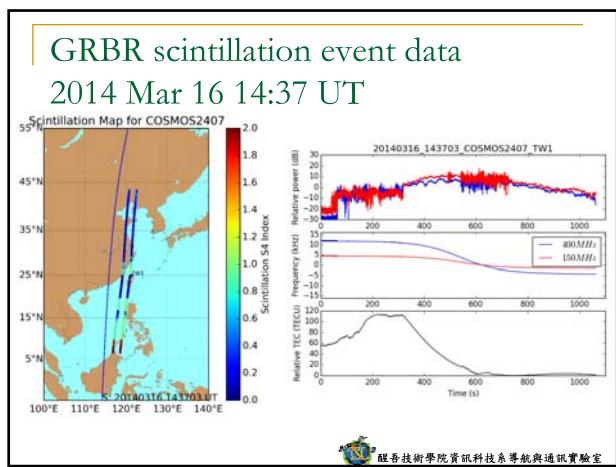
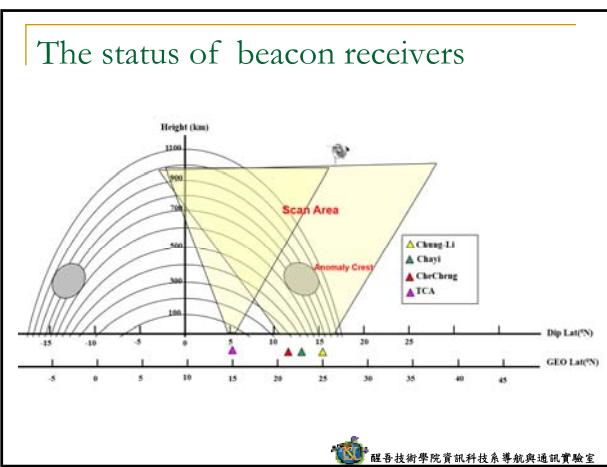
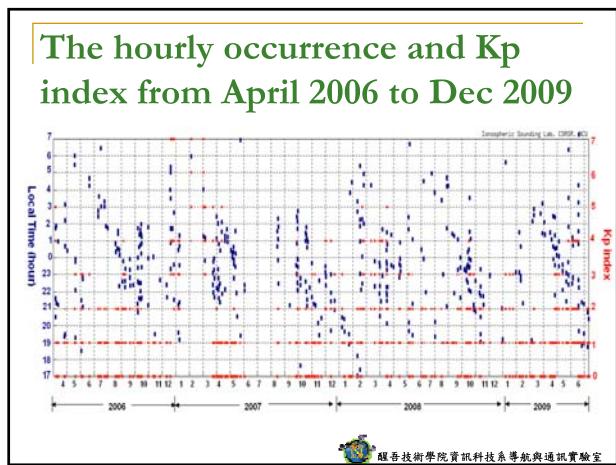
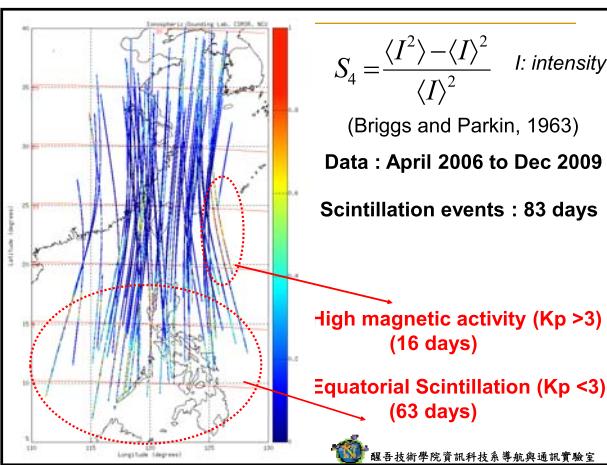
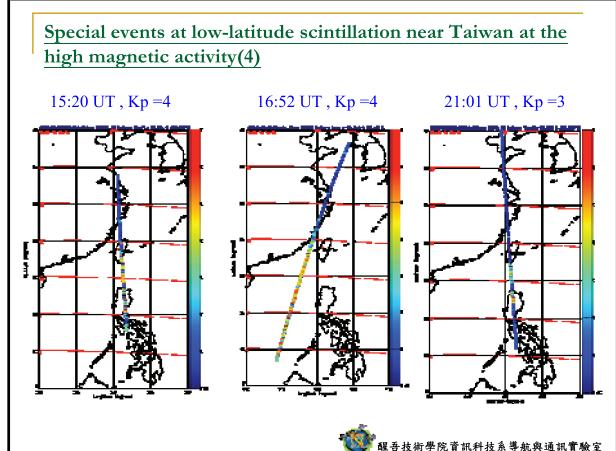
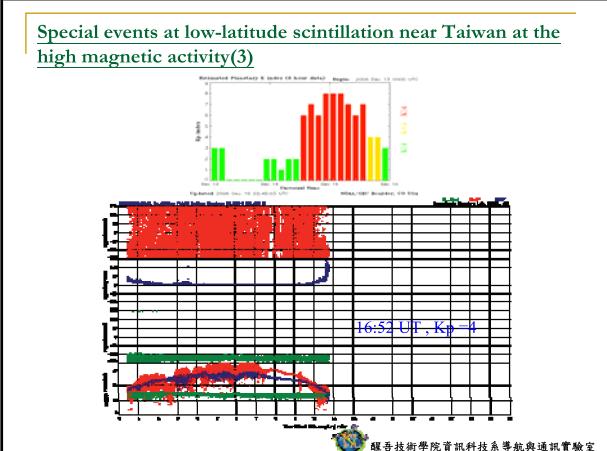


12:31 UT , Kp =5

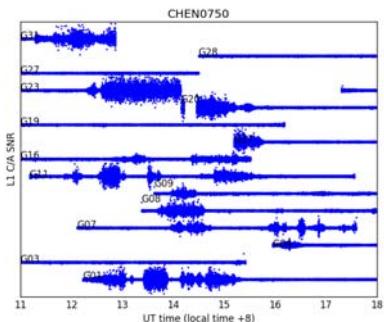
Special events at low-latitude scintillation near Taiwan at the high magnetic activity(2)



醒吾技術學院資訊科技系導航與通訊實驗室

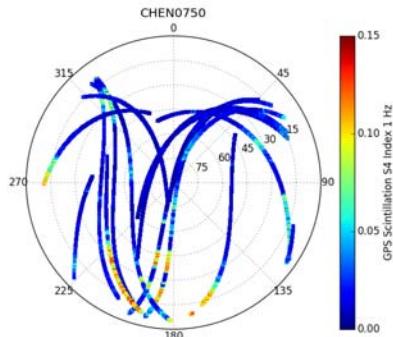


GPS data for scintillation event at Taiwan



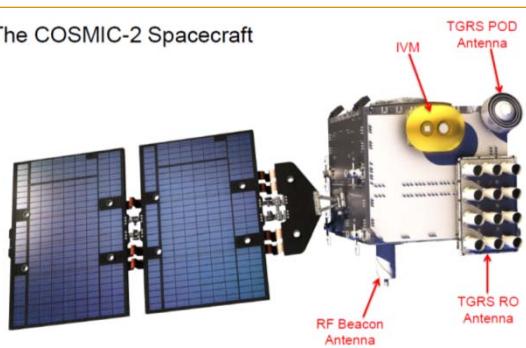
駕駛技術學院資訊科技系導航與通訊實驗室

GPS data for scintillation event at Taiwan



駕駛技術學院資訊科技系導航與通訊實驗室

The COSMIC-2 Spacecraft

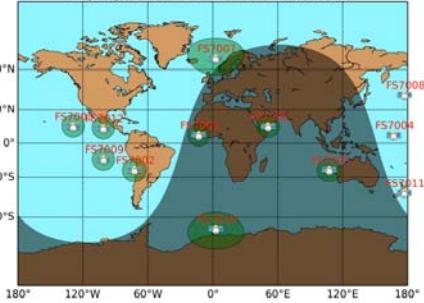


The COSMIC-2 spacecraft are being developed by Surrey Satellite Technologies Limited (SSTL) Under Contract to Taiwan's National Space Agency

駕駛技術學院資訊科技系導航與通訊實驗室

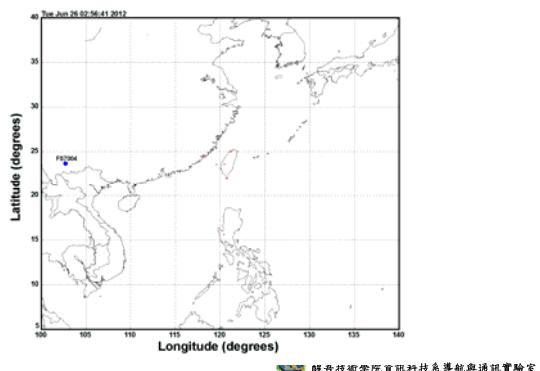
The simulation of orbit for COSMIC 2

Day/Night Map for 06 8 2013 20:00:00 (UTC)



實驗室

The simulation of orbit for COSMIC 2



駕駛技術學院資訊科技系導航與通訊實驗室

Discussion and conclusion

- We could use the simple optic model to obtain the real altitude of irregularities when we estimate ionospheric penetration points of the irregularities to define E and F layer irregularities.
- There are 442 scintillation days from April 2006 to Dec 2009 (1423 days) and occurred usually at 18–05 LT in the night time, especially at pre-midnight or post-midnight.
- The scintillations have high correlation with months when $K_p < 3$. The scintillations are happened at May–June and December–February less than the other months. On the contrary, scintillations are normally more frequent during the equinoctial months of August–October and March–April. Meanwhile there are 42 scintillation days happened when $K_p > 3$.
- During the equinoctial months of August–October and Mar–April, when scintillations are normally more frequent, the generation of equatorial irregularities is in general absent during magnetic disturbances.

駕駛技術學院資訊科技系導航與通訊實驗室

Thanks For Your Attention !!



醒吾技術學院資訊科技系導航與通訊實驗室

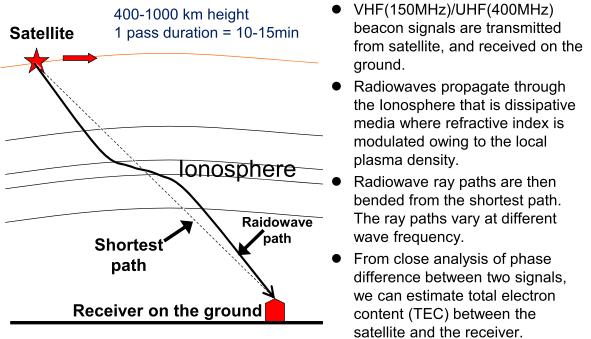
新・衛星＝地上ビーコン観測と赤道大気レーダーによる低緯度電離圏の時空間変動の解明 －新しい研究プロジェクト紹介－

山本衛・橋口浩之(京大RISH)・斎藤昭則(京大理)
松永真由美(愛媛大)・斎藤亨(電子航法研)・Huixin Liu(九大)
横山竜宏・陣英克(NICT)・大塚雄一(名大STE研)
Roland Tsunoda (SRI International, USA)
Tung-Yuan Hsiao (Hsing Wu University, Taiwan)

Contents

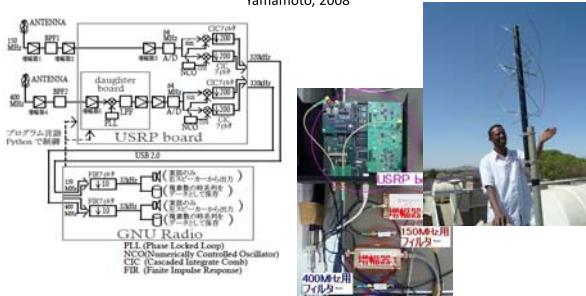
1. Brief review of dual-band beacon experiment by using GNU Radio Beacon Receiver (GRBR).
2. Introduction of new research project just started in FY 2015.
 - New satellites and development of new GRBR.
 - Long-period EAR experiment

Radio beacon experiment of the ionosphere

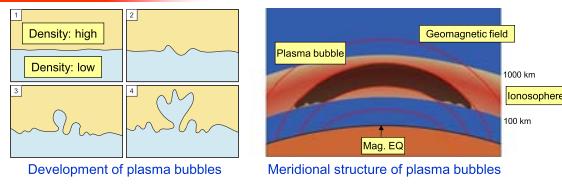


GNU Radio Beacon Receiver (GRBR)

-- Digital radio for 150/400MHz beacon experiment --
Yamamoto, 2008

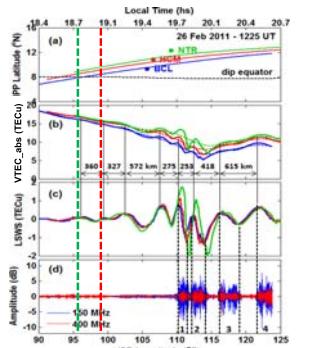


Low-latitude ionosphere: Equatorial Spread-F (ESF)



- Local density-depleted regions at the bottomside of the ionosphere develop and rapidly move upward to the topside of the ionosphere.
- Rayleigh-Taylor instability is the mechanism.
- ESF occurs mainly near F-region sunset over the magnetic equator.
- Meridionally elongated structure along the field line.
- Accompanied with small-scale irregularities that are detectable by VHF radars.

Spatial alignment of LSWS with scintillations



- ❖ The zonal wave-like structures from the three stations are aligned
- ❖ The wave structures are aligned to \vec{B} field-lines
- ❖ Zonal scale sizes vary from ~250 – 615 km
- ❖ Scintillations develop at westward walls of TEC depletions

Tulasi Ram, et al, 2012

SW Asia: Equatorial Ionosphere Anomaly (EIA)

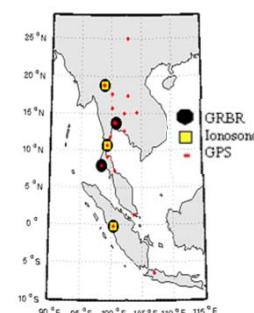
Low-latitude ionospheric irregularity captured by the beacon experiment

KORNYANAT
WATTHANASANGMECHAI

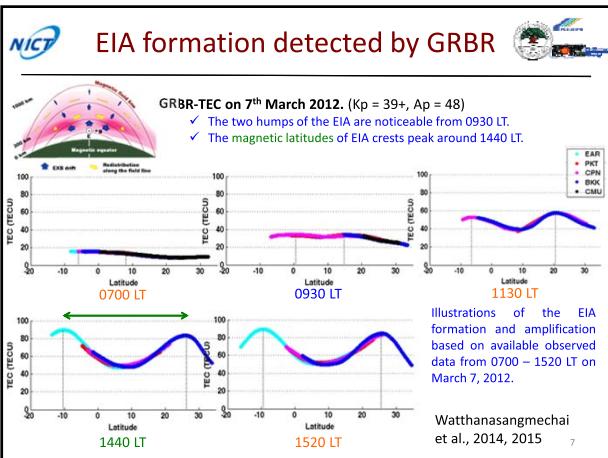
Formation and the day-to-day variability of the EIA** was captured by GRBR chain. The asymmetry of the EIA** was investigated. The equatorial plasma bubble and the pre-dawn depletion were detected.”

“

EIA: Equatorial Ionization Anomaly



GRBR meridional chain along 100E longitude



New research project

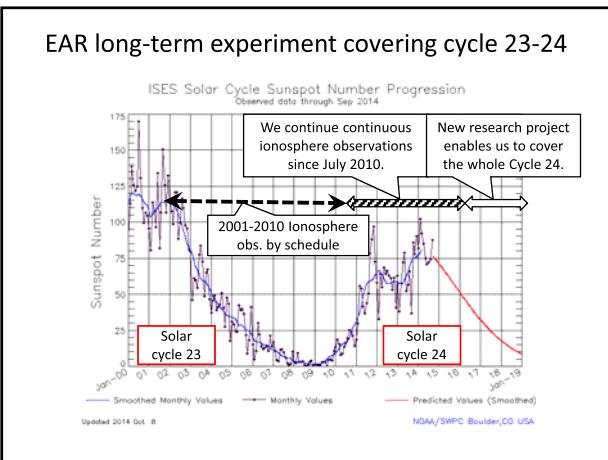
(Kakenhi grant Kiban-A (科研費基盤A) in FY2015-2018)

- New beacon experiment

- Several new beacon satellites are launched in 2015-2016. We develop new GRBR system for them.
 - We collaborate with Ehime Univ. for antenna development.
 - 4ch digital receiver is necessary for full operation.
- We also hope Equatorial MU Radar (EMU) during the research period.

- Long-term EAR experiment

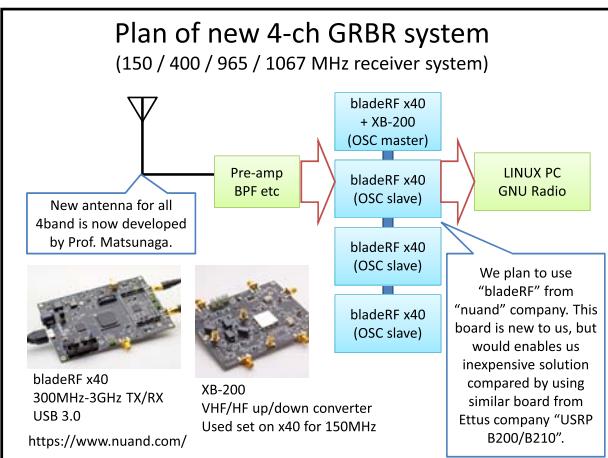
- EAR started experiment in June 2001. We continue long-term experiment during the research period.
 - About two solar-cycle data will be obtained after the period.
 - Recent solar cycle can be covered by continuous data.



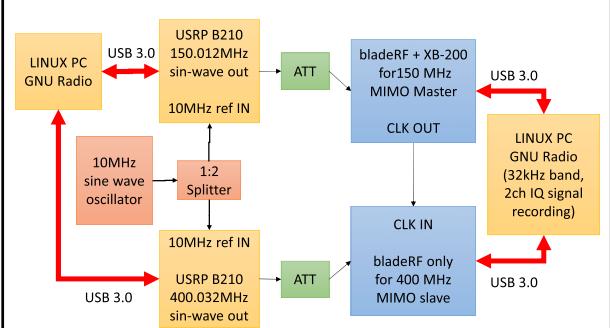
New beacon satellites

| Name | Launch | Units | Inclination | Beacon frequency | Note |
|-----------------------|------------------------|-------|-------------|--------------------------------|----------------------------------|
| PROPCUBE (USA) | Sep. 2015 Dec. 2016 | 3 | 63° | 390 MHz 2340 MHz | |
| COSMIC-2 (USA,Taiwan) | Dec 2016 | 6 | 24° | 400 MHz 965 MHz 2200 MHz | Main mission is GPS occultation. |
| TBEx (USA) | Dec 2016 | 2 | 28.5° | 150 MHz 400 MHz 1067 MHz | Decided launch with COSMIC-2 |

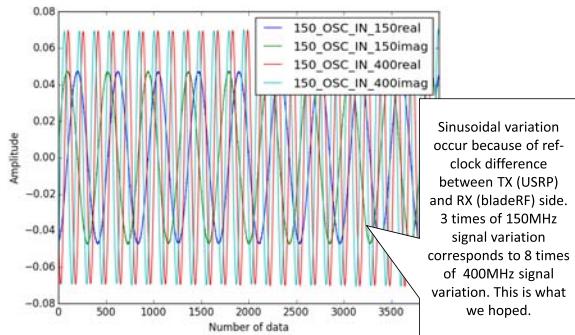
- Satellites for 150/400MHz DBB are getting old. C/NOFS stopped DBB transmission already.
- There are three new satellite launches planned in 2015-2016. Especially COSMIC-2 and TBEx will fly in the low-latitude region.
- We prepare the beacon experiment by developing new GRBR system.



Setup



150/400MHz time series

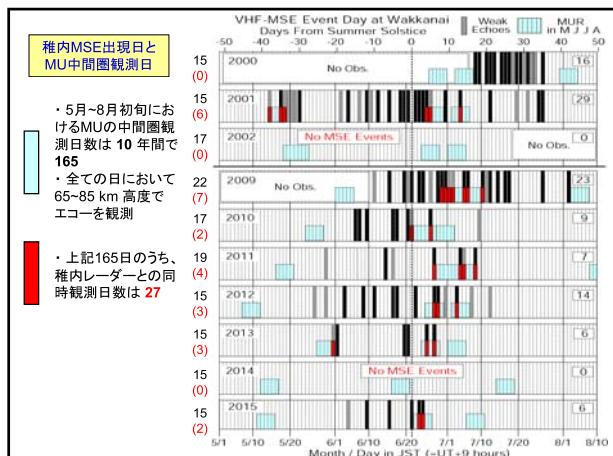
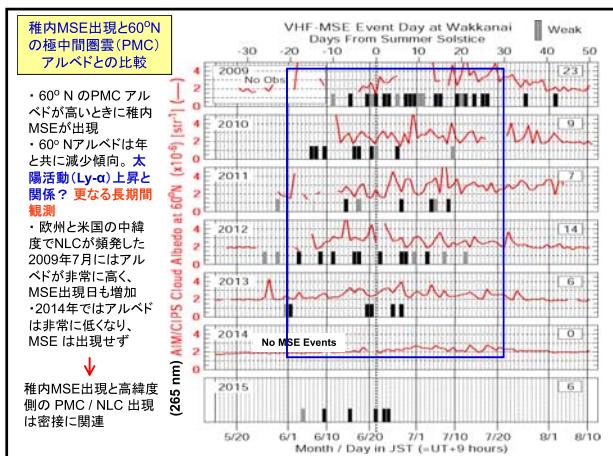
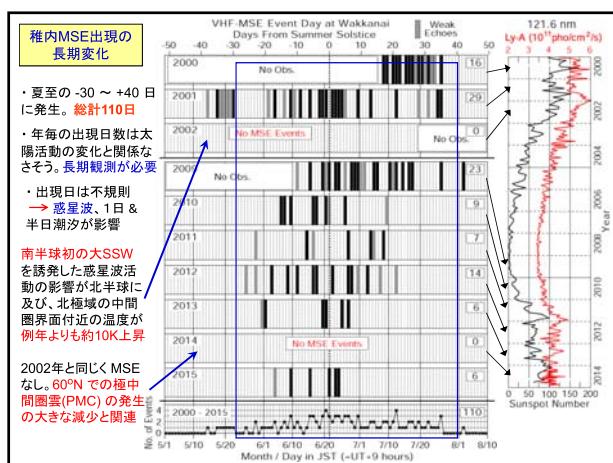
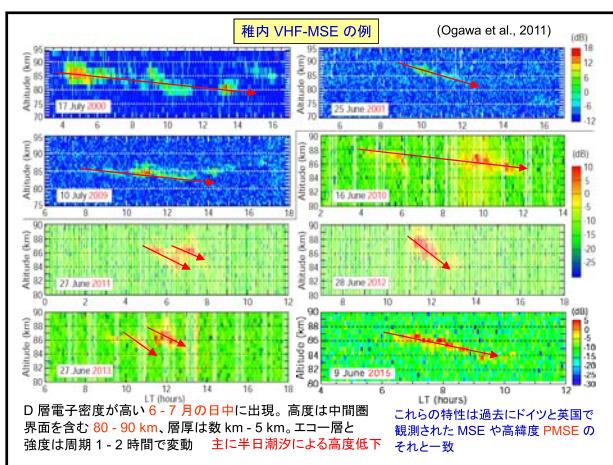
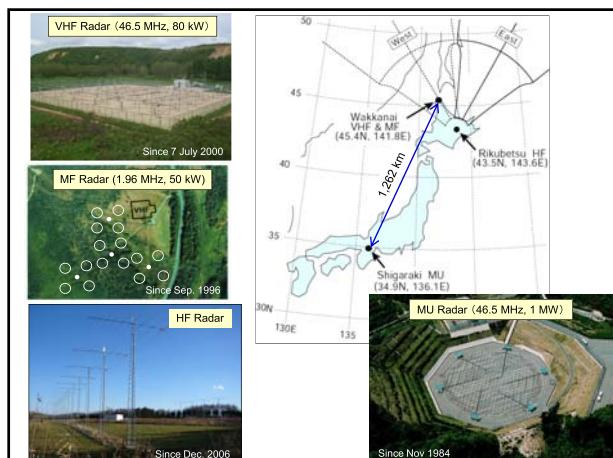
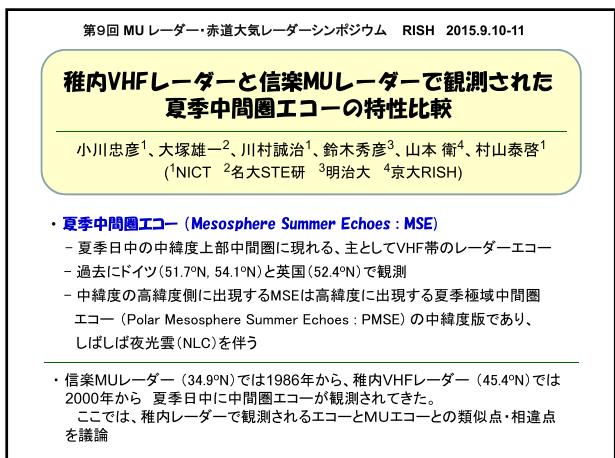


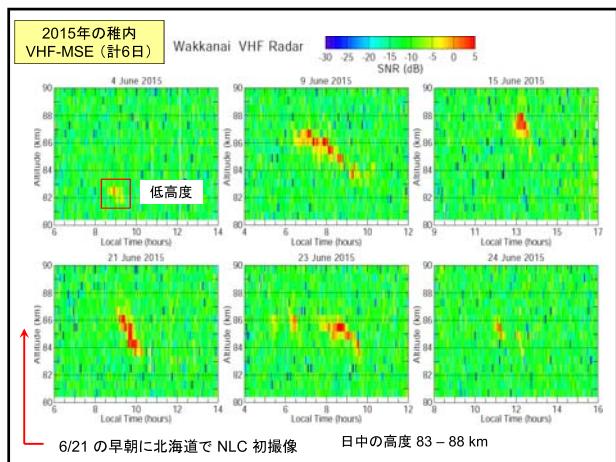
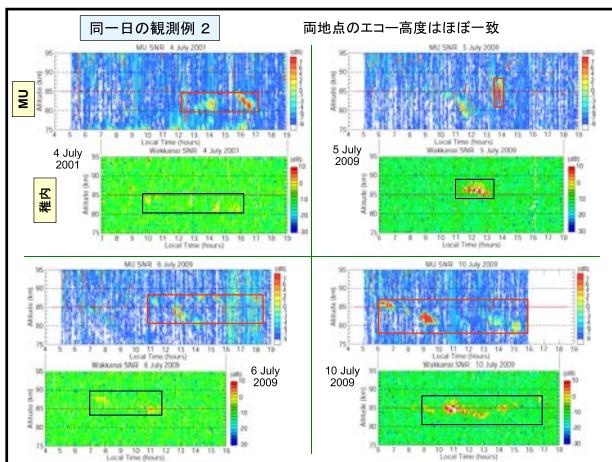
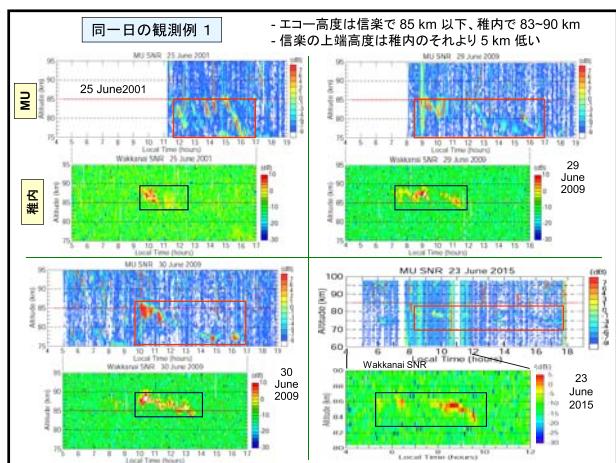
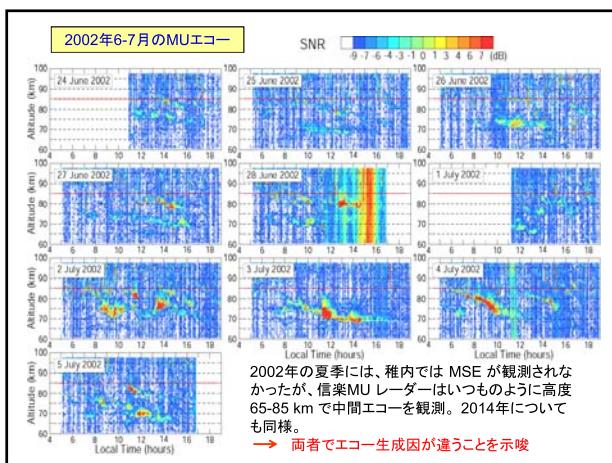
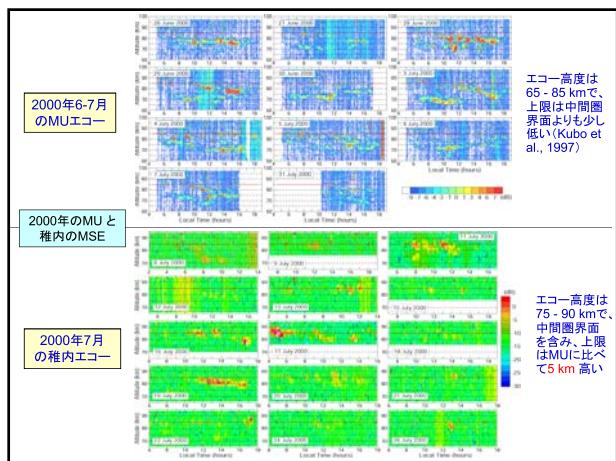
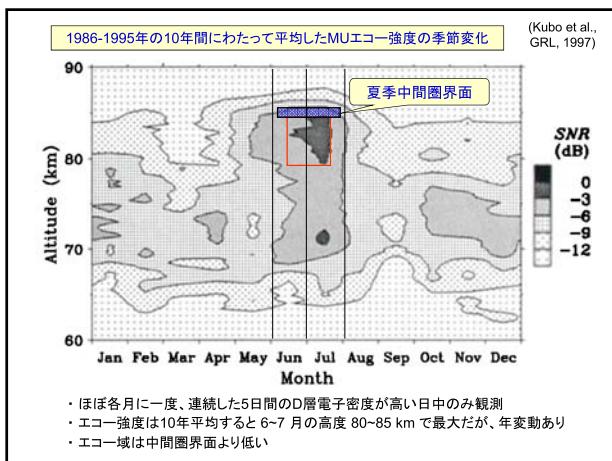
Summary

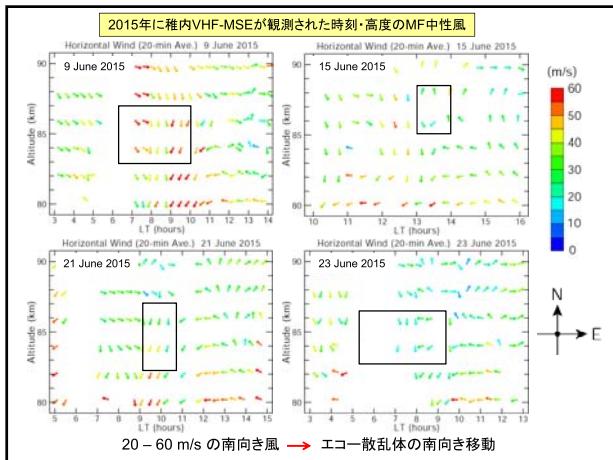
- Digital beacon receiver GRBR was successful for studies over Japan and Southeast Asia.
 - Japan: MSNA tomography, Rocket beacon experiment
 - SW Asia: LSWS and EBP relation, EIA structure and variation.
- Recently, however, many beacon satellites are getting older, and number of available data are decreasing.
- There are several satellite constellation planned in 2015 and 2016. Chance of observations is enhanced by that.
- We fortunately started a new Kakenhi project in FY 2015-2018. We will develop another GRBR system for the new satellites beacon. Also we will continue EAR long-term observations of the low-latitude ionosphere.

Related papers (selected)

- Yamamoto, M., Digital beacon receiver for ionospheric TEC measurement developed with GNU Radio, *Earth Planets Space*, 60, e21-e24, doi:10.1186/BF03353137, 2008.
- Thampi, S. V., C. Lin, H. Liu and M. Yamamoto, First Tomographic Observations of the Mid-latitude Summer Nighttime Anomaly (MSNA) over Japan, *J.Geophys. Res.*, 114, A10318, doi:10.1029/2009JA014439, 2009.
- Thampi, S. V., N. Balan, C.-H. Lin, H. Liu, and M. Yamamoto, Mid-latitude Summer Night time Anomaly (MSNA) Observations and Model Simulations, *Ann. Geophys.*, 29, 157-165, 2011.
- Tulasi Ram, S., M. Yamamoto, R. T. Tsunoda and S. V. Thampi, On the application of differential phase measurements to study the zonal large scale wave structure (LSWS) in the ionospheric electron content, *Radio Science*, 47, RS2001, doi:10.1029/2011RS004870, 2012.
- Tulasi Ram, S., M. Yamamoto, R. T., Tsunoda, H. D. Chau, T. L. Hoang, B. Damtie, M. Wassae, C. Y. Yatini, T. Manik, and T. Tsugawa (2014), Characteristics of large-scale wave structure observed from African and Southeast Asian longitudinal sectors, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 119, 2288-2297, doi:10.1002/2013JA019712.
- Watthanasangmechai, K., M. Yamamoto, A. Saito, T. Tsugawa, T. Yokoyama, P. Supnithi, and C. Y. Yatini (2014), Latitudinal GRBR-TEC estimation in Southeast Asia region based on the two-station method, *Radio Sci.*, 49 (10), 910-920, doi:10.1002/2013RS005347.
- Watthanasangmechai, K., M. Yamamoto, A. Saito, T. Maruyama, T. Yokoyama, M. Nishioka, and M. Ishii, Temporal change of the EIA asymmetry revealed by a beacon receiver network in Southeast Asia, *Earth Planets Space*, 67:75, doi:10.1186/s40623-015-0252-9, 2015.







まとめ

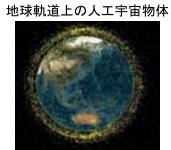
- MUによる1986~1995年の夏季中間圈エコーの観測結果(Kubo et al., 1997):
 - ・強いエコーは6~7月の中間圈界面以下の80~85 kmに出現。
 - これらの結果はMUによる2000~2002年と2009~2015年の**計165日**の観測結果と一致
- 稚内の MSE も6~7月に強いが、出現高度は中間圈界面を含む主として80~90 km
 - ・MSEの出現はしばしば赤道向きの中性風と関係しており、MSEの原因となる冷たい氷粒子や不規則構造が高緯度側から運ばれていますことを示唆。
 - ・VHF-MSEに伴って、HF-MSEやMF-MSEも出現。
- 2000~2002年と2009~2015年において、**計27日**に両レーダーでエコーを同時検出。
 - しかし、エコーカーの強度、高度、継続時間は必ずしも一致しない。理由は、レーダー出力、不規則構造の生成因、中間圈界面付近の状態などの違いか？
- 稚内では2002年の夏季にMSE観測されず(原因は、南半球での高いプラネタリーアクション)。2014年にもMSE観測されず(原因は、60°N以南のPMCの減少)。稚内MSEの出現は中間圈界面付近の温度に依存。
- 一方、MUでは両年で通常通りエコーが観測されており、稚内と信楽ではエコーカーの生成過程が違うことを示唆
- 稚内レーダーのMSE観測から期待されていたオホーツク海上の夜光雲(NLC)が2015.6.21の早朝に北海道で初撮像された。この事実は、NCLとMSEの関連を支持

MUレーダーを用いた スペースデブリの形状推定 に関する研究

岩堀太紀・山川宏・山本衛・橋口浩之・河原淳人
京都大学生存圏研究所

研究背景(1)

スペースデブリ…地球軌道上の活動がない人工物体
・秒速7km程度で地球軌道上を周回しているため
危険である
・宇宙開発において大きな障害となっている



出典: <http://www.aero.or.jp/web-koku.html>

低軌道上物体数の推移



・初の人工衛星打ち上げ以来
デブリは増加し続けている
・今後も増加が予想される

出典: <http://www.cpdnp.jp/pdf/003-01-010-07.pdf>

研究背景(2)

対応として様々なデブリ除去手法の提案

デブリに対し
イオンエンジンを取り付けて移動
帯電させて落下
直接捕捉して回収

いずれもデブリへの接触を想定している
実現には多くの情報が必要(軌道、質量、形状、材質、etc)
しかしデブリ情報の獲得は容易でない

→ デブリ観測手法の確立が必要
本研究では地上レーダによる形状推定を対象とする

先行研究の形状推定手法(SRDI法)

① レーダを用いた
デブリ信号の取得

② 時間周波数解析
・STFT(短時間フーリエ変換)
・Wigner-Ville分布(WVD)

③ 信号処理
・Migration法

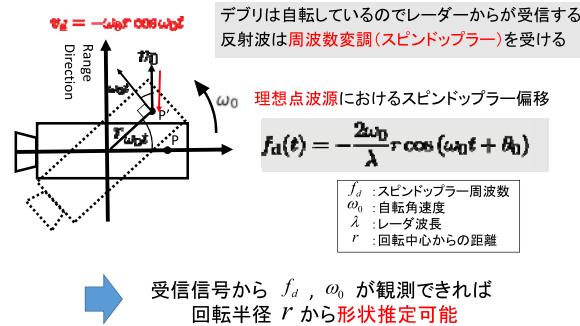
④ 形状推定

特徴

- 地上レーダの使用
- 低周波でのデブリ観測
- デブリの回転による
ドップラー効果に着目

時間周波数スペクトルから
デブリの形状の取得

SRDI法の前提(スピンドップラー周波数)



受信信号の時間-周波数解析

平均化擬似Wigner-Ville分布(SPWD)

$$P(t, \omega)_{wvd} = \int s(t + \frac{\tau}{2}) s^*(t - \frac{\tau}{2}) e^{-j\omega\tau} d\tau$$

$$P'(t, \omega) = \int \Phi(t - t', \omega - \omega') P(t', \omega')_{wvd} dt' d\omega'$$

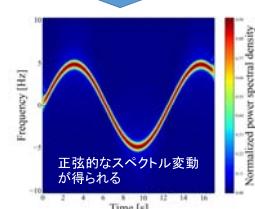
$s(t)$:受信信号
 τ :区切り幅
 ω :角速度

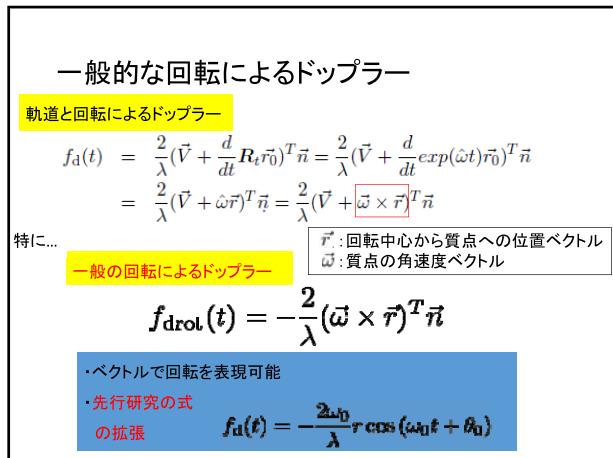
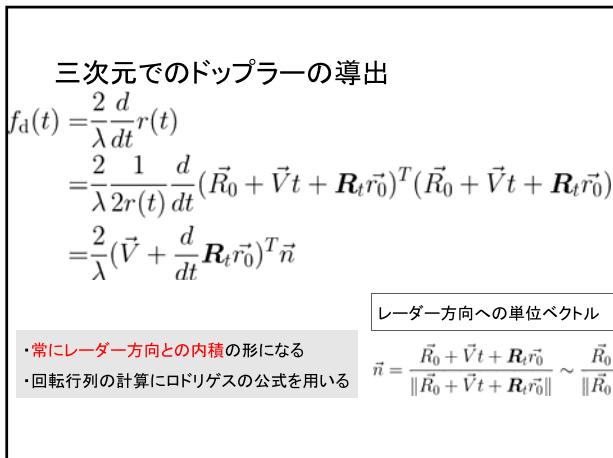
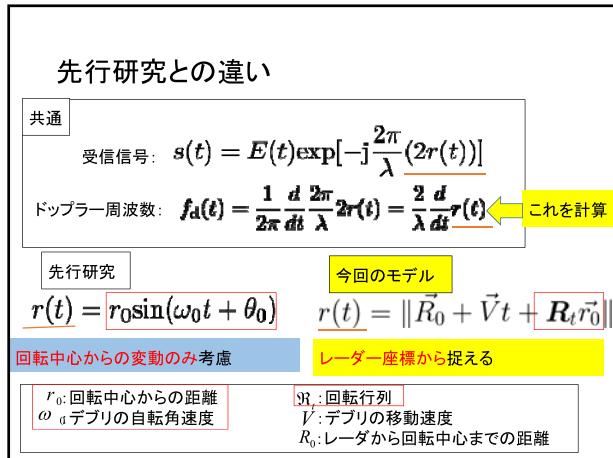
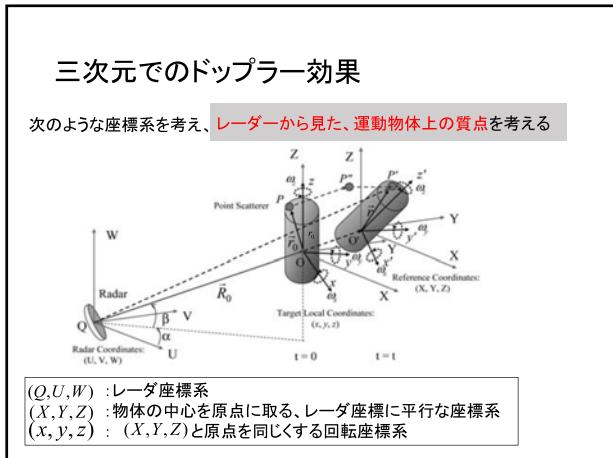
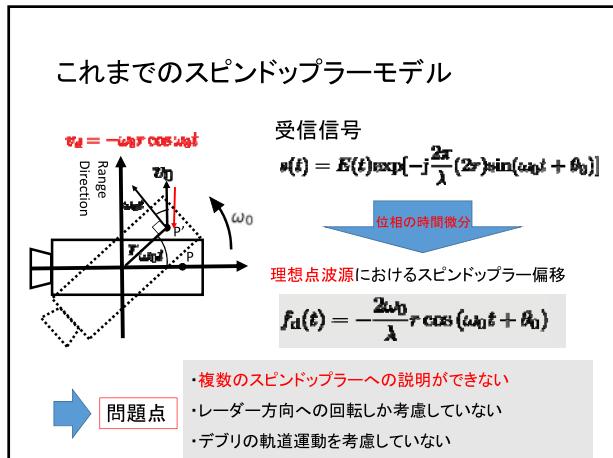
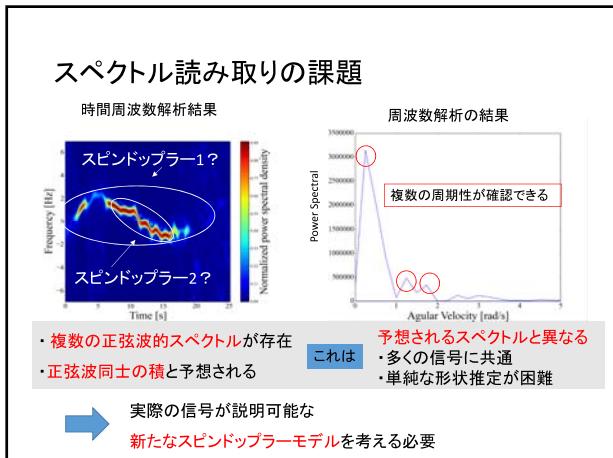
各時間での周波数変動を捉えられる
・時間、周波数に対し高分解能
(真値を精度よく求められる)

理想的なスピンドップラー

$$f_d(t) = -\frac{2\omega_0}{\lambda} r \cos(\omega_0 t + \theta_0)$$

解析





時間を変数とした表現

ロドリゲスの諸公式を利用して

$$\begin{aligned} f_{\text{dop}}(t) &= -\frac{2}{\lambda}(\vec{\omega} \times \vec{r})^T \vec{n} \\ &= -\frac{2}{\lambda}(\vec{\Omega} \vec{\omega}' \times R_t R_{\text{init}} \vec{r}_0)^T \vec{n} \\ &= -\frac{2\Omega}{\lambda}[\vec{\omega}'(\vec{\omega}' \sin \Omega t + I \cos \Omega t) R_{\text{init}} \cdot \vec{r}_0]^T \vec{n} \end{aligned}$$

角速度 Ω で変動する
ドップラーが得られる

ロドリゲスの公式を用いた表現

$$R_t = (I + \vec{\omega}' \sin \Omega t + \vec{\omega}'^2 \cos \Omega t)$$

$$\vec{\omega} = \begin{pmatrix} 0 & -\omega_x & \omega_y \\ \omega_z & 0 & -\omega_x \\ -\omega_y & \omega_x & 0 \end{pmatrix}$$

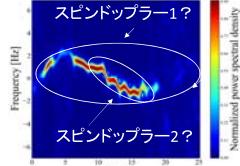
R_{init} : 質点の初期位置を表す回転行列

$\vec{\Omega}$: 角速度ベクトルのノルム

$\vec{\omega}'$: 単位角速度ベクトル

新たなモデルの考察

$$f_{\text{dop}}(t) = -\frac{2\Omega}{\lambda}[\vec{\omega}'(\vec{\omega}' \sin \Omega t + I \cos \Omega t) R_{\text{init}} \cdot \vec{r}_0]^T \vec{n}$$



時間的には Ω のみに依存する

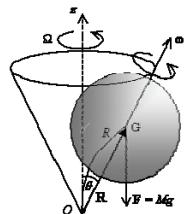
複数のドップラー周波数を表現できるモデルではなかった

一方で...

- デブリの軌道運動を考慮した定式化ができた
- レーダーに垂直な回転は捉えられないことがわかった

これらの結果を踏まえ、他の要因を検討する

歳差運動の検討



$\vec{\omega}$: 自転の角速度
 $\vec{\Omega}$: 歲差運動の角速度

出典: <http://www-antenna.ee.titech.ac.jp/~hirai/hobby/edu/mechanics/precession/precession.htm>

- デブリは一般に歳差運動をしていることが予想される
- 歳差運動は異なる二つの角速度を持つ

まとめと今後の予定

まとめ

- これまでのスピンドップラーモデルでは説明できない信号が多く得られる
- 空間的なスピンドップラーモデルを考えることで、以前のモデルの拡張を行った
- このモデルの拡張では形状推定には不十分であることがわかった

今後の予定

- 歳差運動するデブリをシミュレーションし、デブリから電波伝搬を計算することで、歳差運動モデルを検討する



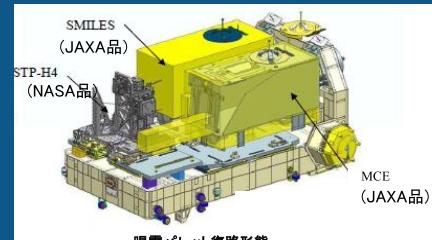
国際宇宙ステーションからの 大気光・イオン共鳴散乱光で観測された電離圏構造

齊藤昭則・穂積裕太(京大理)・坂野井 健(東北大理)・
吉川一朗(東大新領域)・山崎 敦(ISAS)・山本 衛(京大RISH)

- Installed on the exposure facility (EF) of Japanese experimental module 'Kibou' on International Space Station (ISS) in Aug. 2012.
- Two sets of imagers
 - VISI for the observation of the airglow in the nadir direction.
 - EUVI for the observation of the resonant scattering from ions in the limb direction.



- 2015年8月10-12日 : MUレーダーIS観測との同時観測
- 8月24日 : HTVドッキング成功。ISS-IMAP観測終了
- 8月30日 : ポートから取り外し、暴露パレットに移動
- 現在HTV離脱待ち



[http://www.mext.go.jp]



2015/08/21

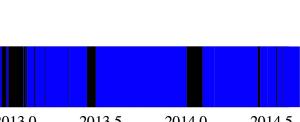
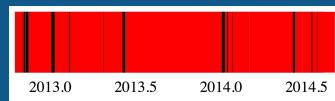


[http://jsc.nasa.gov]



Observation Status of ISS-IMAP

VISI + EUVI



EUVI



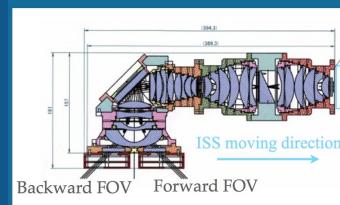
Results of the ISS-IMAP observation

- Distribution of wave structures in the MLT region
 - Concentric wave structures
 - Wave structures in various scale size
 - Coordinated observation with limb-imaging, ground-based imagers, radars and GPS receivers.
- Structures of plasma on the bottomside of the F-region ionosphere.
 - Meso-scale structures: Plasma bubble & MSTID
 - Equatorial Ionization Anomaly
- Distribution of He+ and O+ in the Ionosphere and the Plasmasphere
 - Observation of total He+ content
 - Observation of O+ with 83.4nm resonant scattering

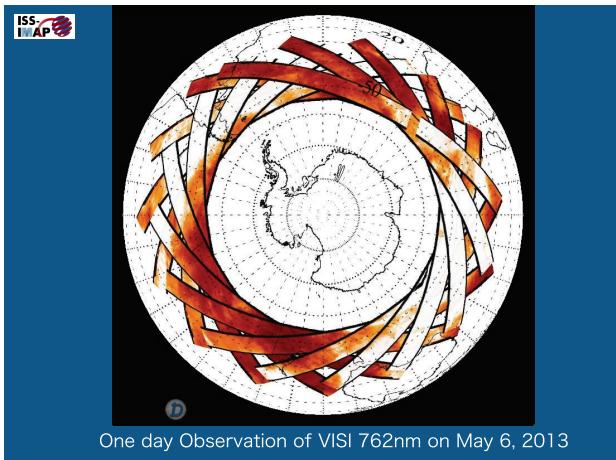
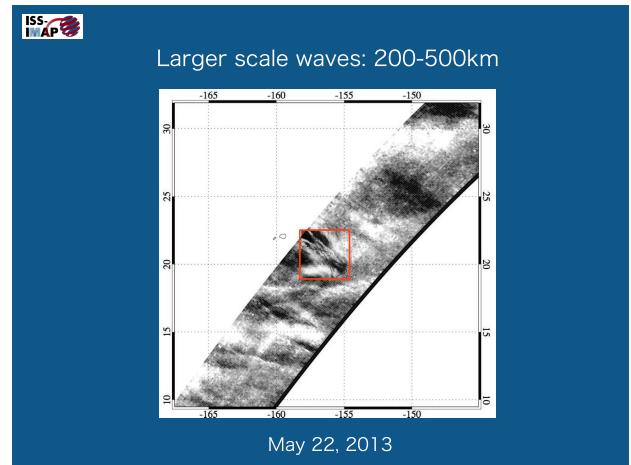
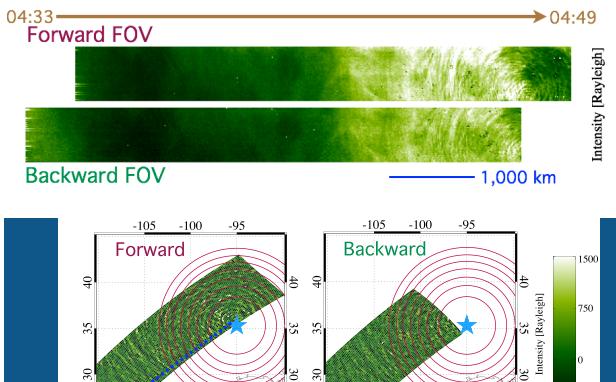


VISI: Visible-light and Infrared Spectral Imager

- Airglow
- 730nm (OH, Alt. 85km), 762nm (O₂, Alt 95km), 630nm(O, Alt.250km)
- Nadir looking with forward and backward slits perpendicular to the ISS trajectory
- Spatial Resolution: 18km (OH and O₂) and 25km(O)
- Exposure Time: 1 sec.-
- Weight 14.5kg
- Size 416 x 335 x 223mm

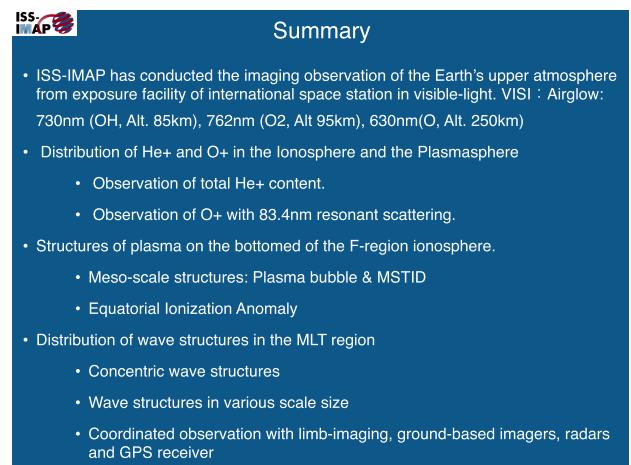
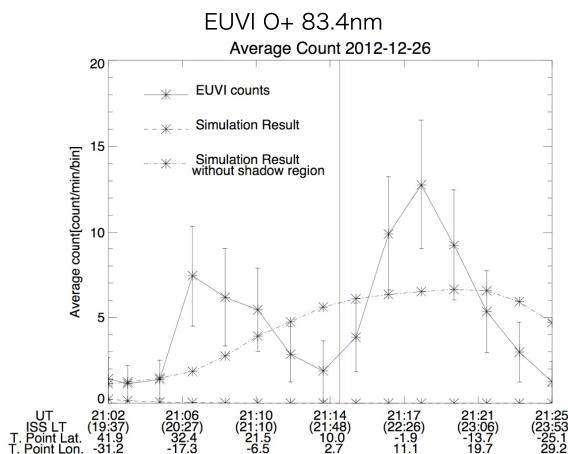
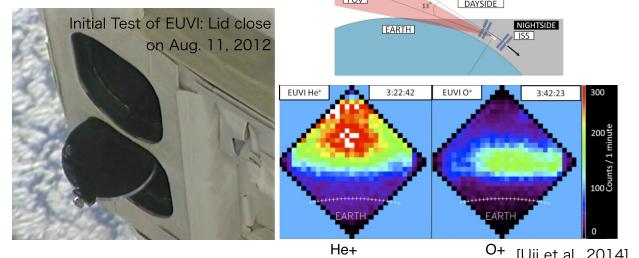


Concentric wave structure in 762nm
June 1, 2013 [Akiya et al., 2014]



EUVI: Extreme Ultra Violet Imager

- Resonant scattering from ions
- 83.4nm (O⁺), 30.4nm (He⁺)
- Backward Limb looking with 15 deg. Field-of-view.
- Weight 19.3kg, Size 170 x 370 x 480 mm



MU レーダー・ヘッドエコー観測による 惑星間ダストの軌道と流星アブレーション過程の計測 Orbits of Interplanetary Dusts and Meteor Ablation Process measured by MU Radar Head-echo Observations

Shinsuke Abe¹⁾, Johan Kero²⁾, Takuji Nakamura³⁾, Yasunori Fujiwara³⁾,
Daniel Kastinen⁴⁾, Junichi Watanabe⁵⁾, Hiroyuki Hashiguchi⁶⁾, MURMHED members

¹⁾ Department of Aerospace Engineering, Nihon University, Japan

²⁾ Swedish Institute of Space Physics, Sweden

³⁾ National Institute of Polar Research, Japan

⁴⁾ Luleå University of Technology, Sweden

⁵⁾ National Astronomical Observatory of Japan

⁶⁾ Research Institute for Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Japan

The influx rate of interplanetary dusts and artificial space debris onto the Earth's surface are essential for the human space activities. Thus, it is very important to investigate influx, orbits and mechanical strength of meteoroids that can be observed as meteors after interacting with the upper atmosphere. High power large aperture (HPLA) radar observation is a recent technique to provide useful information on meteor influx and orbits, as well as interactions with the atmosphere. The recent development of the technique carried out using the middle and upper atmosphere radar (MU radar) of Kyoto University at Shigaraki (34.9N, 136.1S), which is large atmospheric VHF radar with 46.5 MHz frequency, 1 MW output transmission power and 8,330 m² aperture array antenna, has established very precise orbital determination from meteor head echoes. More than 150,000 meteor orbits have been measured since 2009. In this paper, we present the physical quantities of meteoroids such as orbital parameters, flux rate and ablation characteristics obtained from the MU radar meteor head echo observations. The origin and internal structure of meteoroids compared with comets, asteroids and space debris will be discussed.

Key Words: Radars, Meteoroids, Meteors, Space debris, Comets, Asteroids

Nomenclature

| | |
|-------------|--|
| RCS | : Radar cross section |
| P_r | : Received power |
| R | : Target range |
| G_t | : Transmitter antenna gain |
| G_r | : Receiver antenna gain |
| θ | : Azimuth of target (positive east of north) |
| q | : Heating rate |
| ϕ | : Elevation of target |
| λ | : Radar wavelength |
| P_t | : Transmitted power |
| SNR | : Signal-to-noise ratio |
| T_{noise} | : Equivalent noise temperature |
| K_B | : Stefan-Boltzmann constant |
| b_w | : Receiver bandwidth |
| M_v | : Absolute visible magnitude |
| a | : Semi-major axis |
| e | : Eccentricity |
| i | : Inclination |
| ω | : Argument of perihelion |
| Ω | : Longitude of ascending node |
| D_{sh} | : D-criterion |

1. Introduction

The flux of meteoroids onto Earth is the source of the neutral and ion metal layers in the middle atmosphere. The influx plays an important role in atmospheric dynamics and processes like the formation of high-altitude clouds, possibly through coagulation of meteoric smoke particles acting as condensation nuclei for water vapor. Hunten et al. (1980)¹⁾ point out that estimating the deposition of mass in the atmosphere requires knowledge of not only the total mass influx of meteoroids, but also the size and velocity distributions and physical characteristics such as density and boiling point of the particles. The various mass ranges of meteoroids ranging between 10^{-15} and 10^{15} g are continuously colliding with the Earth. Most of them are so called micrometeoroids, micrometeorites or IDPs (Interplanetary Dust Particles) whose diameters are estimated between 10 and several 100 micrometres. It is indicated by radar, high-flying aircraft and zodiacal cloud observations that a daily mass influx of meteoroids is ranging from 100 to 300 tones^{2,3)}. However, it is still a matter of finding parent bodies of most meteoroids, while parent bodies for the most of major meteor showers have been identified as comets or dormant comets. Their physical and chemical aspects such as composition, structure as well as their origins are also poorly known. The influx rate of interplanetary dusts and artificial space debris onto the Earth's surface are essential for the human space

activities. Thus, it is very important to investigate influx, orbits and mechanical strength of meteoroids that can be observed as meteors after interacting with the upper atmosphere.

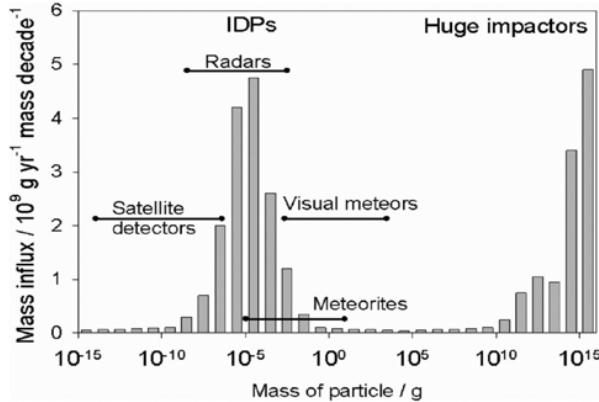


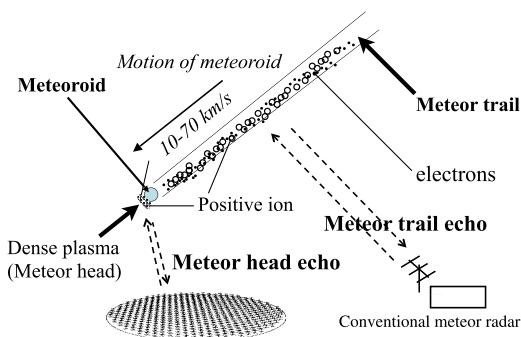
Fig. 1. Mass influx (per decade of mass) plotted against particle mass. The original plot from Flynn (2002)²⁾ has to be scaled to accord with the revised values from Plane (2012)³⁾.

2. Meteor head-echo method

2.1. Classical radars

Signal returns detected by conventional meteor radars have scattered from under-dense meteor trails, formed in the wake of the meteoroids entering the Earth's atmosphere. The altitude range over which such scattering can be observed is quite limited, extending at most from 70 to 140 km. Studies of the echo altitude distributions show that over a given restricted height range, the maximum detection height is approximately logarithmically proportional to the probing wavelength. This is known as the meteor height ceiling effect⁴⁾. The effect is assumed to be a consequence of the fact that ionized meteor trails have a finite radial extent. To be observable at all by radar the trail must be almost perpendicular to the radar beam. A meteor radar operating at 6 m wavelength therefore exhibits a maximum detection altitude of about 105–110 km. Because of the height cutoff effect, VHF radars detect only a fraction of the meteors that should otherwise be observable. The height ceiling effect also puts an upper limit on the useful frequency, and so most classical meteor radars have operated below 100 MHz.

Fig. 2. Schematic of meteor trail echo and meteor head echo.



2.2. HPLA radars

Meteor head echo observations with High-Power Large-Aperture (HPLA) radars are well suited for studying many aspects of the meteoroid influx in detail, as well as the atmosphere interaction processes. Meteor head echoes are radio waves scattered from the intense regions of plasma surrounding and co-moving with meteoroids during atmospheric flight. We have developed and implemented an automated analysis scheme for meteor head echo observations by the 46.5 MHz Middle and Upper atmosphere (MU) radar near Shigaraki, Japan (34.85 N, 136.10 E)⁵⁾. The algorithms used here use a combination of single-pulse-Doppler, time-of-flight and pulse-to-pulse phase correlation measurements, enabling the meteoroid radial velocity to be determined to within a few tens of m s^{-1} with 3.12ms time resolution⁶⁾. Equivalently, the precision improvement of the determined line-of-sight velocity is at least a factor of 20 compared to previous single-pulse measurements. Furthermore, we have invented an interpolation scheme to find the target range within a small fraction of the 900 m long range gates. This, together with the upgrade of the MU radar receiver system from four analog to 25 digital channels, results in improved target position determination, crucial for accurately estimating meteoroid trajectory parameters and calculating true meteoroid velocities from the measured radial velocity component along the radar line-of-sight.

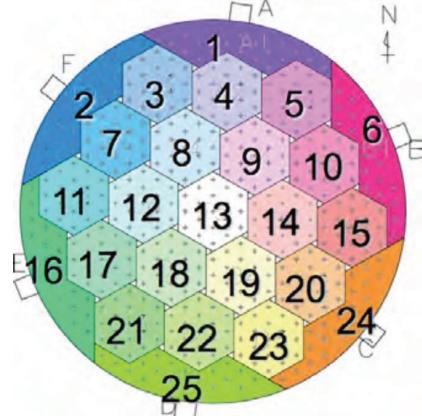


Fig. 3. A schematic view of the MU radar antenna array. It consists of 475 antennas arranged in a grid of equilateral triangles with an element spacing of 0.7λ . The array is divided into 25 subgroups (A1-F5), each consisting of 19 antennas and connected to its own transmitter and receiver module.

The present setup of the MU radar hardware comprises a 25 channel digital receiver system. It was upgraded from the original setup in 2004⁵⁾. After the upgrade, the MU radar always transmit right-handed circular (RC) polarization and receive left-handed circular (LC) polarization, with a phase accuracy of 2. The output of each digital channel is the sum of the received radio signal from a subgroup of 19 Yagi antennas. The whole array consists of 475 antennas, evenly distributed

in a 103 m circular aperture. A schematic view of the array and the subgroups is given in Fig. 2. It is possible to combine the output from several subgroups into the same digital channel to reduce the total number of channels and hence decrease the data rate without decreasing the total aperture. We have, however, chosen to use all 25 channels to enable subgroup phase offset reduction and to optimize

interferometric target position determination and post-steering of the receiver beam. The maximum continuous data rate is about 20 GB h⁻¹ due to system limitation. The range finding interpolation algorithm works best if the transmitted code is selected as to have a minimum value next to the central maximum in its autocorrelation function (ACF). The autocorrelation of a 13-bit Barker code has zeros next to the central peak. This property maximizes the precision of the range interpolation for a given code length. Other properties of the transmission schedule as the number of bits in the code, baud length, IPP, etc., are not restricted by the range finding interpolation algorithm and should be chosen according to hardware limitations and other constraints. It is important to make sure that the receiver bandwidth is wide enough to accommodate both the modulation band-width and the target Doppler shift.

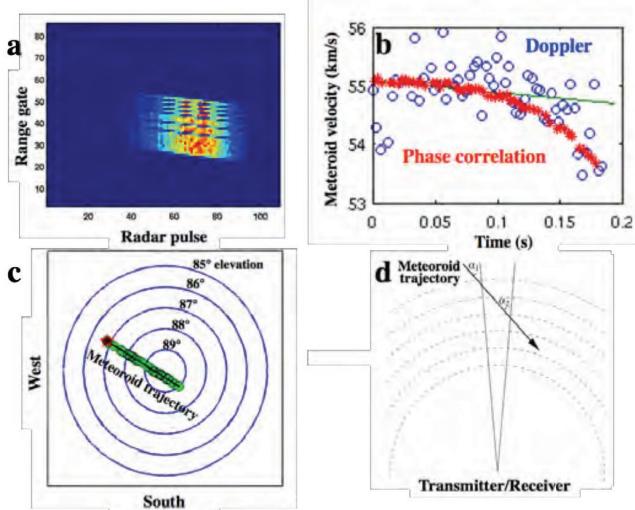


Fig. 4. Overview of the analysis of an example “meteor 1”.⁶⁾
 (a) Range-time and signal intensity plot of a meteor head echo event.
 (b) Determination of the radial velocity of meteor 1. The red markers trace the velocity determined from pulse-to-pulse phase correlation considering atmospheric deceleration.
 (c) Top view of the set of instantaneous target locations at each IPP (green circles) of meteor 1, the start of the event (red star) and a fit of the trajectory (black line). The contours of constant elevation, 8° to 90°, (blue) correspond to radial distances of about 1.7 km at 100 km range.
 (d) Exaggerated sketch of a meteoroid trajectory in the far-field of a radar beam (solid lines), where the phase fronts are spherical (dashed lines). The Doppler shift varies as $\cos \nu$ along the trajectory. For an approaching meteoroid the angle $v_1 < v_2$, which leads to a decreasing radial velocity component.

2.3. Radar cross section

Radar cross sections (RCS) of detected targets are evaluated by rewriting the classical radar equation as

$$RCS = \frac{(4\pi)^3 P_r R^4}{G_r(\theta, \phi) G_t(\theta, \phi) \lambda^2 P_t} \quad (1)$$

The received power is given by

$$P_r = SNR \cdot T_{noise} k_B b_w \quad (2)$$

where $K_b = 1.38 \times 10^{-23} JK^{-1}$ is the Stefan-Boltzmann constant, and $b_w \approx 1/6 \mu s \approx 167 \text{ kHz}$ is the receiver bandwidth. $T_{noise} = T_{sys} + T_{cosmic}$ is the sum of the system noise ($T_{sys} \sim 3000K$) and the cosmic background radio noise that varies from about $T_{cosmic} \sim 5000 - 15000K$ throughout one diurnal cycle. T_{cosmic} is dominated by the passage of two strong radio sources close to zenith, Taurus- A and Cygnus-A. The RCS of fast meteoroids (> 40 km/s) are comparable with the optical magnitude down to +10 by using the simultaneous telescopic observation. The relation between optical absolute magnitude M_v (magnitude at the distance of 100 km to the zenith) and RCS for sporadic meteors and Geminid meteor shower are shown as follows;

$$RCS (\text{dBsm}) = -3.7M_v + 6.0; \text{ Sporadic} \quad (3)$$

$$RCS (\text{dBsm}) = -0.15M_v - 0.93; \text{ Geminids} \quad (4)$$

3. Results

Figure 5 shows the initial velocity, relative to the ground, distribution of all observed meteoroids (red). HPLA radar observation is biased towards faster speeds. In general the meteor luminosity is proportional to the mass of the meteoroid, the entry angle and its initial velocity raised to the power of 3. Slow speed and small size meteoroids have not sufficient kinetic energy to ablate for producing sufficient electrons to be detected, and hence low velocity meteoroids (blue) are dominant after correction of this observational velocity bias.

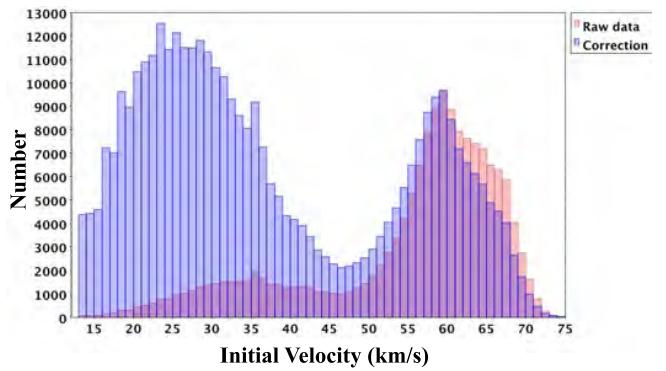


Fig. 5. Observed initial velocity distribution and its de-biased distribution of meteoroids normalized at the maximum are shown in red and blue, respectively. The velocity shows bimodal distribution and slow velocity meteoroids are more dominant than high velocity meteoroids.

Figure 6 shows 428 orbits of meteoroids observed during Dec 9-14, 2013 whose orbits are classified as the Geminid meteor shower. If the orbital dissimilarity criterion, D_{sh} between two orbits are small enough, both objects are likely to be a dynamical association⁷⁾. $D_{sh} < 0.2$ usually used to find meteor shower associations. In 2013, ten simultaneous TV observations of Geminids were detected by amateur meteor observing cameras operated by Sonotaco network. Table 1 shows examples of derived orbital elements of Geminids detected by radar and optical cameras. The radar orbits amazingly agree with optical observations!

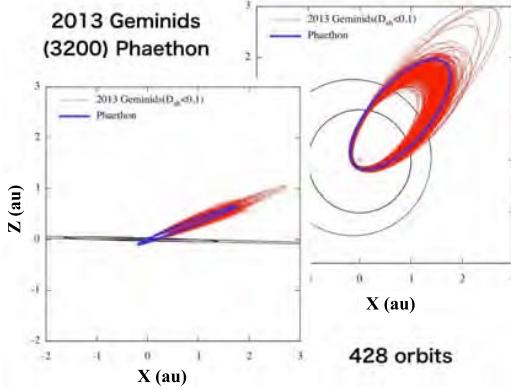


Fig. 6. Orbits of Geminids' meteoroids associated with the dormant comet (3200) Phaethon. D_{sh} is orbital dissimilarity between radar and optical orbits.

Table 1. Comparison of orbits between radar and optical determinations.

2010 Geminids⁸⁾ observed by the MU radar is also compared.

| Object | Date | a | e | i | ω | Ω | D_{sh} |
|----------|-----------------|------|-------|------|----------|----------|----------|
| | UT | au | — | ° | ° | ° | — |
| Phaethon | - | 1.27 | 0.89 | 22.2 | 322.1 | 265.2 | - |
| 1-radar | Dec/14 15:29 | 1.27 | 0.89 | 23.6 | 325.1 | 262.6 | |
| 1-opt | | 1.22 | 0.88 | 23.5 | 325.1 | 262.6 | 0.013 |
| 2-radar | Dec/13 18:49 | 1.20 | 0.89 | 24.1 | 325.8 | 261.7 | |
| 2-opt | | 1.39 | 0.91 | 23.2 | 325.8 | 261.7 | 0.030 |
| 3-radar | Dec/13 16:14 | 1.21 | 0.89 | 22.5 | 324.5 | 261.6 | |
| 3-opt | | 1.26 | 0.88 | 22.7 | 324.5 | 261.6 | 0.037 |
| Geminids | 2010 | 1.30 | 0.899 | 25.0 | 326.1 | 262.3 | - |

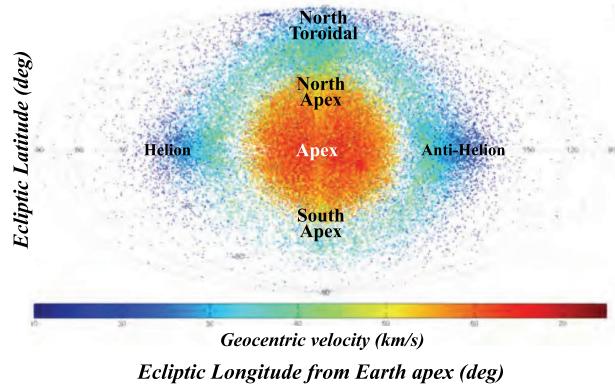


Fig. 7. Radiant distribution of 157,979 meteoroids plotted in the Earth-centered ecliptic longitude and ecliptic latitude. The geocentric velocity is shown as color.

The sporadic meteoroid, non-association with any meteor showers, observed from the Earth is known to have four major sources in six radants distributed symmetrically about the celestial sphere. The location of these different sources described in the Earth-centered coordinate system is shown in Fig.7. The primary sporadic meteoroid sources are the Helion and Anti-Helion, the North/South Apex, and the North/South Toroidal. These three sources are thought to be associated with cometary material due to their eccentric orbits with high impact speed at the Earth's location. Sporadics from the Helion source appear to originate from the Sun, while Anti-Helion sporadics appear to originate opposite the Sun. The Apex sources across the ecliptic plane are separated into North and South Apex branches. The Toroidal source can be divided into North and South Toroidal branches which has high ecliptic latitudes. The South Toroidal source is not clear from our observing site located at the northern hemisphere.

4. Conclusion

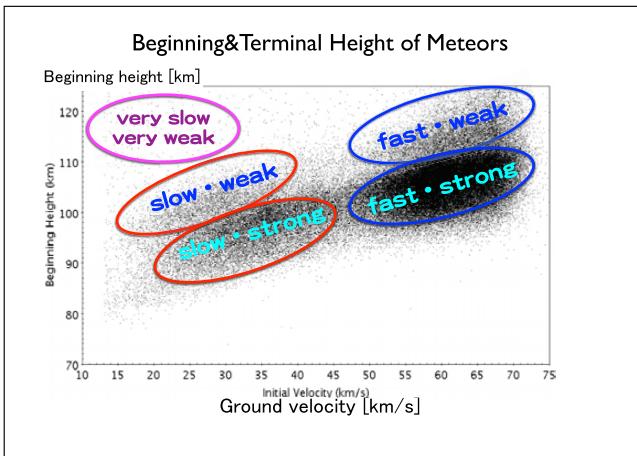
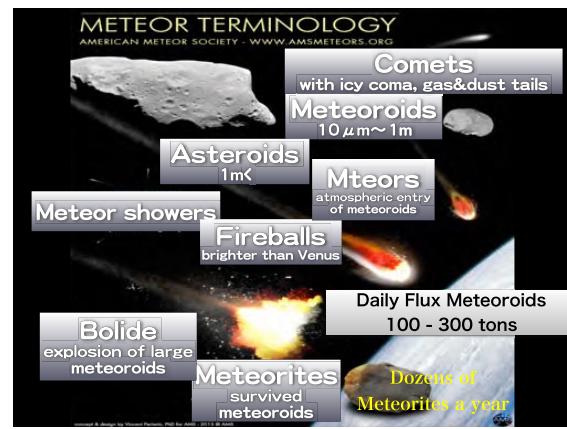
We have revolutionarily achieved to determined the precise orbit of meteoroids using meteor head echo with the MU radar which is as good as (or better than) those observed by optical observations. A tremendous number, more than 150,000, of observed orbits of meteoroids by the MU radar will shed light on new discoveries of meteoroids in the solar system.

Acknowledgments

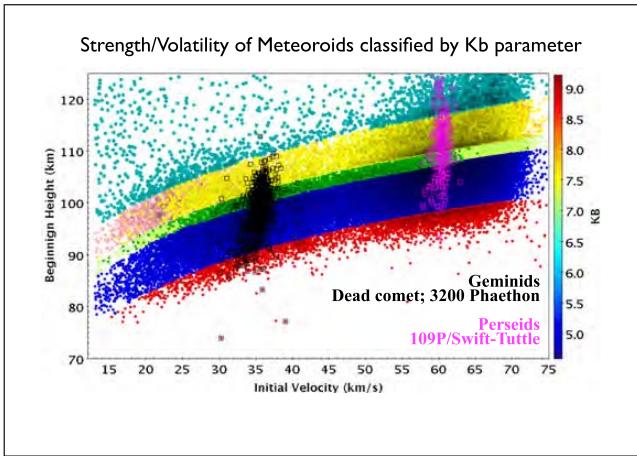
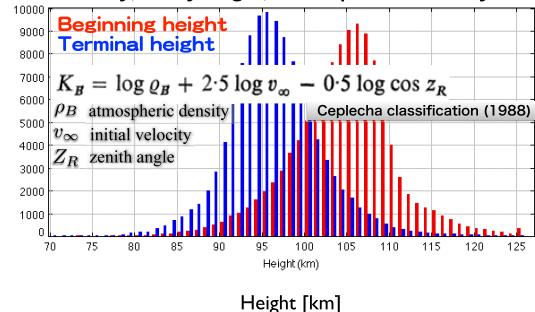
This work was supported by JSPS KAKENHI Grant Number 26287106. The MU radar belongs to and is operated by the Research Institute of Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Uji, Kyoto, Japan.

References

- 1) Hunten, D. M., Turco, R. P., and Toon, O. B.: Smoke and dust particles of meteoric origin in the mesosphere and stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, **37** (1980), pp. 1342–1357.
- 2) G. J. Flynn; Extraterrestrial Dust in The Near-Earth Environment, *Meteors in the earth's atmosphere*, (ed.), E. Murad & I. P. Williams, Cambridge University Press, Cambridge, 2002.
- 3) John M. C. Plane,: Cosmic dust in the earth's atmosphere, *Chem. Soc. Rev.*, **41** (2012), pp. 6507-6518.
- 4) Westman, A., Wannberg, G., and Pellinen-Wannberg, A., Meteor head echo altitude distributions and the height cutoff effect studied with the EISCAT HPLA UHF and VHF radars, *Ann. Geophys.*, **22** (2004), pp. 1575-1584.
- 5) Fukao, S., Sato, T., Tsuda, T., Kato, S., Wakasugi, K., and Makihira, T.: The MU radar with active phased array system. I – Antenna and power amplifiers. II - In-house equipment, *Radio Sci.*, **20** (1985), pp. 1155–1176.
- 6) Kero, J., Szasz, C., Nakamura, T., Terasawa, T., Miyamoto, H., and Nishimura K.: A meteor head echo analysis algorithm for the lower VHF band, *Ann. Geophys.*, **30** (2012), pp. 639-659.
- 7) Southworth, R.B., and Hawkins, G.S., Statistics of meteor streams, *Smithson Contr. Astrophys.*, **7** (1963), pp. 261–285.
- 8) Kero, J., Szasz, C., and Nakamura, T., MU head echo observations of the 2010 Geminids: radiant, orbit, and meteor flux observing biases, *Ann. Geophys.*, **31** (2013), pp. 439-449.



Beginning&Terminal height distribution
velocity, entry angle, atmospheric density



Meteorites'/Fireballs' Associations

- Only ~15 meteorites' orbits were known among ~60,000
- No NEO was identified as the parent of meteorite fireball
- Search for Asteroidal Dusts using MU radar

